

ژئوشیمی و پتروگرافی سازند گرو (نئوکومین-آپسین) در برش نمونه (کبیرکوه، استان ایلام)

مریم جمالیان، دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی *

محمدحسین آدابی، استاد، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

میررضا موسوی، استادیار، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

عباس صادقی، دانشیار، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

به منظور تعیین انواع کمربندهای رخساره‌ای، محیط رسوبی، ترکیب کانی شناسی اولیه، دمای قدیمه و محیط دیاژنزی سازند گرو، ۶۲۴ متر از این سازند در برش نمونه (واقع در یال جنوب غربی کبیرکوه) متعلق به نئوکومین-آپسین مورد مطالعات ژئوشیمی و پتروگرافی قرار گرفته است. در این برش مرز زیرین سازند گرو رخمون ندارد ولی در چاه شماره ۱ کبیرکوه، مرز زیرین این سازند با سازند تبخیری گوتیا گزارش شده است. بر روی این سازند آهک‌های سازند سروک به سن آلبین-تورونین قرار می‌گیرند. اعتقاد بر این است که سازند گرو به عنوان سنگ منشاء در حوضه زاگرس عمل کرده است.

مطالعات رخساره‌ای منجر به شناسایی کمربند رخساره‌ای بخش عمیق دریا در این سازند شد. عدم وجود رخساره‌های چارچوب‌ساز، حضور رخساره‌های پلوئیدی و نبود رخساره‌های دوباره نهشته شده تأیید کننده ته‌نشست این توالی کربناته بر روی پلاتفرم کربناته از نوع رمپ می‌باشد.

نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپهای پایدار اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ و رفتار آنها نسبت به یکدیگر ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی را نشان می‌دهد. مطالعات ژئوشیمیایی (ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر منگنز و نسبت Sr/Ca در برابر منگنز) حاکی از این است که سنگ آهکهای منطقه تحت تأثیر دیاژنز در یک سامانه دیاژنزی باز قرار داشته‌اند. دمای محاسبه شده بر اساس سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های میکریتی سازند گرو ۲۹/۲ درجه سانتی گراد است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، پتروگرافی، محیط رسوبی رمپ، سازند گرو، زاگرس

مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس بدلیل وجود مخازن نفتی و اهمیت اقتصادی خاص از دیرباز مورد توجه بسیاری از زمین شناسان داخلی و خارجی قرار گرفته است. توالی های رسوبی، سنگ های مخزن خوب، پوش سنگ های گسترده، ارتباط مطلوب سنگ های مخزن با سنگ های منشاء و تله های طاق دیسی با بستگی های مناسب موجب اهمیت زیاد این منطقه شده اند (Alsharhan and Nairn 1997). بنابراین بررسی سنگ های منشاء و شناسایی رخساره ها و بازسازی محیط رسوبی دیرینه برای توسعه میادین نفتی اهمیت زیادی دارد. از طرفی تاکنون بیشتر کارهای تحقیقاتی در رابطه با شناخت ویژگی های زمین شناسی سنگ های مخزن بوده و مطالعه بر روی سنگ های منشاء کمتر صورت گرفته است. از اینرو در این مطالعه بخشی از سازند گرو (کرتاسه زیرین) از دیدگاه پتروگرافی و شناسایی رخساره ها، محیط رسوبگذاری و ژئوشیمی رسوبی مورد بررسی قرار گرفته است.

سازند گرو اولین بار توسط جیمز و وایند (James and Wynd 1965) معرفی گردید و برش نمونه آن با ضخامت بیش از ۸۰۰ متر و سن نئوکومین - آپتین در یال شمال شرقی کبیرکوه در نظر گرفته شد.

به طور کلی سازند شیلی گرو از تناوب آهک های بسیار رسی سیاه تا خاکستری تیره حاوی رادیولاریا با شیل های سیاه رنگ بیتومین دار و پیریتی تشکیل شده است. این سازند در لرستان مرکزی یا به عبارت دیگر مرکز حوضه رسوبی بیشتر شیلی است درحالی که در فروافتادگی دزفول ضخامت شیلها کاهش و آهکها گسترش یافته و از مقدار رس آنها کاسته می شود (مطیعی ۱۳۸۲).

این سازند به همراه دیگر سازندهای دارای پتانسیل سنگ منشاء حوضه زاگرس از دیدگاه ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار گرفته است. از جمله این مطالعات می توان به مطالعات صورت گرفته توسط علاء و همکاران (Ala et al. 1980)، بوردانف و باروود (Bordenave and Burwood 1990)، بوردانف و هاگ (Bordenave and Huc 1995) و اشکان (۱۳۸۳) اشاره نمود. حسین پور نیز در سال ۱۳۸۶ به بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند گرو در کبیرکوه ایلام پرداخت و ۷ میکروفاسیس توسط ایشان تشخیص داده شد. ایشان همچنین مدل رسوبی سازند گرو را رمپ در نظر گرفته است.

استفاده از عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و کربن به ویژه در مطالعه سنگ های کربناتی بخش مهمی را به خود اختصاص داده است. با استفاده از عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپهای اکسیژن و کربن می توان دما، درجه شوری، میزان و نوع دگرسانی، روند دیاژنز و ترکیب کانی شناسی اولیه را تعیین کرد و در مطالعات چینه نگاری سکانشی از آن بهره برد (Hamon and Merzeraud 2007; Adabi and Asadi Mehmandosti 2008; Adabi et al. 2010).

اهداف این مطالعه شامل تعیین کمرندهای رخساره ای و محیط رسوبی سازند گرو و بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی نظیر ترکیب کانی شناسی اولیه، دمای قدیمه و روندهای دیاژنزی است.

جایگاه زمین شناسی و چینه نگاری

تاقدیس کبیرکوه در ایالت زمین شناسی لرستان^۲ از کمر بند چین خوردگی و راندگی زاگرس^۱ واقع شده است. کمر بند

^۱ - Closure

^۲ -Lurestan Salient (LS)

بین خطوط ۱،۶۴۰،۰۰۰ تا ۱،۷۷۰،۰۰۰ شرقی (بین طولهای جغرافیایی ۴۶° ۳۰' تا ۴۷° ۵۴') و ۱،۲۱۰،۰۰۰ تا ۱،۲۸۰،۰۰۰ شمالی (بین عرضهای جغرافیایی ۳۲° ۵۳' تا ۳۳° ۲۹') است. این تاق‌دیس طول‌ترین تاق‌دیس در ناحیه لرستان بوده و تقریباً از ۵۰ کیلومتری شمال غربی اندیمشک شروع شده و تا ۲۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان ایلام ادامه دارد.

برش نمونه سازند شیلی گرو در عرض شمالی ۳۳° ۲۵' ۴۲" و طول شرقی ۴۱° ۵۵' ۴۶" قرار داشته و در یال جنوب غربی کبیرکوه و در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب شرقی ایلام (در طول جاده ایلام - دره شهر) واقع است (مطیعی ۱۳۸۲) (شکل ۲). جهت دستیابی به این محل می‌توان از قسمت غربی روستای پاکل گراب واقع در یال شمال شرقی این تاق‌دیس وارد شد و مسیر صعب‌العبور کوهستانی را پیمود. در برش نمونه ضخامت سازند گرو به ۸۱۴ متر می‌رسد و با توجه به ضخامت حفاری شده این سازند در چاه شماره یک کبیرکوه به نظر می‌رسد تقریباً ۸۲ متر از این سازند در برش نمونه پوشیده بوده و غیرقابل اندازه‌گیری است. در هر حال ضخامت این سازند بر اساس کلیه شواهد موجود به ۸۹۶ متر می‌رسد (مطیعی ۱۳۸۲).

چین‌خوردگی و راندگی زاگرس در ایران بخش خارجی گوه کوهزایی فعال^۲ زاگرس را تشکیل می‌دهد. این گوه شامل یک توالی ناهمگون پوشش رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین-فانروزوئیک به ضخامت تقریبی ۷ تا ۱۲ کیلومتر است (Alavi 2007). کمربند چین‌خوردگی و راندگی زاگرس حالت دگرریخت شده حوضه رسوبی زاگرس است، حوضه‌ای که در لبه شمال شرقی (موقعیت کنونی) حاشیه قاره‌ای افرو-عربی^۳ گسترده بوده و تحت تأثیر کوهزایی کرتاسه پیشین تا عهد حاضر زاگرس قرار گرفته است (Alavi 2007).

کوهزاد زاگرس^۴ دارای سه زون تکتونیکی موازی و متمایز است (شکل ۱) که از شمال شرق به جنوب غرب شامل مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر^۵، زون فلسی زاگرس^۶ (Falcon 1961) و کمربند چین‌خوردگی و راندگی زاگرس می‌باشند (Alavi 2007). تحدبها^۷ و تفرهای^۸ کمربند چین‌خوردگی و راندگی زاگرس از جنوب شرق بسمت شمال غرب عبارتند از: تحدب فارس^۹، تفر دزفول^{۱۰} (فروافتادگی دزفول سابق) و تحدب لرستان در ایران و تفر کرکوک^{۱۱} (فروافتادگی کرکوک) در عراق (Alavi 2007).

تاق‌دیس نامتقارن کبیرکوه در جنوب شرقی شهرستان ایلام قرار گرفته و موقعیت جغرافیایی آن در مختصات لمبرت^{۱۲}

^۱ -Zagros Fold-Thrust Belt (ZFTB)

^۲ - Active orogenic wedge

^۳ - Afro-Arabian continental margin

^۴ - Zagros orogen

^۵ - Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage (UDMA)

^۶ - Zagros Imbricate Zone (ZIZ)

^۷ - Salients

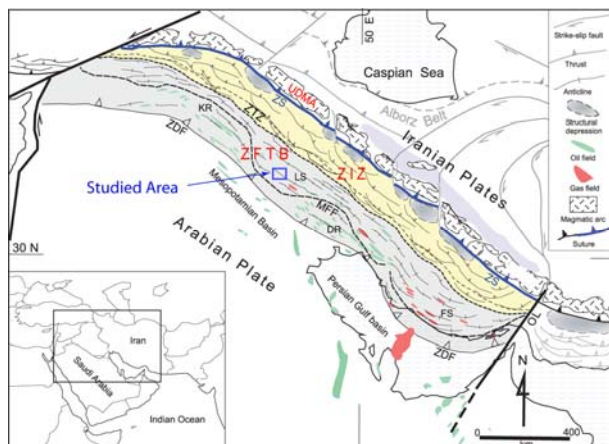
^۸ - Recesses

^۹ - Fars salient (FS)

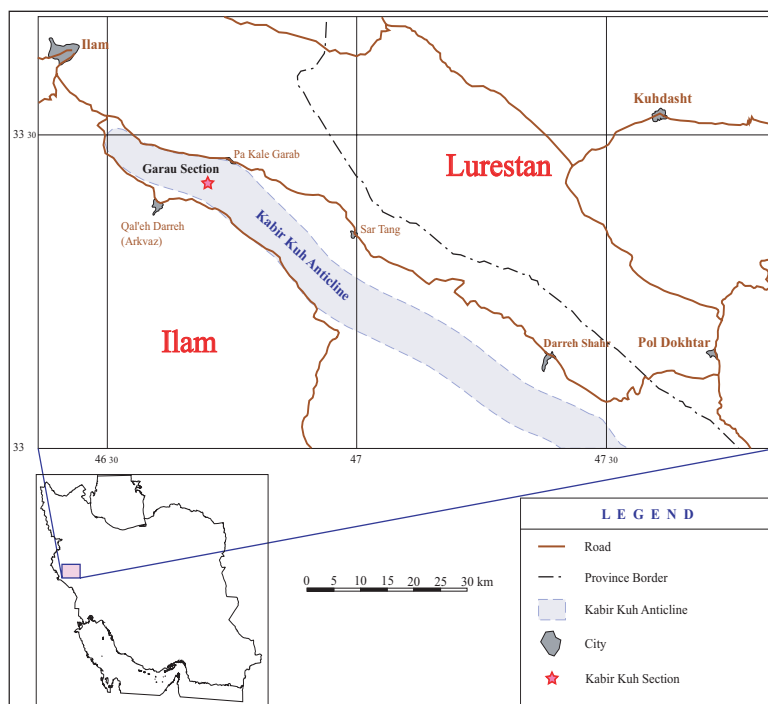
^{۱۰} - Dezful recess (DR)

^{۱۱} - Karkuk recess (KR)

^{۱۲} - Lambert



شکل ۱- بخشهای مختلف کمربند کوهزایی زاگرس با اندکی تغییرات (Alavi 2007). حروف اختصاری: DR- تقعر دزفول، FS- تحدب فارس، KR- تقعر کرکوک، LS- تحدب لرستان، MFF- خمش پیشانی کوهستان، OL- خطواره عمان، ZTZ- زون راندگی زاگرس، UDMA- مجموعه ماگماتیکی ارومیه-دختر، ZDF- جبهه دگرریختی زاگرس، ZFTB- کمربند چین خوردگی و راندگی زاگرس، ZIZ- زون فلسی زاگرس، ZS- زمین درز زاگرس.

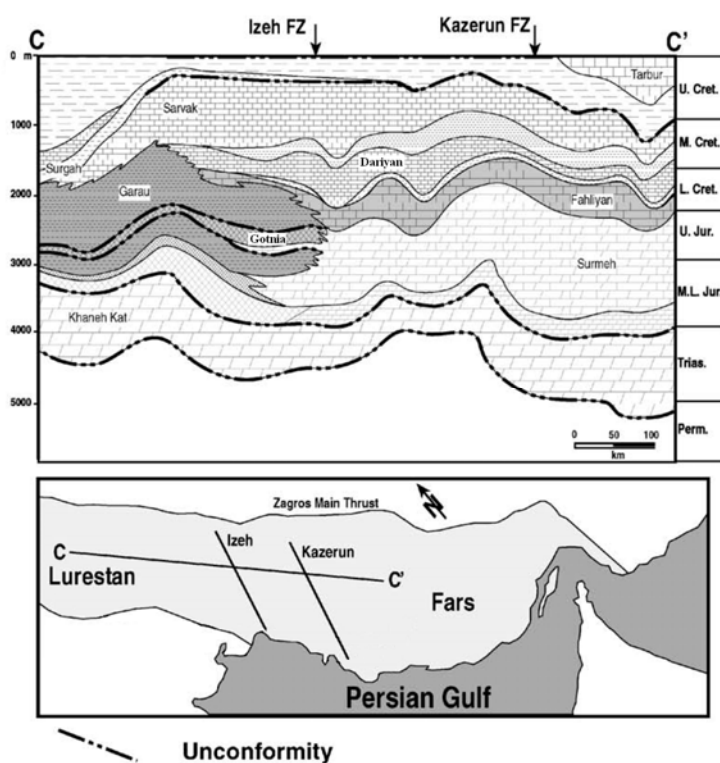


شکل ۲- موقعیت ناحیه مورد مطالعه

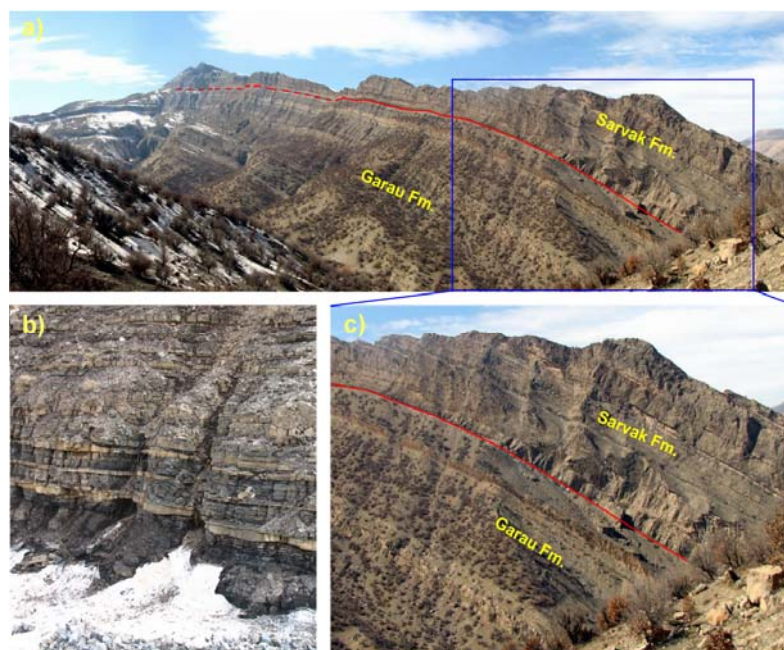
سنگ آهکهای بنگستان (آلبین-کامپانین) مشخص می‌شود که وجود گلوکونیت و ماسه‌ای بودن سرسازند گرو معرف آن است. در نواحی مرکزی لرستان سازند گرو در زیر سازند سورگاه (کنیاسین) قرار می‌گیرد. به این ترتیب سازند گرو می‌تواند در زیر سازندهای مختلفی واقع شود و این موضوع خود معلول پیشروی رسوبات ساحلی محاط به حوضه رسوبی گرو تفسیر می‌گردد (مطیعی ۱۳۸۲) (شکل ۳). در مقطع مورد مطالعه سنگ آهک‌های سازند سروک بر روی سازند گرو قرار می‌گیرند (شکل ۴).

حد پائینی این سازند در برش نمونه مشخص نیست و با توجه به شواهد زیرزمینی می‌توان اذعان داشت که رسوبات عمیق سازند گرو بر روی رسوبات تبخیری سازند گوتنیا به سن ژوراسیک بالائی یا سنگ آهکهای برشی معادل گوتنیا در نواحی لرستان و فروافتادگی دزفول قرار می‌گیرد (مطیعی ۱۳۸۲). در مقطع مورد مطالعه نیز مرز زیرین سازند گرو رخنمون ندارد اما بر اساس اطلاعات حاصل از چاه شماره ۱ کبیرکوه در مرز زیرین این سازند، سازند تبخیری گوتنیا قرار گرفته است.

وضعیت حد بالائی سازند گرو بسیار متفاوت است. مثلاً در برش نمونه این حد از طریق یک ناهمسازی فرسایشی با



شکل ۳- گسترش سازند گرو در بخش‌های مختلف زاگرس و چگونگی ارتباط آن با سایر سازندها (Sepehr and Cosgrove 2004)



شکل ۴- تصاویر سازند گرو در مقطع کبیر کوه (a) دید کلی از سازند گرو در مقطع کبیر کوه (b) مرز زیرین سازند گرو (c) مرز فوقانی سازند گرو با سازند سروک در برش مورد مطالعه

روش مطالعه

محلول آلزارین قرمز^۱ رنگ آمیزی شدند و مورد مطالعه قرار گرفتند. در این پژوهش جمعاً ۲۰۰ مقطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان به منظور تعیین میکروفاسیس ها و همچنین فرایندهای دیاژنتیکی مورد مطالعه قرار گرفتند. جهت تفسیر رخساره های میکروسکوپی از تقسیم بندی فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) و در نامگذاری سنگ های کربناته از روش دانهام (Dunham 1962) استفاده شده است. همچنین ۴۰ نمونه میکرویتی برای تعیین گستره مقادیر عناصر اصلی و فرعی (Ca, Mg, Sr, Na, Mn, and Fe) توسط دستگاه طیف سنج جذب اتمی^۲ در آزمایشگاه ژئوشیمی ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تجزیه شدند. برای رسیدن به این هدف ۰/۱۲۵ گرم پودر میکرویتی نمونه را توسط ۵ سی سی اسید کلریدریک ۱ مولار حل کرده

برش نمونه سازند گرو در تاقدیس کبیر کوه اولین بار در سال ۱۹۶۵ توسط هولسترن (Hulstrand 1965) برداشت و ستون چینه شناسی آن نیز ترسیم شد (نمونه های مشخص شده با RFH در شکل ۵). در مطالعه کنونی جهت انجام مطالعات صحرایی (از قبیل بررسی وضعیت لایه بندی و مرز سازندها) از این مقطع بازدید شد و با توجه به عدم وجود تعدادی از مقاطع نازک سازند گرو در بخش زیرین آن و همچنین به منظور انجام آزمایشهای ژئوشیمی، نمونه برداری تکمیلی صورت گرفت (نمونه های مشخص شده با BAFR در شکل ۵). در این نمونه برداری در مجموع تعداد ۷۳ نمونه عمدتاً از بخشهای پایینی و به مقدار کمتر از بخش میانی رخنمون سازند گرو برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. تمام نمونه ها توسط

^۱ - Alizarin Red-S

^۲ - Atomic Absorption Spectrophotometry (AAS)

(Rao 1990, 1991)، کربنات‌های آب سرد کلسیتی پرمین تاسمانیا (Rao 1991)، کربنات‌های آراگونیتی ژوراسیک بالایی سازند مزدوران (Adabi and Rao 1991)، کربنات‌های آراگونیتی کرتاسه زیرین سازند فهلیان در مقطع تیپ (Salehi et al. 2007; Adabi et al. 2010) و کربنات‌های آراگونیتی کرتاسه بالایی (سانتوین-کامپانین) سازند ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti 2008) نوع ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند گرو و خصوصیات دیاژنتیکی آن مورد بررسی قرار گرفت.

پتروگرافی

بخشی از سازند گرو به ضخامت ۶۲۴ متر که متعلق به نئوکومین-آپسین است و در برش مورد مطالعه دارای رخنمون می‌باشد، مورد مطالعه قرار گرفته است. بخش مورد مطالعه سازند گرو حاوی میکریت، دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی با تنوع کم و مقدار زیادی پیریت می‌باشد که در ادامه شرح داده می‌شود (شکل ۵).

آنالیز رخساره‌ای و محیط رسوبی

مطالعه مقاطع میکروسکوپی سازند گرو به سن کرتاسه زیرین و بررسی خصوصیات فسیل‌شناسی و بافتی نمونه‌ها اعم از فراوانی آلوکم‌ها (اسکلتی و غیر اسکلتی)، سیمان، ذرات آواری و ماتریکس منجر به شناسایی کمرند رخساره‌ای بخش عمیق دریا در توالی مورد مطالعه گردید. این کمرند رخساره‌ای شامل ۸ رخساره به شرح زیر است.

و به حجم ۵۰ سی‌سی می‌رسانیم. از محلول حاصل عناصر اصلی بر حسب درصد و فرعی بر حسب پی‌پی‌ام توسط دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی اندازه‌گیری شدند. پس از خشک شدن رسوبات غیر قابل حل که از کاغذ صافی عبور نکرده‌اند را وزن کرده و از مقدار وزن اولیه نمونه کسر کردیم تا مواد غیر قابل حل در اسید تعیین گردد. مقدار مذکور به صورت درصد تعیین گردید و در صورت بالا بودن، نمونه‌های مذکور در تعبیر و تفسیر نتایج دخالت داده نشدند. خطای اندازه‌گیری در حد $\pm 0.5\%$ برای کلسیم و منیزیم و $\pm 5 \text{ ppm}$ برای استرانسیم، سدیم، منگنز و آهن است. ۱۵ نمونه از سنگهای کربناتی که قبلاً برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی آنالیز شده بودند نیز برای اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ (توسط دستگاه Micromass 602D) در آزمایشگاه مرکزی علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا تجزیه شدند. برای این کار ۱۵ میلی‌گرم از پودر نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تاثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته تا گاز CO_2 متصاعد شده از نمونه به کمک دستگاه اسپکترومتر جرمی اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی در حد $\pm 0.01\%$ برای ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ می‌باشد.

در این مطالعه با استفاده از عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Sr, Mn, Na, Fe)، ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ و تغییرات آنها در برابر عناصر فرعی و مقایسه آنها با کربنات‌های حاره‌ای (آراگونیت) (Milliman 1974) و معتدل (کلسیت) (عهد حاضر; Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995) کربنات‌های آراگونیتی اردوئین گرو گوردون

مادستون بیتومینه

Bituminous mudstone

این ریز رخساره از گل آهکی با آغشتگی زیاد به مواد بیتومینه تشکیل شده است به طوریکه در مقاطع نازک به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه دیده می‌شود (شکل ۶). اجزاء اسکلتی در این رخساره بسیار کم بوده و تنها در بعضی فواصل و به شکل پراکنده دیده می‌شوند و عمدتاً از نوع رادیولر، استراکود و تعداد کمی فرامینفرهای پلانکتونیک است. از اجزاء غیر اسکلتی در این رخساره می‌توان به مقادیر فراوان پیریت و دانه‌های درج‌زای کوارتز (Autogenic quartz) اشاره کرد. فرایندهای دیاژنتیکی عمده که در این رخساره عمل کرده است شامل پیریتی شدن، آهن‌دار شدن و دولومیتی شدن می‌باشند. این رخساره فاقد تخلخل قابل ملاحظه است و تنها در بعضی فواصل به میزان خیلی کم تخلخل حفره‌ای و قالبی به شکل قالب دولومیت وجود دارد (شکل ۶). این میکروفاسیس معادل رخساره RMF2 فلوگل و SMF3 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می‌باشد.

لازم به ذکر است در مطالعات صحرایی رخساره‌های شیلی تیره‌رنگ با آغشتگی زیاد به مواد آلی تشخیص داده شدند که آنها نیز به بخش‌های عمیق حوضه تعلق دارند (شکل ۵).

مادستون تا مادستون فسیل‌دار

Mudstone to fossiliferous mudstone

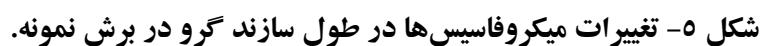
این ریز رخساره از یک مادستون خاکستری رنگ تا مادستون فسیل‌دار تشکیل شده است و در بعضی فواصل دارای کمتر از ۱۰ درصد اجزاء اسکلتی عمدتاً از نوع رادیولر و به مقدار کم دوکفه‌ای‌های پوسته نازک (پلانکتونیک)، استراکود،

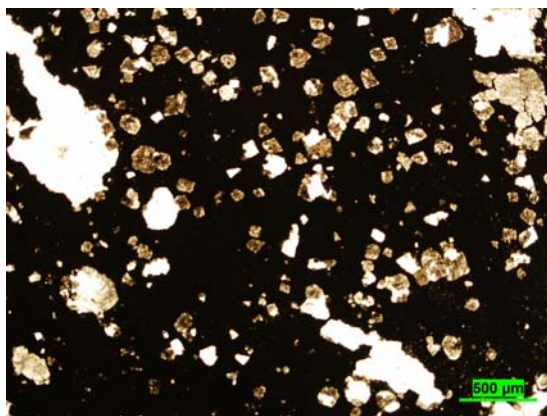
فرامینفرهای پلانکتونیک و سوزن اسفنج (مقاطع عرضی و طولی) می‌باشد (شکل ۷). از اجزاء غیر اسکلتی در این رخساره می‌توان به پیریت و دانه‌های آواری و درج‌زای کوارتز اشاره کرد. فرایندهای دیاژنتیکی عمده موجود در این رخساره پیریتی شدن و دولومیتی شدن می‌باشند. در این رخساره نیز میزان تخلخل بسیار کم می‌باشد و تنها در بعضی فواصل به میزان کم تخلخل حفره‌ای مشاهده می‌شود. تخلخل قالبی به شکل قالب رادیولر و برخی بیوکلست‌ها و نیز قالب دولومیت به میزان خیلی کم در این رخساره مشاهده شد. این میکروفاسیس معادل رخساره RMF2 فلوگل و SMF3 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می‌باشد.

پکستون پلوئیدی

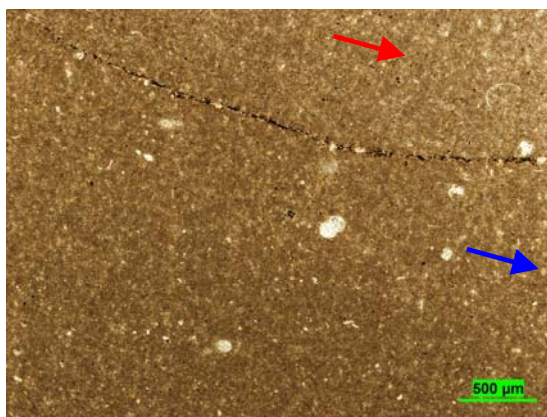
Peloid packstone

این ریز رخساره حاوی بیش از ۴۰ درصد پلوئید و حدود ۵ درصد اینتراکلست است (شکل ۸). پلوئیدها بسیار ریز در اندازه ۲۰ تا ۴۰ میکرون می‌باشند. در این رخساره کمتر از ۵ درصد استراکود و خرده صدف نیز مشاهده شد. از اجزاء غیر اسکلتی در این رخساره می‌توان به ۳ درصد پیریت و دانه‌های آواری کوارتز به میزان ۲ درصد اشاره کرد. این میکروفاسیس معادل رخساره RMF4 فلوگل و SMF2 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می‌باشد.

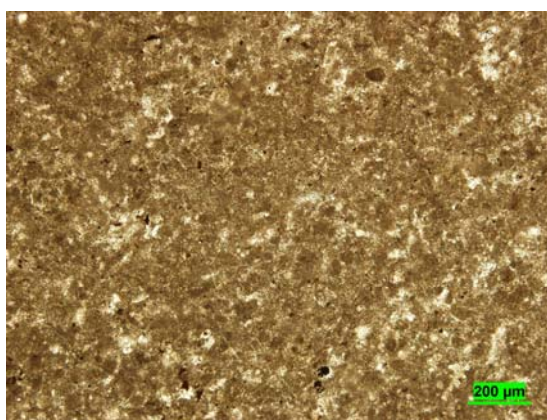




شکل ۶- مادستون با آغستگی به مواد بیتومینه دارای تخلخل قالبی به شکل قالب دولومیت، سازند گرو، مقطع کبیر کوه، نمونه RFH-1434، PPL



شکل ۷- مادستون تا مادستون فسیل دار، دارای استراکود (نشانگر قرمز رنگ) و سوزن اسفنج (نشانگر آبی رنگ)، سازند گرو، مقطع کبیر کوه، نمونه RFH-1545، PPL.

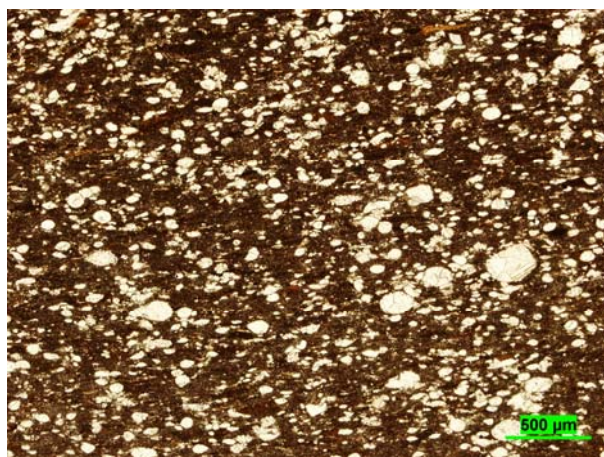


شکل ۸- رخساره Peloid packstone، سازند گرو، مقطع کبیر کوه، نمونه RFH-1627، PPL

وکستون/پکستون دارای رادیولر***Radiolaria wackestone/packstone***

این ریز رخساره حاوی ۱۰ تا ۴۰ درصد رادیولر در اندازه ۵۰ تا ۷۰۰ میکرون و به مقدار کمتر (کمتر از ۱۰ درصد) سوزن اسفنج، دوکفه‌ای‌های با پوسته نازک، استراکود، فرامینیفر پلانکتونیک، براکیوپود، اکتینودرم، خار اکتینودرم و خرده صدف است (شکل ۹). قالب رادیولرها با سیمان‌های کلسیتی هم‌بعد تا صفحه‌ای پر شده است. از اجزاء غیراسکلتی موجود در این رخساره می‌توان به پیریت و دانه‌های کوارتز اتوژن اشاره کرد. از فرایندهای دیاژنتیکی موجود در این رخساره

می‌توان به پیریتی شدن و دولومیتی شدن و به مقدار کمتر آهن‌دار شدن و فشردگی فیزیکی اشاره کرد. قالب بعضی رادیولرها در این رخساره با مواد بیتومینه پر شده است. در این رخساره تخلخل قالبی به شکل قالب بیوکلست (عمدتاً رادیولر و به مقدار کمتر سایر بیوکلست‌ها) و به شکل قالب دولومیت، تخلخل حفره‌ای و تخلخل حاصل از شکستگی به میزان کم وجود دارد. تخلخل کانالی نیز در بعضی فواصل به میزان کم مشاهده شد. این میکروفاسیس معادل رخساره RMF5 فلوگل و SMF3 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می‌باشد.

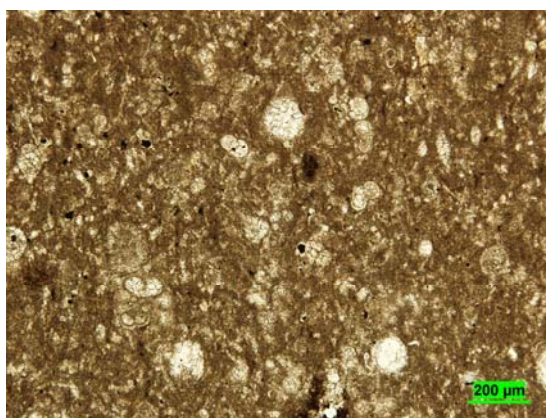


شکل ۹- رخساره *Radiolaria wackestone/packstone*، سازند گرو، مقطع کبیرکوه، نمونه RFH-1448، PPL

پکستون دارای رادیولر و فرامینیفر پلانکتونیک***Planktonic foraminifer radiolaria packstone***

این ریز رخساره حاوی ۳۰ درصد رادیولر و ۲۰ درصد فرامینیفر پلانکتونیک در یک زمینه گل آهکی است. کمتر از

۵ درصد اسپیکول اسفنج، استراکود و خرده صدف نیز در این رخساره قابل مشاهده است (شکل ۱۰).



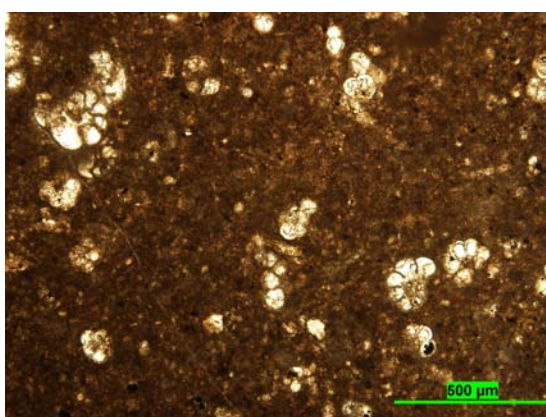
شکل ۱۰- رخساره Planktonic foraminifer radiolaria packstone، سازند گرو، مقطع کبیر کوه، نمونه RFH-1637، PPL

از اجزاء غیر اسکلتی در این رخساره می توان به پیریت به میزان ۳ درصد اشاره کرد. از فرایندهای دیاژنتیکی موجود در این رخساره می توان به پیریتی شدن و دولومیتی شدن به میزان ۱۰ درصد با بلورهای ریز دولومیت در اندازه ۱۰ تا ۳۰ میکرون اشاره کرد. این میکروفاسیس معادل رخساره RMF5 فلوگل و SMF3 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می باشد.

این ریز رخساره حاوی ۱۰ درصد فرامینیفر پلانکتونیک و به مقدار کمتر رادیولر، استراکود، دوکفه ای با پوسته نازک و خرده صدف است (شکل ۱۱). از اجزاء غیر اسکلتی در این رخساره می توان به پیریت به میزان ۳ درصد اشاره کرد. رگه پر شده با سیمان های هم بعد، بلوکی و دروزی نیز در این رخساره مشاهده شد.

وکستون دارای فرامینیفر پلانکتونیک

Planktonic foraminifer wackestone



شکل ۱۱- رخساره Planktonic foraminifer wackestone، سازند گرو، مقطع کبیر کوه، نمونه RFH1639، PPL

از جنس گل آهکی با رنگ تیره‌تر از زمینه سنگ هستند (شکل ۱۳). در بعضی فواصل داخل آنها رادیولر کلسیتی و دولومیت در اندازه ۳۰ میکرون به میزان ۵ درصد نیز دیده می‌شود. بیوکلست نیز به میزان کمتر از ۱۰ درصد در بعضی فواصل در این رخساره دیده می‌شود و شامل رادیولر کلسیتی، اسپیکول اسفنج، استراکود، دوکفه‌ای بنتیک و بریوزوئر است. این رخساره در بعضی فواصل دارای آغشتگی به اکسید آهن است (شکل ۱۳). این رخساره فاقد تخلخل قابل مشاهده می‌باشد و تنها تخلخل پناهگاهی مشاهده شد که توسط دوکفه‌ای‌های بنتیک ایجاد شده ولی تقریباً آنها هم با سیمان بلوکی پر شده‌اند. این میکروفاسیس معادل رخساره RMF4 فلوگل و SMF4 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می‌باشد.

تفسیر کمربند رخساره‌ای دریای باز

این کمربند رخساره‌ای از رخساره‌های مادستون بیتومینه (Bituminous mudstone)، مادستون تا مادستون فسیل دار (Mudstone to fossiliferous mudstone)، پکستون پلوئیدی (Peloid packstone)، و کستون/پکستون دارای رادیولر (Radiolaria wackestone/packstone)، پکستون دارای رادیولر و فرامینیفـر پلانکتونیـک (Planktonic foraminifer radiolaria packstone)، و کستون دارای فرامینیفـر پلانکتونیـک (Planktonic foraminifer wackestone)، پکستون دارای پلوئید و بیوکلست (Bioclast peloid packstone) و کستون/پکستون دارای اینتراکلست (Intraclast wackestone/packstone) تشکیل شده است. این رخساره‌ها در قسمت‌های عمیق پلاتنفرم ته‌نشست یافته‌اند. رخساره‌های مادستون بیتومینه و مادستون تا مادستون فسیل دار

از فرایندهای دیاژنتیکی موجود در این رخساره می‌توان به پیریتی شدن و دولومیتی شدن با بلورهای نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل دولومیت در اندازه ۱۰ تا ۳۰ میکرون اشاره کرد. در این رخساره تخلخل درون ذره‌ای^۱ به شکل حجرات فسیل به میزان کمتر از ۵ درصد مشاهده شد که در بعضی فواصل با اکسید آهن، مواد آلی و بیتومین پر شده است. این میکروفاسیس معادل رخساره RMF5 فلوگل و SMF3 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می‌باشد.

پکستون دارای پلوئید و بیوکلست

Bioclast peloid packstone

این ریز رخساره حاوی ۴۰ تا ۴۵ درصد پلوئید در اندازه ۲۰ تا ۸۰ میکرون است (شکل ۱۲). ۵ تا ۳۰ درصد بیوکلست شامل فرامینیفـرهای پلانکتون، رادیولر و استراکود نیز در این رخساره مشاهده شد. از اجزاء غیر اسکلتی در این رخساره می‌توان به دانه‌های آواری کوارتز به میزان ۲ درصد اشاره کرد. پیریت نیز به میزان ۲ تا ۳ درصد در این رخساره قابل مشاهده است. آغشتگی به مواد آلی و بیتومین در بعضی فواصل در زمینه قابل مشاهده است. تخلخل حفره‌ای به میزان بسیار کم در این رخساره وجود دارد. این میکروفاسیس معادل رخساره RMF4 فلوگل و SMF2 فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flugel 2004) می‌باشد.

وکستون/پکستون دارای اینتراکلست

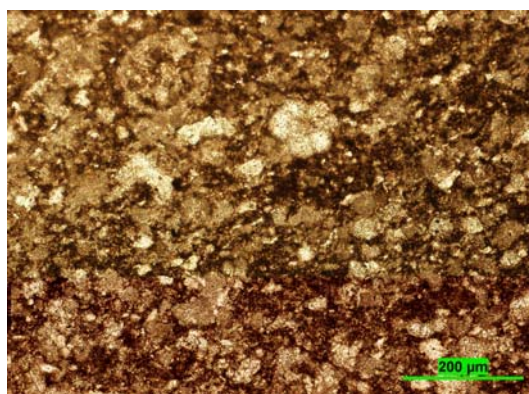
Intraclast wackestone/packstone

این ریز رخساره حاوی ۲۰ تا ۵۰ درصد اینتراکلست است. ۱۰ تا ۲۰ درصد پلوئید نیز در این رخساره قابل مشاهده است که به نظر می‌رسد از خرد شدن اینتراکلست‌ها به وجود آمده‌اند. اینتراکلست‌ها دارای لبه‌های تیز تا کاملاً گرد شده می‌باشند و

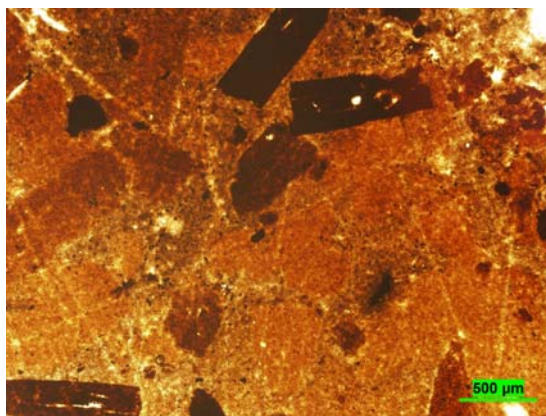
¹ - Intraparticle porosity

از فراوانی فسیلی پائینی برخوردار بوده و عمدتاً دارای فسیل‌های شاخص بخش عمیق دریا می‌باشند. رخساره‌های شیلی و مادستون بیتومینه با مقادیر بالای مواد آلی و پیریت و مقدار فراوان گل در عمیق‌ترین بخش پلاتفرم گرو ته‌نشست یافته‌اند. در سایر رخساره‌ها فراوانی رادیولر و سوزن اسفنج، مقدار فراوان گل همراه با پیریتی شدن، کمربند رخساره‌ای

بخش عمیق دریا با انرژی کم را پیشنهاد می‌کند. تجمعات رادیولرها در جاهایی که دیگر گونه‌های پلانکتونیک نادر هستند نشان‌دهنده ژرف (Haas and Tardy-Filacz 2004) و سرد بودن آب دریا می‌باشد (Casey 1977).



شکل ۱۲- رخساره Bioclast peloid packstone، سازند گرو، مقطع کبیرکوه، نمونه RFH1631، PPL



شکل ۱۳- رخساره Intramicrite، سازند گرو، مقطع کبیرکوه، نمونه RFH-1509، PPL

مدل رسوبی

در آن فاکتورها و عوامل موثر بر محیط رسوب گذاری مورد آنالیز محیطهای رسوب گذاری بهترین روش در تعیین شرایط و چگونگی ته‌نشست رسوبات در زمان تشکیل آنها می‌باشد که بررسی قرار می‌گیرد. در این راستا با استفاده از یافته‌ها و اطلاعات حاصل از مطالعات پتروگرافی به منظور درک

می‌گردد تا شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه آنها تنها با استفاده از مطالعات پتروگرافی امکان‌پذیر نباشد، به طوریکه در طی فرایند دیاژنز ترکیب کانی‌شناسی و بافت اولیه سنگ با تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم‌میزیم و در نهایت به کلسیت کم‌میزیم دیاژنتیکی^۶ تغییر کرده و شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه آنها مشکل می‌گردد. از اینرو تنها با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی (عناصر فرعی به ویژه Sr/Na، Sr/Mn و ایزوتوپهای اکسیژن و کربن) می‌توان ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربناتها را تعیین نمود. همچنین استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی ایزوتوپی (اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳) در سنگهای کربناته به تفکیک انواع محیطهای دیاژنتیکی و تعیین دمای آب دریا در زمان تشکیل نهشته‌های کربناته کمک می‌کند.

استرانسیم

میزان استرانسیم در آهک‌های سازند گرو بین ۵۹۸ و ۴۷۱۶ پی‌پی‌ام (به طور متوسط ۲۷۴۸/۶ پی‌پی‌ام) در تغییر می‌باشد (شکل ۱۴ و جدول ۱).

مقدار استرانسیم در آراگونیت بیشتر از کلسیت است، به طوریکه با افزایش میزان آراگونیت مقدار این عنصر افزایش و با افزایش کلسیت مقدار آن کاهش می‌یابد (Adabi and Rao 1991; Rao and Adabi 1992; Salehi et al. 2007; Adabi and Asadi Mehmandosti 2008; Adabi et al. 2010). حداکثر مقدار استرانسیم که می‌تواند در شبکه کلسیت غیر بیوتیک وارد شود معمولاً ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است (Rao 1996). بالا بودن میزان Sr در نمونه‌های میکریتی سازند گرو در برش کبیرکوه گواه روشنی بر ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی می‌باشد (Adabi and Rao 1991) (شکل ۱۴).

ساده‌تر محیط رسوب‌گذاری، مدل‌های رخساره‌ای^۱ یا مدل‌های رسوب‌گذاری^۲ ارائه می‌شوند (Flügel 2004).

حسین‌پور (۱۳۸۶) با توجه به عدم وجود رخساره‌های ریزشی و لغزشی و فقدان یک دریای کم عمق حفاظت شده و ریف‌های سدی محصورکننده، محیط رسوبی سازند گرو در ناحیه کبیرکوه را یک رمپ هم شیب در نظر گرفته است که به طرف بخش‌های عمیق‌تر به حوضه درون فلات^۳ منتهی شده است. در منطقه مورد مطالعه نیز عدم وجود رخساره‌های چارچوب‌ساز و نبود رخساره‌های دوباره نهشته شده تأییدکننده ته‌نشست این توالی کربناته بر روی پلاتفرم کربناته از نوع رمپ می‌باشد (Tucker et al. 1993).

با توجه به میکروفاسیسهای شناسایی شده، دسته‌بندی آنها و بررسی جانبی و عمودی رخساره‌ها بر اساس فلوگل و ویلسون (Wilson 1975; Flügel 2004) تنها کمر بند رخساره‌ای بخش عمیق دریا در این سازند قابل تشخیص بوده است.

عناصر اصلی و فرعی

یکی از مهمترین کاربردهای عناصر اصلی و فرعی تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌باشد (Rao 1991; Adabi and Rao 1991; Adabi et al. 2010; Adabi and Asadi Mehmandosti 2008). همان‌طور که می‌دانیم کانیهای اصلی کربناته که در آب دریا تشکیل می‌شوند، عمدتاً آراگونیت، کلسیت پرمیزیم^۴ و کلسیت کم‌میزیم^۵ هستند که فراوانی نسبی آنها، به دما، نسبت عناصر Ca و Mg در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک بستگی دارد (Rao 1996). تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی بر روی سنگهای کربناته موجب

¹ - Facies models

² - Depositional models

³ - Intrashelf

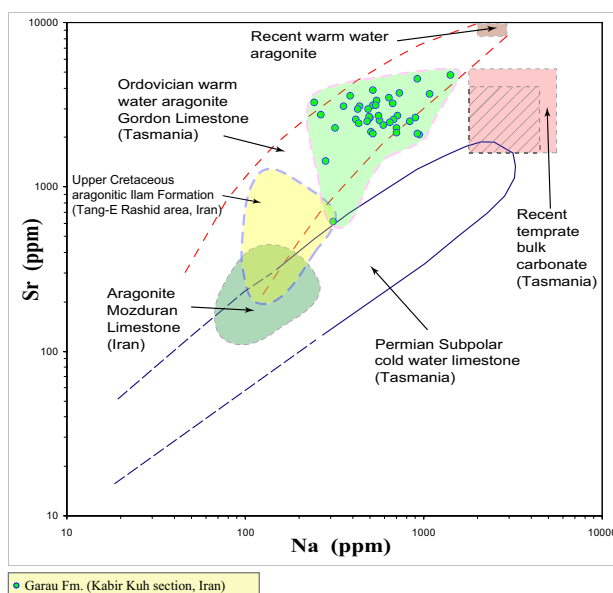
⁴ - High magnesium calcite (HMC)

⁵ - Low magnesium calcite (LMC)

⁶ - Diagenetic low magnesium calcite (dLMC)

جدول ۱- تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپهای اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ در نمونه‌های مورد مطالعه قرار گرفته از سازند گرو

Section	Sample No.	Sample Name	Na (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mg (%)	Ca (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (permil)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (permil)
K A B I R K U H	1	BAFR 865	310	332	2246	958	0.61	38.37	2.09	-3.96
	2	BAFR 829	257	319	2707	837	0.59	38.36		
	3	BAFR 843	510	255	3797	520	0.63	38.21		
	4	BAFR 826	485	295	2558	128	0.64	38.31	-0.11	-5.97
	5	BAFR 861	274	346	1397	1565	0.56	38.57		
	6	BAFR 872	905	520	4515	5091	0.69	38.48		
	7	BAFR 841	376	317	3536	360	0.6	38.59	0.27	-5.61
	8	BAFR 856	491	1171	2607	4749	0.64	38.33		
	9	BAFR 871	822	909	2474	10247	1.32	37.54		
	10	BAFR 864	405	503	2516	2649	0.61	38.37	1.22	-4.52
	11	BAFR 859	655	404	3190	2055	0.62	38.3	1.34	-4.5
	12	BAFR 847	420	326	2389	409	0.62	38.3	0.43	-5.24
	13	BAFR 869	557	525	2482	6787	0.6	38.34		
	14	BAFR 860	511	353	3100	2795	0.61	38.3		
	15	BAFR 853	580	1012	2323	3596	0.67	38.33		
	16	BAFR 870	925	719	2026	6101	1.37	37.59		
	17	BAFR 821	885	269	2590	299	0.62	38.38	-0.28	-5.22
	18	BAFR 858	687	381	2235	2788	0.64	38.39	1.33	-4.53
	19	BAFR 863	715	514	3653	1554	0.66	38.24	1.18	-4.14
	20	BAFR 839	486	440	2621	524	0.64	38.3		
	21	BAFR 867	903	436	2058	7385	1.23	37.52		
	22	BAFR 814	690	288	2088	528	0.33	38.75		
	23	BAFR 813	1391	319	4716	1567	0.73	38.02	-1.29	-6.56
	24	BAFR 849	704	434	2664	883	0.6	38.43	0.51	-5.28
	25	BAFR 848	547	282	2649	466	0.61	38.35		
	26	BAFR 842	471	376	2461	458	0.6	38.37	0.19	-5.52
	27	BAFR 846	495	284	2110	563	0.67	38.27		
	28	BAFR 815	664	279	2532	467	0.76	38.23		
	29	BAFR 834	348	479	3048	461	0.65	38.37		
	30	BAFR 836	536	490	3311	463	0.63	38.21	0.15	-5.7
	31	BAFR 827	530	308	3072	207	0.65	38.3		
	32	BAFR 838	1070	396	3635	445	0.68	38.3		
	33	BAFR 855	508	1222	2055	6436	0.65	38.37		
	34	BAFR 866	429	359	3065	751	0.55	38.4	1.89	-3.92
	35	BAFR 850	415	588	2915	1589	0.66	38.47		
	36	BAFR 844	236	367	3212	292	0.66	38.32		
	37	BAFR 824	630	291	3455	150	0.63	38.37		
	38	BAFR 825	477	298	2906	194	0.61	38.39		
	39	BAFR 862	632	620	2433	2116	0.59	38.4	0.88	-4.76
	40	BAFR 840	304	396	598	418	11.68	23.12		



شکل ۱۴- تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ‌های آهکی سازند گرو. در این شکل محدوده داده‌های سازند گرو با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995) پرمین تاسمانیا (Rao 1991)، آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman 1974)، آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای سازند مزدوران با سن ژوراسیک بالایی (Adabi and Rao 1991)، آهک‌های آراگونیتی گروه گوردون (Gordon) تاسمانیا با سن اردوئین (Rao 1990) و نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید با سن کرتاسه بالایی (Adabi and Asadi Mehmandosti 2008) مقایسه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود اکثر نمونه‌های آهکی سازند گرو در داخل و بقیه در نزدیکی محدوده آهک‌های آراگونیتی گروه گوردون تاسمانیا واقع شده‌اند که به دلیل تشابه مینرالوژی می‌باشد.

سدیم

(Rao 1990) واقع شده‌اند که به دلیل تشابه کانی‌شناسی می‌باشد (شکل ۱۴).

میزان سدیم در نمونه‌های آهکی سازند گرو بین ۲۳۶ و ۱۳۹۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۸۰/۹ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (شکل ۱۴ و جدول ۱). تمرکز سدیم در رسوبات کربناته عهد حاضر به درجه شوری، تفریق بیوشیمیایی، اثرات جنبشی^۱، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Land and Hoops 1973; Rao 1996).

تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های آهکی سازند گرو در داخل و بقیه در نزدیکی محدوده آهک‌های آراگونیتی گروه گوردون تاسمانیا

مگنز

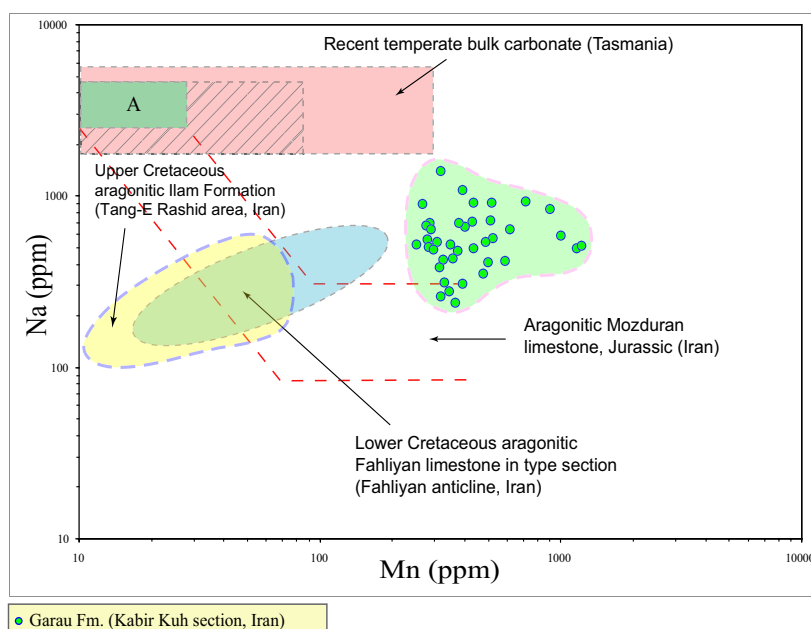
توزیع مقادیر Fe و Mn در نمونه‌های آهکی سازند گرو به ترتیب بین ۱۲۸ تا ۱۰۲۴۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۹۹۶/۳ پی‌پی‌ام) و ۲۵۵ تا ۱۲۲۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۶۰/۵۵ پی‌پی‌ام) در نوسان است (جدول ۱). مقادیر بالای Fe و Mn در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند به دلیل شرایط احیایی حاکم بر محیط‌های دیاژنتیکی باشد زیرا در شرایط احیایی، Fe و Mn به مقدار قابل توجهی می‌توانند در شبکه کلسیت جایگزین شوند

¹ - Kinetic effects

زیرین و نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون کوه رشید با سن کرتاسه بالایی قرار گرفته‌اند که نشانگر تشابه ترکیب کانی‌شناسی است (شکل ۱۵). قرارگیری نمونه‌های سازند گرو در نزدیکی نمونه‌های آراگونیتی سازند فهلیان به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی می‌باشد. نمونه‌ها به دلیل بالا بودن مقادیر Mn در داخل محدوده آراگونیتی قرار نگرفته‌اند که نشان‌دهنده وجود شرایط احیایی می‌باشد.

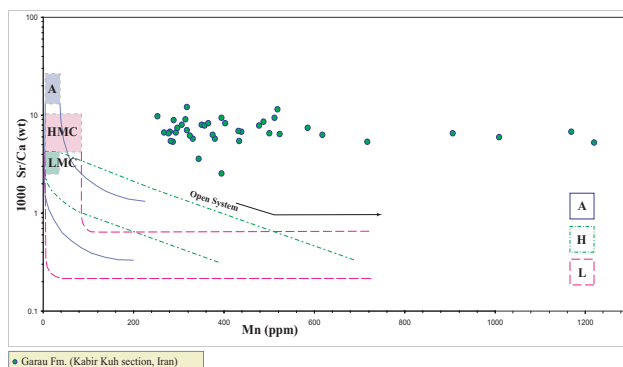
(Mucci 1988). از آنجائیکه سازند گرو در بخش‌های عمیق دریا تشکیل شده است وجود شرایط احیایی در این سازند قابل پیش‌بینی است. وجود شرایط احیایی در سازند گرو توسط وجود پیریت فراوان در مطالعات پتروگرافی این سازند تأیید می‌شود (شکل ۵).

تغییرات مقادیر Na در مقابل Mn نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها در نزدیکی محدوده‌های آراگونیتی سازند مزدوران، نمونه‌های آراگونیتی سازند فهلیان در مقطع تیپ با سن کرتاسه



شکل ۱۵- تغییرات مقادیر سدیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گرو. در این شکل محدوده داده‌های سازند گرو با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995)، آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران با سن ژوراسیک بالایی (Adabi and Rao 1991)، نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید با سن کرتاسه بالایی (Adabi and Asadi Mehmandosti 2008) و نمونه‌های آراگونیتی سازند فهلیان در مقطع تیپ با سن کرتاسه زیرین (Salehi et al. 2007) مقایسه شده است.

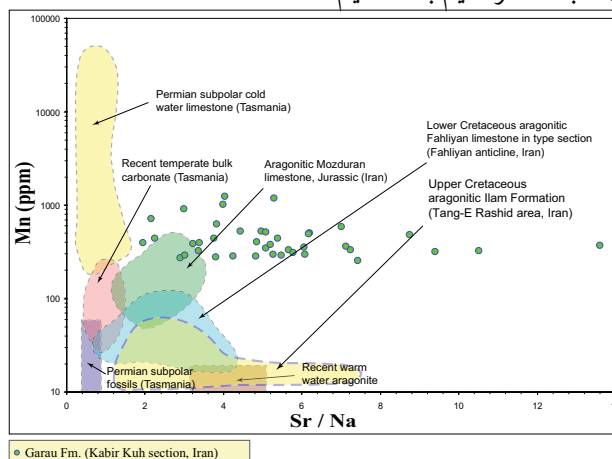
تغییرات Sr/Ca در مقابل Mn نشان می‌دهد سنگ‌آهک‌ها تحت تاثیر سیالات دیاژنزی در یک محیط دیاژنزی باز قرار گرفته‌اند (Brand and Veizer 1980) (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- تغییرات مقادیر Sr/Ca در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گرو. این روند نشان می‌دهد سنگ آهک‌های سازند گرو تحت تأثیر دیافونزی در یک سیستم دیافونزی باز قرار گرفته‌اند

بیشتر از ۱ هستند که تأییدکننده ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی می‌باشد. تغییرات Sr/Na در مقابل Mn نشان می‌دهد اکثر نمونه‌های سازند گرو به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی در نزدیکی و چند نمونه نیز در داخل محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران قرار گرفته‌اند (Adabi and Rao 1991) (شکل ۱۷). میزان بالای منگنز در نمونه‌های سازند گرو به دلیل وجود شرایط احیایی می‌باشد.

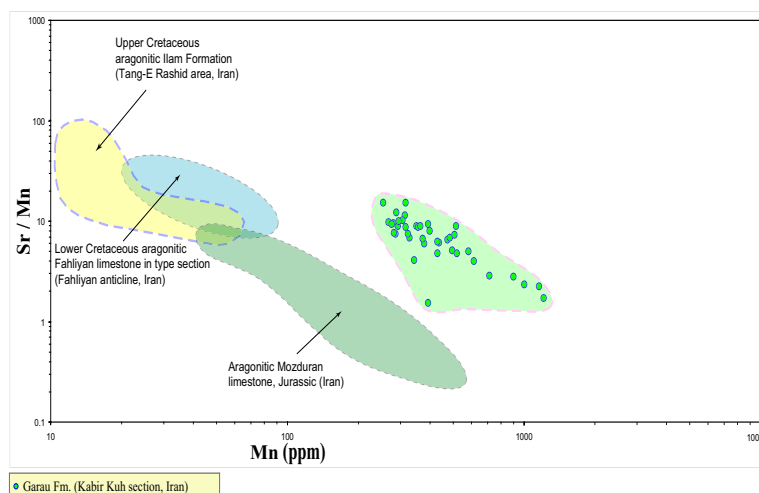
میزان استرانسیم به سدیم در نمونه‌های آهکی سازند گرو بین ۱/۹۷ تا ۱۳/۶ (میانگین ۵/۳) در نوسان است. آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهدحاضر دارای مقادیر کم منگنز و نسبت بالای Sr/Na (۲/۹ تا ۵ و به طور متوسط ۴) می‌باشند، ولی کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدله عهدحاضر دارای منگنز بالا و نسبت Sr/Na پایین (۰/۴ تا ۱/۳ و به طور متوسط ۱) می‌باشند (Adabi and Rao 1991). همانطور که مشاهده می‌شود نمونه‌های آهکی سازند گرو دارای نسبت استرانسیم به سدیم



شکل ۱۷- تغییرات مقادیر Sr/Na در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گرو. این روند نشان می‌دهد سنگ آهک‌های سازند گرو تحت تأثیر دیافونزی در یک سیستم دیافونزی باز قرار گرفته‌اند. در این شکل داده‌های سازند گرو با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Adabi 1992; Rao and Amini 1995) Jayawardane 1994; (Rao and Amini 1995) (۱۹۹۱) آراگونیت‌های حاره‌ای عهدحاضر (Milliman 1974)، آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای سازند مزدوران با سن ژوراسیک بالایی (Adabi and Rao 1991)، نمونه‌های آراگونیتی سازند فلیان در مقطع تیپ با سن کرتاسه زیرین (Adabi et al. 2010) و نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید با سن کرتاسه بالایی (Adabi and Asadi Mehmandosti 2008) مقایسه شده است.

آهکی سازند گرو ناشی از شرایط احيایی محیط نیز می باشد. تاثیر دیاژنز در شرایط احيایی منجر به افزایش در میزان منگنز شده است و به همین دلیل نمونه های آهکی سازند گرو در داخل محدوده های ذکر شده قرار نگرفته اند (شکل ۱۸).

تغییرات نسبت Sr/Mn در برابر منگنز نشان می دهد نمونه های آهکی سازند گرو به دلیل تشابه ترکیب کانی شناسی در نزدیکی محدوده های آراگونیتی سازندهای مزدوران و فهلان قرار گرفته اند (شکل ۱۸). بالا بودن میزان Mn در نمونه های



شکل ۱۸- تغییرات مقادیر Sr/Mn در برابر منگنز در نمونه های آهکی سازند گرو. مقادیر بالای منگنز سیستم دیاژنری باز را نشان می دهد.

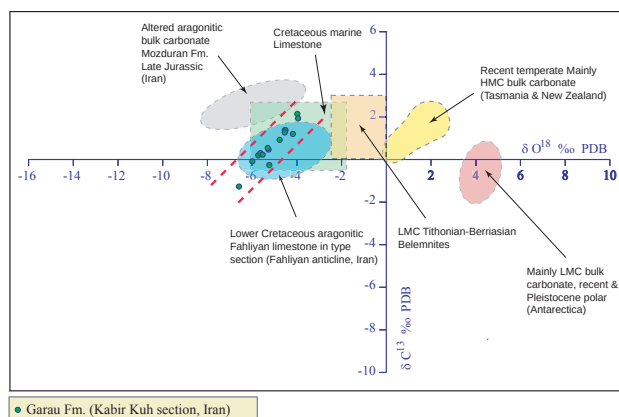
گرفته اند که به دلیل مشابهت سنی و تشابه ترکیب کانی شناسی می باشد.

روند ارائه شده بر اساس نتایج ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن-۱۳ به خوبی گویای تاثیر دیاژنز دفنی بر روی سازند گرو می باشد (Adabi et al. 2010).

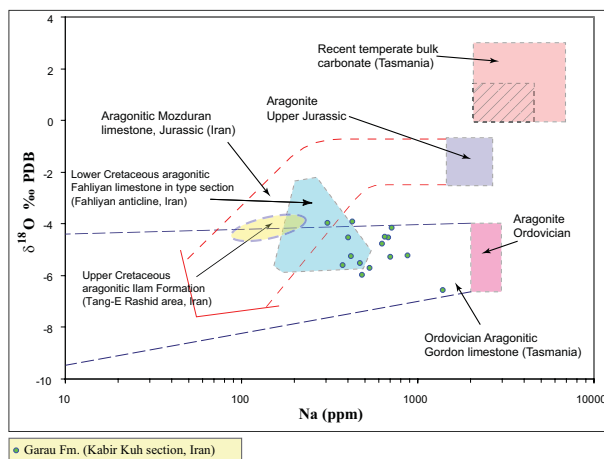
ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در برابر سدیم نشان می دهد اکثر نمونه های آهکی سازند گرو به دلیل تشابه ترکیب کانی شناسی در داخل محدوده ایزوتوپی گروه گوردون تاسمانیا قرار گرفته اند (شکل ۲۰). همچنین تعدادی از نمونه ها در داخل محدوده ایزوتوپی سازند فهلان در مقطع تیپ نیز قرار گرفته اند که به دلیل مشابهت سنی و تشابه ترکیب کانی شناسی می باشد.

ایزوتوپ های اکسیژن و کربن

مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه های آهکی منطقه مورد مطالعه بین ۶/۵۶- تا ۳/۹۲‰ PDB (میانگین ۲/۰۹‰ PDB) و ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۱/۲۹- تا ۰/۶۵۳‰ PDB (میانگین ۰/۶۵۳‰ PDB) در تغییر است (شکل ۱۹ و جدول ۱). ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر کربن ۱۳ نمونه های آهکی سازند گرو نشان می دهد اکثر نمونه ها در داخل محدوده ایزوتوپی دریایی کرتاسه قرار گرفته اند که به دلیل مشابهت سنی می باشد. همچنین اکثر نمونه ها در داخل محدوده ایزوتوپی سازند فهلان در مقطع تیپ نیز قرار

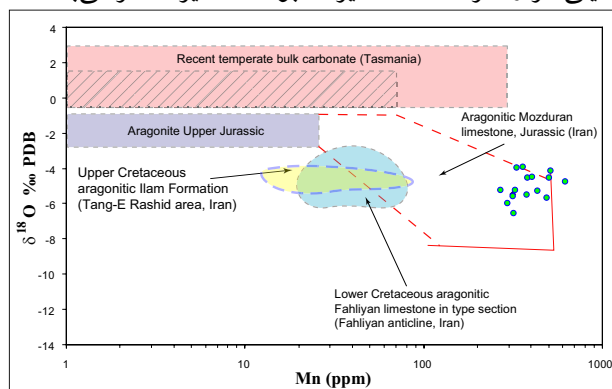


شکل ۱۹- مقایسه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر کربن ۱۳ نمونه‌های آهکی سازند گرو با نمونه‌های کلسیتی عهد حاضر مناطق معتدله تاسمانیا و نیوزلند (Rao and Nelson 1992)، نمونه‌های کل کربناته مناطق قطبی عهد حاضر (Adabi 1996)، داده‌های صدف بلمنیت با ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیت کم‌منیزیم با سن تیتونین-پریازین (Marfil et al. 2005)، سنگ‌آهک‌های دریایی کرتاسه (Kelth and Weber 1964)، کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران با سن ژوراسیک بالایی (Adabi and Rao 1991)، سنگ‌آهک‌های سازند فهلان با سن کرتاسه زیرین در مقطع تیپ (Adabi et al. 2010) و نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید با سن کرتاسه بالایی (Adabi and Asadi Mehmandosti 2008).

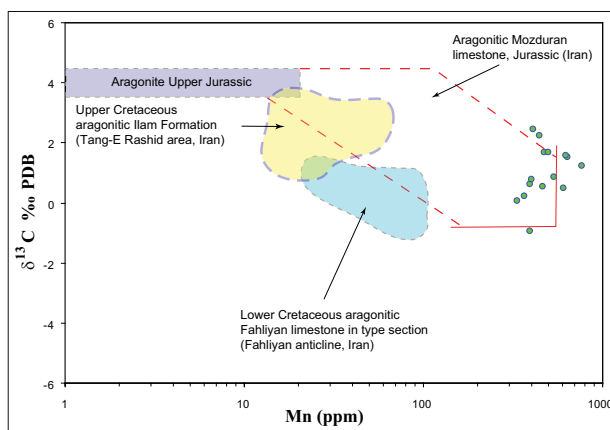


شکل ۲۰- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر سدیم در نمونه‌های آهکی سازند گرو در مقایسه با محدوده دریا‌های آراگونیتی اردوئیسین (Rao 1991)، نمونه‌های کل کربناته عهد حاضر مناطق معتدله تاسمانیا (Rao and Adabi 1992; Rao and Jayawardane 1994; Rao and Amini 1995)، آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Rao 1991)، کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران مربوط به بخش کم‌عمق حوضه (Adabi and Rao 1991)، محدوده دریا‌های آراگونیتی ژوراسیک فوقانی (Adabi 1996)، آهک‌های سازند فهلان با سن کرتاسه زیرین در مقطع تیپ (صالحی ۱۳۸۶) و نمونه‌های آراگونیتی سازند ایلام در رخنمون تنگ رشید با سن کرتاسه بالایی (Adabi and Asadi Mehmandosti 2008).

ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن در برابر منگنز نشان می‌دهد اکثر نمونه‌های آهکی سازند گرو به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی در داخل محدوده ایزوتوپی سازند مزدوران و به دور از محدوده کلسیتی قرار گرفته‌اند. مقادیر بالای منگنز در نمونه‌ها شرایط احیایی محیط را نشان می‌دهد (شکل‌های ۲۱a و ۲۱b). عدم قرارگیری تعدادی از نمونه‌ها در محدوده آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران به دلیل بالاتر بودن مقادیر منگنز می‌باشد که شرایط احیایی را نشان می‌دهد.



● Garau Fm. (Kabir Kuh section, Iran)



● Garau Fm. (Kabir Kuh section, Iran)

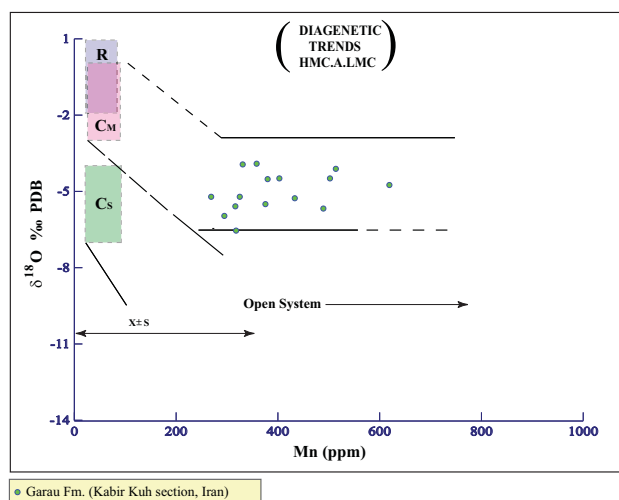
شکل ۲۱- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گرو. a) تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گرو. b) تغییرات ایزوتوپ کربن در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گرو.

دیده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سامانه دیاژنزی باز قرار گرفته‌اند (شکل ۲۲) زیرا دگرسانی در یک سامانه باز منجر به افزایش تمرکز کاتیونهایی با ضریب توزیع بیشتر از ۱، مانند Fe و Mn در کربنات‌ها می‌شود. این روند مشابه شکل ۱۸ می‌باشد.

ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گرو در مقایسه با آراگونیت‌های عهدحاضر (R)، آهک‌های برلینگتون^۱ می‌سی‌سی‌پین (CM) ایالات متحده و سنگ‌آهک‌های ریدی^۲ سیلورین (Cs) در کانادا نشان داده شده است (Brand and Veizer 1980). همان‌طور که

^۱ - Burlington

^۲ - Read Bay



شکل ۲۲- تغییرات منگنز در برابر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه‌های آهکی سازند گرو. همان‌طور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه همانند شکل ۱۸ در محدوده سامانه دیاژنری باز قرار گرفته‌اند.

حسب SMOW است. مقدار δ_w برای دوره‌های مختلف زمین‌شناسی متفاوت می‌باشد و مقدار δ_w برای آبهای دریایی کرتاسه ۱‰- در نظر گرفته شده است (Shackleton and Kennett 1975; Grocke et al. 2003).

دمای محاسبه شده بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن به میزان ۳/۹۲‰- در نمونه‌های میکریته سازند گرو ۲۹/۲ درجه سانتی‌گراد است. با اینکه سعی شده است از نمونه‌های با کمترین دگرسانی برای تجزیه ایزوتوپی استفاده شود، با این وجود این کربنات‌ها تحت دگرسانی قرار گرفته و لذا این دما نشانگر دمای آب دریا نبوده بلکه بیشتر شاخصی برای کمترین دمای دیاژنتیکی است. از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن به میزان ۶/۵۶‰- برای تعیین بیشترین دمای دیاژنتیکی استفاده شده است. دمای بیشینه دیاژنتیکی برای سنگ‌آهک‌های منطقه مورد مطالعه ۴۳/۰۴ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

تعیین دمای دیرینه (Palaeotemperature)

یکی از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در کربنات‌ها استفاده از آن به عنوان یک زمین‌دماسنج است (Morse and Mackenzie 1990). علت استفاده از ایزوتوپ اکسیژن در تعیین دمای قدیمه وابستگی آنها به دمای محیط می‌باشد، به طوریکه با تغییر دمای محیط مقدار ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها تغییر خواهد کرد. برای تعیین دمای تشکیل آهک‌ها در سازند گرو باید از نمونه‌های آهکی دریایی با کمترین میزان دگرسانی استفاده نمود. معمولاً سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشانگر دمای محیط رسوبی و سبک‌ترین آن نشانگر دمای دیاژنتیکی می‌باشد (Adabi 1996).

برای تعیین دما از معادله آندرسون و آرتور (Anderson and Arthur 1983) استفاده شده است:

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14 \times (\delta_c - \delta_w) + 0.13 \times (\delta_c - \delta_w)^2$$

در این معادله T دما برحسب سانتی‌گراد، δ_c مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نمونه بر حسب PDB توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی در 25°C ، δ_w مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان ته‌نشست کلسیت بر

نتیجه گیری

- ۱- در تاقیدیس کبیر کوه واقع در منطقه لرستان، سازند گرو بر روی نهشته‌های تبخیری سازند گوتیا قرار می‌گیرد و در زیر آهک‌های سازند سروک قرار دارد. در مقطع مورد مطالعه مرز زیرین مشخص نیست اما بر اساس اطلاعات حاصل از چاه شماره ۱ کبیرکوه این سازند تبخیری‌های گوتیا را می‌پوشاند.
- ۲- سازند گرو با سن نوکومین-آپسین از کمر بند رخساره‌ای بخش عمیق دریا متعلق به یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ تشکیل شده است.
- ۳- نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپهای اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ بیانگر ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی برای سازند گرو می‌باشد. نتایج مطالعات ژئوشیمیایی (ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر منگنز و نسبت Sr/Ca در برابر منگنز) به وضوح یک سامانه دیاژنزی باز را نشان می‌دهد.
- ۴- محاسبه دمای با حداقل دیاژنز بر اساس سنگین ترین مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دمای $29/2$ درجه سانتی گراد را در زمان ته‌نشست سازند گرو با سن نوکومین نشان می‌دهد. دمای دیاژنتیکی نیز بر اساس سبک ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، $43/04$ درجه سانتی گراد محاسبه شده است.

قدردانی

در اینجا بر خود لازم می‌دانیم تا از آقایان مهندس گودرزی و مهندس آریافر به دلیل همکاری در مطالعات صحرایی و سرکار خانم مهندس شجاعی مسئول آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی به خاطر انجام آزمایشهای عنصری و همچنین از دانشکده علوم زمین دانشگاه تاسمانی استرالیا برای انجام آزمایشهای ایزوتوبی تشکر و سپاسگزاری نمائیم.

منابع

- ۱- اشکان، م.ع.، ۱۳۸۳، اصول مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های منشاء هیدروکربوری و نفت‌ها با نگرش ویژه به حوضه رسوبی زاگرس، روابط عمومی شرکت ملی نفت ایران، ۳۵۵ ص.
- ۲- حسین‌پور، م.، ۱۳۸۶، بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند گرو در کبیرکوه ایلام، جنوب غرب ایران: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی همدان، ۷۹ ص.
- ۳- صالحی، م.ع.، ۱۳۸۶، ژئوشیمی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند فهلان در مقطع نمونه واقع در تاقیدیس فهلان (شمال غرب شهرستان نورآباد ممسنی) و مقایسه آن با چاه گچساران ۵۵ در میدان نفتی گچساران (جنوب شهرستان گچساران): رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶۳ ص.
- ۴- طبعی، ه.، ۱۳۸۲، زمین‌شناسی ایران (چینه شناسی زاگرس)، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ دوم، ۵۸۳ ص.
- 5- Adabi, M.H., 1996, Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonates: Unpublished Ph.D. thesis, University of Tasmania, Australia, 407 p.
- 6- Adabi, M.H., and E. Asadi Mehmandosti, 2008, Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, p. 267-277.
- 7- Adabi, M.H., and C.P. Rao, 1991, Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, v. 72, p. 253-267.
- 8- Adabi, M.H., M.A. Salehi, and A. Ghabeishavi, 2010, Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan

- London, Geological Society Special Publication, v. 117, Part 4, No. 468, p. 367-376.
- 19- Flugel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks*: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 976 p.
- 20- Grocke, D.R., G.D. Price, A.H. Rufell, J. Mutterlose, and E. Baraboshkin, 2003, Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 202, p. 97-118.
- 21- Haas, J., and E. Tardy-Filacz, 2004, Facies changes in the Triassic-Jurassic boundary interval in an intraplateau basin succession at Csovar (Transdanubian Range, Hungary): *Sedimentary Geology*, v. 168, p. 19-48.
- 22- Hamon, Y., and G. Merzeraud, 2007, C and O isotope stratigraphy in shallow marine carbonate: a tool for sequence stratigraphy (example from the Lodeve region, peritethian domain): *Swiss Journal Geoscience*, v. 100, p. 71-84.
- 23- Hulstrand, R.F., 1965, Stratigraphical column, No. 20304-37, Garau Formation type section, NIOC.
- 24- James, G.A., and J.G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, p. 2182-2245.
- 25- Kelth, L.M., and J.N. Weber, 1964, Carbon and oxygen isotopic composition of limestones and fossils: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 28, p. 1787-1816.
- 26- Land, L.S., and G.K. Hoops, 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- 27- Marfil, R., M.A. Caja, M. Tsige, I.S. Al-Asam, T. Martin-Crespo, and R. Salas, 2005, Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestone of the Eastern Iberian Range, Spain: A recorder of palaeofluids composition and thermal history: *Sedimentary Geology*, v. 178, p. 237-257.
- Formation), south-west Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 148-160.
- 9- Ala, M.A., R.R.F. Kinghorn, and M. Rahman, 1980, Organic geochemistry and source rock characteristics of the Zagros petroleum province, Southwest Iran. *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, p. 61-89.
- 10- Alavi, M., 2007, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran: *American Journal of Science*, v. 307, p. 1064-1095, DOI: 10.2475/09.2007.02
- 11- Alsharhan, A.S., and A.E.M. Narin, 1997, *Sedimentary Basins and Petroleum of Middle East*: Elsevier, 843 p.
- 12- Anderson, T.F., and M.A. Arthur, 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: Arthur, M.A., T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer, and L.S. Land, (Eds.): *Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Short Course*. v. 10, p. 1-15.
- 13- Bordenave, M.L., and R., Burwood, 1990, Source rock distribution and maturation in the Zagros Orogenic Belt: Provenance of Asmari and Bangestan reservoir oil accumulations, *Organic Geochemistry*. v. 16, p. 369-387.
- 14- Bordenave, M.L., and A.Y., Huc, 1995, The Cretaceous source rock in the Zagros Foothills of Iran: *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, v. 50, p. 727-754.
- 15- Brand, U., and J. Veizer, 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1: trace elements: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 1219-1236.
- 16- Casey, R.E.P., 1977, The ecology and distribution of recent radiolarian: In Ramsey, A.T.S., (Eds.) *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, London, v. 2, p. 809-845.
- 17- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 1: p. 108-121.
- 18- Falcon, N.L., 1961, Major earth – flexuring in the Zagros mountain of Southwest Iran: *Q. J.*

- 37- Rao, C.P., 1996, *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. Introduction to Sedimentology and Geochemistry*, Hobart (Tasmania), 206 p.
- 38- Salehi, M.A., M.H. Adabi, H. Ghalavand, and A. Ghobishavi, 2007, Reconstruction of the sedimentary environment and the petrographic and geochemical evidence for the original aragonite mineralogy of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation) in the Zagros sedimentary basin, Iran: 13th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, UK. (Poster).
- 39- Sepehr, M., and J.W. Cosgrove, 2004, Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 829-843.
- 40- Shackleton, N.J., and J.P. Kennett, 1975, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Site 277, 279 and 281. In: Kennett, J.P. and R.E. Houtz, (Eds.) *Initial Report of the Deep-Sea Drilling Project, XXIX: U.S. Gort. Printing Office, Washington, D.C.*, p. 743-755.
- 41- Tucker, M.E., F. Calvet, and D. Hunt, 1993, Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platform of eastern Spain. In: Posamentier, H.W., C.P. Summerhayes, B.U. Haq, and G.P. Allen, (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, v. 18. International Association of Sedimentology, Special Publication, p. 397-415.
- 42- Wilson J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geological History*: Springer, Berlin, 471 p.
- 28- Milliman, J.D., 1974, *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1*. Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- 29- Morse, J.W., and F.T. Mackenzie, 1990, *Geochemistry of Sedimentary Carbonates: Development in Sedimentology*, Amsterdam (Elsevier), 48: 707 p.
- 30- Mucci, A., 1988, Manganese uptake during calcite precipitation from sea water: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 1859-1868.
- 31- Rao, C.P., 1990, Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonate (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia: *Sedimentary Geology*, v. 66, p. 83-97.
- 32- Rao, C.P., 1991, Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 6, p. 83-106.
- 33- Rao, C.P., and M.H. Adabi, 1992, Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia: *Marine Geology*, v. 103, p. 249-272.
- 34- Rao, C.P., and Z.Z. Amini, 1995, Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 10, p. 114-123.
- 35- Rao, C.P., and M.P.J. Jayawardane, 1994, Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, eastern Tasmania, Australia: implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 107, p. 49-63.
- 36- Rao, C.P., and C.S. Nelson, 1992, Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand: *Marine Geology*, v. 103, p. 273-286.