

میکروفاسیس، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند جهرم در کوه گچ، در جنوب شرقی شهر لار

مینا خطیبی مهر^(۱*)، محمد حسین آدابی^۲، میر رضا موسوی طسوج^۳، حسین وزیری مقدم^۴ و
عباس صادقی^۵

۱. دانشجوی دکتری رسوب شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴. استاد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۵. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۰/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۲/۲/۲۹

چکیده

سازند جهرم در برش کوه گچ در نزدیکی روستای چهار برکه، حدوداً ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهر لار و در جنوب غربی حوضه زاگرس واقع شده است. این سازند با ضخامت ۴۰۴/۵ متر با توالی‌هایی از دولومیت، آهک دولومیتی و آهک به صورت هم‌شیب بر روی سازند ساچون قرار گرفته است، همچنین سازند آسماری با ترکیب سنگ‌شناسی آهک تا آهک مارنی با ضخامت ۴۴/۵ متر به صورت هم‌شیب بر روی سازند جهرم قرار گرفته و توسط رسوبات تبخیری سازند گچساران پوشیده شده است. سن سازند جهرم، پالئوسن پسین تا ائوسن پسین می‌باشد. در نهشته‌های ائوسن واقع در کوه گچ بر اساس توزیع و گسترش فرامینفرها و دیگر اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی، ۷ میکروفاسیس شناسایی گردیده است. این میکروفاسیس‌ها در یک محیط رمپ کربناته به همراه پشته‌های آئیدی نهشت کرده‌اند. علاوه بر مطالعات پتروگرافی، از مطالعات ژئوشیمیایی نیز به منظور تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه و مطالعات دیاژنتیکی واحدهای آهکی و دولومیتی استفاده شده است. برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}\%$) و کربن ($\delta^{13}\text{C}\%$)، تعداد ۳۰ نمونه از پودر سنگ آهک‌ها و دولومیت‌ها انتخاب و جهت تعیین دمای قدیمه این نهشته‌ها و روند دیاژنز استفاده شده‌اند. از مطالعات ژئوشیمی عنصری (Ca, Mg, Fe, Mn, Na, Sr) جهت تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه آهک‌ها، ترکیب دولومیت‌ها، سیستم دیاژنتیکی باز و بسته استفاده شده است. این مطالعات حاکی از ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی، در یک سیستم بسته تا نیمه بسته با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد. روند دیاژنز در آهک‌ها و دولومیت‌ها بر اساس تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک روند دیاژنز تدفینی با حضور مواد آلی را نشان می‌دهد. سنگین بودن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در دولومیت‌ها نسبت به آهک‌ها به دلیل شوری بالاتر و تفریق ایزوتوپی بیشتر در دولومیت‌ها می‌باشد. دمای قدیمه محاسبه شده در آهک‌ها بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ یعنی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند، عمق کم تدفین) (معادل $-۳/۳۲\%$ PDB) در آهک‌ها، معادل ۲۷ درجه سانتیگراد تعیین گردیده است. با توجه به مطالعات چینه‌نگاری سکانشی ۲ توالی رسوبی شامل سیستم تراکت‌های پیش رونده (TST) و تراز بالا (HST) تعیین گردید. این سکانش‌ها از نوع رده ۳، با مرزهای ناپیوستگی از نوع SB2 معرفی شده‌اند. تغییرات حداکثر سطح پیش روی آب دریا (mfs) بر اساس عمیق‌ترین رخساره‌ها در بالای سکانش‌های پیش‌رونده شناسایی گردید.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، میکروفاسیس، ائوسن، کوه گچ، حوضه زاگرس.

مقدمه

نام سازند جهرم از کوه جهرم واقع در جنوب شهرستان جهرم، جنوب شرقی شیراز در استان فارس اقتباس شده است. سازند جهرم به نام‌های آهک انوسن و آهک گیشون نیز خوانده می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲) و در عربستان سعودی و کویت به اسامی دهوما و دامام نامگذاری شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳). سنگ‌شناسی سازند جهرم در برش نمونه عمدتاً شامل دولومیت و آهک دولومیتی است (مطیعی، ۱۳۷۲).

در ناحیه مورد مطالعه سازند جهرم با ضخامت ۴۰۴/۵ متر با خصوصیات سنگ‌شناسی دولومیت، آهک دولومیتی و آهک به‌صورت هم‌شیب و احتمالاً پیوسته بر روی سازند ساچون قرار گرفته است که تعداد ۲۶۶ عدد نمونه با پیش شماره J از این نهشته‌ها برداشت شده است. همچنین سازند آسماری با سنگ‌شناسی آهک تا آهک مارنی با ضخامت ۴۴/۵ متر بصورت هم‌شیب و احتمالاً پیوسته بر روی سازند جهرم قرار گرفته و خود توسط رسوبات تبخیری سازند گچساران پوشیده شده است.

علی‌رغم مطالعات گسترده‌ای که بر روی سازند جهرم در حوضه زاگرس انجام گرفته است، به علت شرایط بسیار متفاوت رسوبگذاری در نواحی مختلف زاگرس و عدم وجود اطلاعات کامل از رخساره‌های آن در ناحیه لار و همچنین به علت اهمیت اقتصادی این سازند در مناطق نفت خیز جنوب، این مطالعه می‌تواند در تکمیل اطلاعات مربوط به شرایط حاکم بر محیط رسوبی سازند جهرم مفید واقع شود.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی

مقطع سطح‌الارضی کوه گچ در مجاور روستای چهار برکه،

حدوداً در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهر لار قرار دارد. موقعیت جغرافیایی این برش در یال شمالی تاقدیس کوه گچ، "۵۵' ۳۸" ۲۷° عرض شمالی و "۱۶' ۳۷" ۵۴° طول شرقی است. راه دسترسی از طریق جاده لار به روستای چهار برکه امکان‌پذیر است (شکل‌های ۱ و ۲).

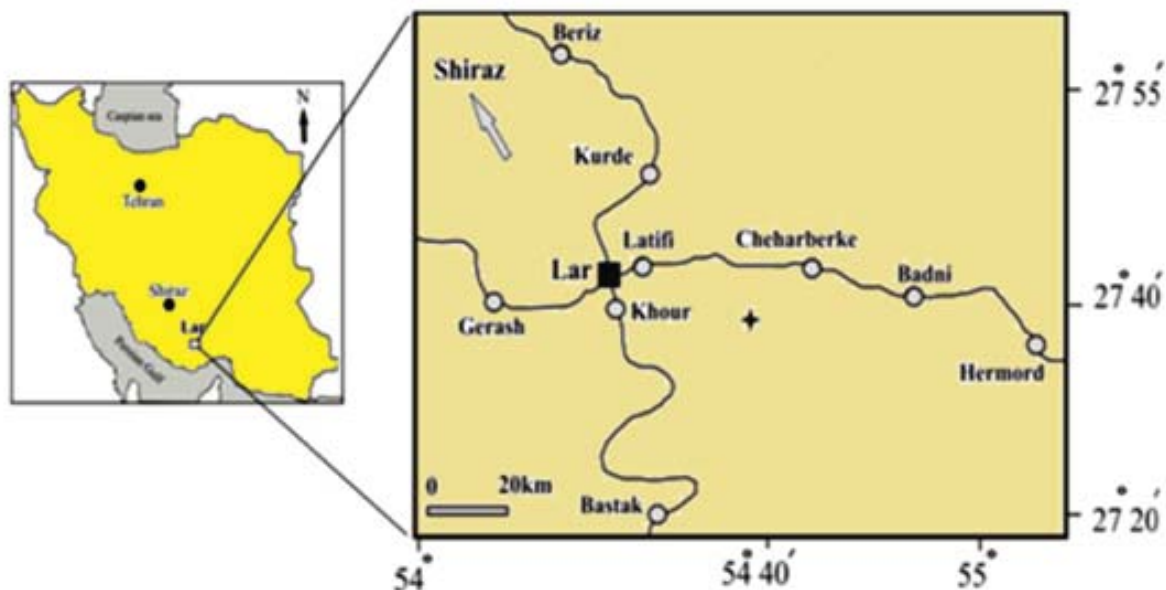
روش مطالعه

مطالعات انجام شده در این پژوهش در سه مرحله به شرح زیر صورت گرفته است:

- الف) مطالعات صحرایی
- ب) مطالعات آزمایشگاهی شامل مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی
- ج) مطالعات چینه‌نگاری سکانشی.

الف- مطالعات صحرایی

در ابتدا پس از بررسی‌های مقدماتی و عکس‌های هوایی و مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی، برش مناسب از نهشته‌های انوسن انتخاب گردید. برداشت‌های صحرایی شامل نمونه‌برداری منظم در جهت عمود بر امتداد لایه‌ها به‌همراه توصیف ویژگی‌های ماکروسکوپی واحدهای رسوبی صورت گرفته است. در مطالعات صحرایی علاوه بر نمونه‌برداری با فواصل منظم حدود ۲ متری (در فواصل کمتر از دو متر نیز در صورت تغییر رخساره مشخص، نمونه اضافه برداشت شده است). همزمان لاگ دستی که در برگیرنده تغییرات عمودی لیتولوژی و لایه بندی می‌باشد، نیز تهیه گردید. در مطالعات صحرایی شواهدی نظیر لیتولوژی، ساختارهای رسوبی، رنگ، شکل هندسی و نحوه ارتباط لایه‌ها با



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه لار (کوه گچ) نسبت به شهرستان‌های اطراف، محل برش مورد مطالعه با ستاره مشخص شده است (اطلس راه‌ها، بختیاری ۱۳۹۰).



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای از برش کوه گج. (www.googleearth.com)

صحرائی سنگ‌ها در مرحله مطالعات صحرائی صورت پذیرفته و ضخامت حقیقی لایه‌ها و نهایتاً ستون چینه‌شناسی تعیین و ترسیم شده است. از این توالی کربناته ۲۶۷ نمونه سنگ برداشته شده و تعداد ۲۶۷ عدد مقطع نازک تهیه گردیده است. نمای کلی از سازندهای جهرم و ساچون در شکل ۳ ارائه شده است.

واحدهای رسوبی دیگر، تغییرات جانبی و عمودی آنها، توزیع و نحوه حفظ‌شدگی فسیل‌ها و بافت رسوبی مورد توجه قرار گرفته است. بافت رسوبی سنگ در بررسی‌های صحرائی با استفاده از لوپ و بر اساس طبقه‌بندی (Grabau 1920) تعیین گردیده است. اندازه‌گیری شیب و امتداد لایه‌ها، شیب توپوگرافی و توصیف



شکل ۳. نمای کلی از سازندهای جهرم و ساچون (دید به سمت شمال غرب).

ب- مطالعات آزمایشگاهی

در مقطع سطح الارضی کوه گچ علاوه بر مطالعات پتروگرافی از مطالعات ژئوشیمیایی به شرح زیر نیز استفاده شده است:

۱- تعیین عناصر اصلی و فرعی:

پس از مطالعه دقیق و کامل مقاطع نازک سطح الارضی تعداد ۳۰ نمونه سنگ آهک و دولومیت در برش سطح الارضی کوه گچ برای مطالعه آزمایشات عنصری انتخاب شدند. پودر این نمونه‌ها توسط مته‌های دندانپزشکی و حداکثر از زمینه میکرایتی موجود و به دور از رگه‌ها و آلومک‌های موجود در سنگ تهیه شده و سپس جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد آزمایش قرار گرفتند.

روش کار به این ترتیب است که ۰/۱۲۵ گرم نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک قرار داده و پس از مدت زمان دو ساعت با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی، مقادیر عناصر اصلی (شامل Ca و Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی شامل (Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده است. سپس مقادیر مواد غیر قابل حل در اسید^۱ (IR) تعیین شده است.

۲- تعیین ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳

برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ($\delta^{18}O$) و کربن ($\delta^{13}C$)، تعداد ۳۰ نمونه از پودر سنگ آهک‌ها (۱۴ عدد) و دولومیت‌هایی (۱۶ عدد) که مورد آزمایش جذب اتمی قرار گرفته بودند انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال گردید. انتخاب نمونه‌ها به گونه‌ای بود که تقریباً تمامی ستون سنگ‌شناسی کوه گچ را پوشش دهد (جدول ۱).

روش استاندارد آماده‌سازی نمونه‌ها به این ترتیب است که ۱۵ میلی‌گرم از نمونه 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 هر نمونه به کمک دستگاه اسپکترومتر جرمی (VG SIRA series II) اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی $\pm 0.001\%$ بوده است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک نمونه به صورت دلتا (δ) و برحسب در هزار (permil) بیان می‌گردد و نسبت به استاندارد مرجع PDB^۲ سنجیده می‌شود.

ج- چینه‌شناسی سکansı ۳

شاخه‌ای از علم چینه‌شناسی است که به تجزیه و تحلیل واحدهای رسوبی در یک چهار چوب زمان چینه‌ای^۴ می‌پردازد. چینه‌هایی که از نظر زایشی با یکدیگر مرتبط هستند، بوسیله ناپوستگی‌ها یا پیوستگی‌های قابل تطابق^۵ از یکدیگر تفکیک می‌گردند.

جدول ۱. نتایج آنالیز عنصری و ایزوتوپی ۳۰ نمونه سازند جهرم، برش کوه گچ (جدول A شامل نمونه‌های آهکی و جدول B نمونه‌های دولومیتی می‌باشند).

A

| Sample No | Ca % | Mg % | Sr ppm | Na ppm | Mn ppm | Fe ppm | Sr/Na | Sr/Ca | Sr/Mn | $\delta^{18}O$ PDB | $\delta^{13}C$ PDB |
|-----------|------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------------------|--------------------|
| J233.5 | 35.5 | 4.7 | 688 | 535 | 56 | 58 | 1.28 | 1.94 | 12.19 | -5.59 | -0.07 |
| J260 | 36.5 | 2.425 | 720 | 729 | 58 | 58 | 0.98 | 1.97 | 12.42 | -4.38 | -0.19 |
| J273 | 35 | 2.98 | 1419 | 296 | 68 | 119 | 4.78 | 4.05 | 20.65 | -4.91 | 0.39 |
| J278 | 32.5 | 3.217 | 720 | 466 | 71 | 124 | 1.54 | 2.21 | 10.04 | -4.55 | -0.77 |
| J 324 | 33 | 1.65 | 847 | 206 | 54 | 90 | 4.10 | 2.56 | 15.42 | -3.32 | 0.32 |
| J334 | 33.5 | 2.85 | 943 | 334 | 62 | 143 | 2.81 | 2.81 | 15.06 | -5.36 | -0.10 |
| J346 | 36 | 4.4 | 1514 | 375 | 55 | 100 | 4.03 | 4.20 | 27.24 | -5.68 | 0.52 |
| J348 | 34 | 4.65 | 1006 | 750 | 64 | 79 | 1.34 | 2.95 | 15.69 | -0.05 | -0.86 |
| J358 | 32 | 1.85 | 688 | 296 | 56 | 61 | 2.32 | 2.15 | 12.19 | -6.35 | -0.22 |
| J359 | 31.5 | 1.6 | 1196 | 492 | 58 | 61 | 2.43 | 3.79 | 20.63 | -7.53 | -0.07 |
| J368 | 33 | 2.35 | 974 | 723 | 67 | 74 | 1.34 | 2.95 | 14.50 | -6.17 | -0.52 |
| J375 | 32 | 1.68 | 657 | 571 | 58 | 58 | 1.14 | 2.05 | 11.32 | -6.17 | -2.23 |
| J396 | 32.5 | 2.29 | 784 | 846 | 62 | 71 | 0.92 | 2.41 | 12.52 | -6.12 | -0.67 |
| J402 | 30.4 | 2.03 | 752 | 1054 | 58 | 90 | 0.71 | 2.47 | 12.96 | -5.64 | -0.98 |

1. Insoluble Residue
2. Pee Dee Blemlite
3. Sequence stratigraphy
4. Chronostratigraphy
5. Correlative conformities

B

| Sample No | Ca % | Mg % | Sr ppm | Na ppm | Mn ppm | Fe ppm | Mg/Ca | $\delta^{18}\text{O}$ PDB | $\delta^{13}\text{C}$ PDB |
|-----------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|---------------------------|---------------------------|
| J15 | 27.5 | 10.66 | 466 | 730 | 112 | 161 | 0.38 | -0.87 | -0.43 |
| J33 | 26.5 | 11.09 | 879 | 441 | 160 | 237 | 0.41 | 1.51 | -0.63 |
| J39 | 29.5 | 11.35 | 498 | 932 | 177 | 169 | 0.384 | 2.41 | 1.47 |
| J108.5 | 34 | 12.08 | 403 | 534 | 79 | 129 | 0.35 | 0.16 | -1.31 |
| J118 | 27.5 | 10.57 | 530 | 1042 | 73 | 84 | 0.38 | 0.28 | -0.90 |
| J123 | 26 | 11.85 | 403 | 949 | 71 | 69 | 0.45 | 0.62 | -0.06 |
| J128 | 28.5 | 11 | 530 | 685 | 71 | 121 | 0.38 | -0.04 | -0.99 |
| J137 | 27.6 | 12.5 | 815 | 1015 | 79 | 113 | 0.45 | 0.06 | -1.22 |
| J205 | 31 | 11.22 | 371 | 858 | 67 | 69 | 0.36 | -1.13 | 0.67 |
| J228 | 27 | 12.9 | 212 | 349 | 55 | 66 | 0.47 | -1.39 | 1.86 |
| J241 | 34.2 | 5.345 | 847 | 505 | 55 | 63 | 0.15 | -5.85 | -1.09 |
| J242 | 25.35 | 11.36 | 434 | 604 | 61 | 63 | 0.44 | 0.41 | 1.91 |
| J268 | 31.55 | 8.235 | 1387 | 351 | 58 | 100 | 0.26 | -5.01 | -1.25 |
| J284 | 29.95 | 11.24 | 244 | 900 | 80 | 63 | 0.37 | -1.21 | 1.80 |
| J287 | 27.7 | 11.55 | 434 | 583 | 83 | 71 | 0.41 | -1.60 | 0.50 |
| J315 | 27.25 | 11.41 | 435 | 817 | 74 | 158 | 0.41 | 1.76 | 0.49 |

قرار گرفته است.

واحد ۲: شامل ۱۰۹ متر دولومیت ضخیم تا متوسط لایه، به سمت بالا نازک لایه، به رنگ قهوه‌ای تیره تا خاکستری که در برخی از لایه‌ها به علت تفاوت در دیاژنز آثار برشی شدن مشاهده می‌شود.

واحد ۳: شامل ۱۰۰ متر تناوبی از دولومیت آهکی و سنگ آهک دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه، به سمت بالا توده‌ای، به رنگ خاکستری متمایل به کرم تا قهوه‌ای است و در بعضی از لایه‌ها لامیناسیون جلبکی مشاهده می‌شود.

واحد ۴: ۴۰ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به سمت بالا توده‌ای، به رنگ خاکستری تیره که حاوی فسیل آلوتولین و گاستروپود می‌باشد.

واحد ۵: ۷۵ متر سنگ آهک نازک تا متوسط لایه، گاهاً ضخیم لایه تا توده‌ای با لایه‌بندی منظم، به رنگ خاکستری مایل به قهوه‌ای به سمت بالا کرم رنگ و همراه با ندول‌های چرت می‌باشد. سنگ آهک‌های ضخیم لایه این واحد حاوی فسیل آلوتولین و اثر فسیل تالاسینوئیدس می‌باشد.

واحد ۶: شامل ۱۰ متر سنگ آهک توده‌ای قهوه‌ای رنگ.

واحد ۷: آهک مارنی ندولار به ضخامت ۴۹ متر و به رنگ قهوه‌ای که به سمت بالا به تدریج از میزان رس آن کاسته می‌شود.

این واحد آخرین واحد سنگ چینه‌ای سازند جهرم است

واحد ۸: شامل ۴۴/۵ متر آهک مارنی ندولار، متوسط تا ضخیم لایه، به رنگ کرم روشن دارای کوفوس (لوله دوکفه‌ای است). این واحد سنگ چینه‌ای که مربوط به سازند آسماری است

بخش‌های مختلف هر سکانس رسوبی بر اساس تغییرات میکروفاسیس‌ها، تنوع فسیل‌ها و محیط رسوبی توسط سطوحی از یکدیگر جدا می‌شوند که عبارتند از:

۱- سطح پیشروی (Transgressive surface) که در قاعده فاز TST و یا رأس (Lowstand systems tract) قرار دارد.

۲- سطح حداکثر طغیان آب دریا (Maximum flooding surface) که در حد فاصل رأس فاز TST و قاعده HST مشاهده می‌شود. این مرز از روی تغییرات عمیق‌ترین میکروفاسیس‌ها در نمونه‌های آهکی مشخص گردیده است.

۳- سطح ناپیوستگی یا مرز سکانس^۱ که جدا کننده سکانس‌ها از یکدیگر است و ممکن است از نوع ۱ (Angular unconformity) و یا از نوع ۲ (Correlative conformity) باشد.

۴- در رأس فاز HST و در قاعده LST قرار دارد.

چینه‌شناسی سازند جهرم در برش کوه گچ

تقسیم‌های انجام شده در برش مورد مطالعه بر اساس شواهد صحرایی و خصوصیات ماکروسکوپی از قبیل تغییرات ضخامت، رنگ و لیتولوژی صورت گرفته است. سازند جهرم از پایین به سمت بالای برش، به ۷ واحد و سازند آسماری به یک واحد سنگ چینه‌ای به شرح زیر تفکیک شده است (شکل ۴).

واحد ۱: این واحد با ضخامت ۲۱ متر شامل سنگ آهک دولومیتی با میان لایه‌های دولومیت، متوسط تا نازک لایه و گاهی ضخیم لایه، به رنگ خاکستری مایل به قهوه‌ای، دارای تخلخل و هوازدگی است که بر روی سازند ساچون (با لیتولوژی مارن)

- ائوسن پیشین تعلق دارد. زون‌های زیستی و شناسایی شده در حد فاصل ۲۲۴ تا ۳۷۳ متری با توجه به مطالعات نفریه (۱۳۸۹) و این مطالعات شامل (جدول ۲) می‌باشد. از ضخامت ۳۷۴ تا ۴۰۴ متری شامل مجموعه‌ای از روزن‌داران متعلق به آسماری با سن ائوسن پسین می‌باشد:

بررسی میکروفاسیس‌ها در برش کوه گچ

بر اساس کمیت و نوع دانه‌های تشکیل دهنده (خرده‌های فسیلی، آئید، پلت و اینتراکلیست)، سیمان و ماتریکس، رخساره‌های سنگی رسوبات کربناته سازند جهرم در برش کوه گچ به شرح زیر تشخیص و تفکیک گردیده‌اند.

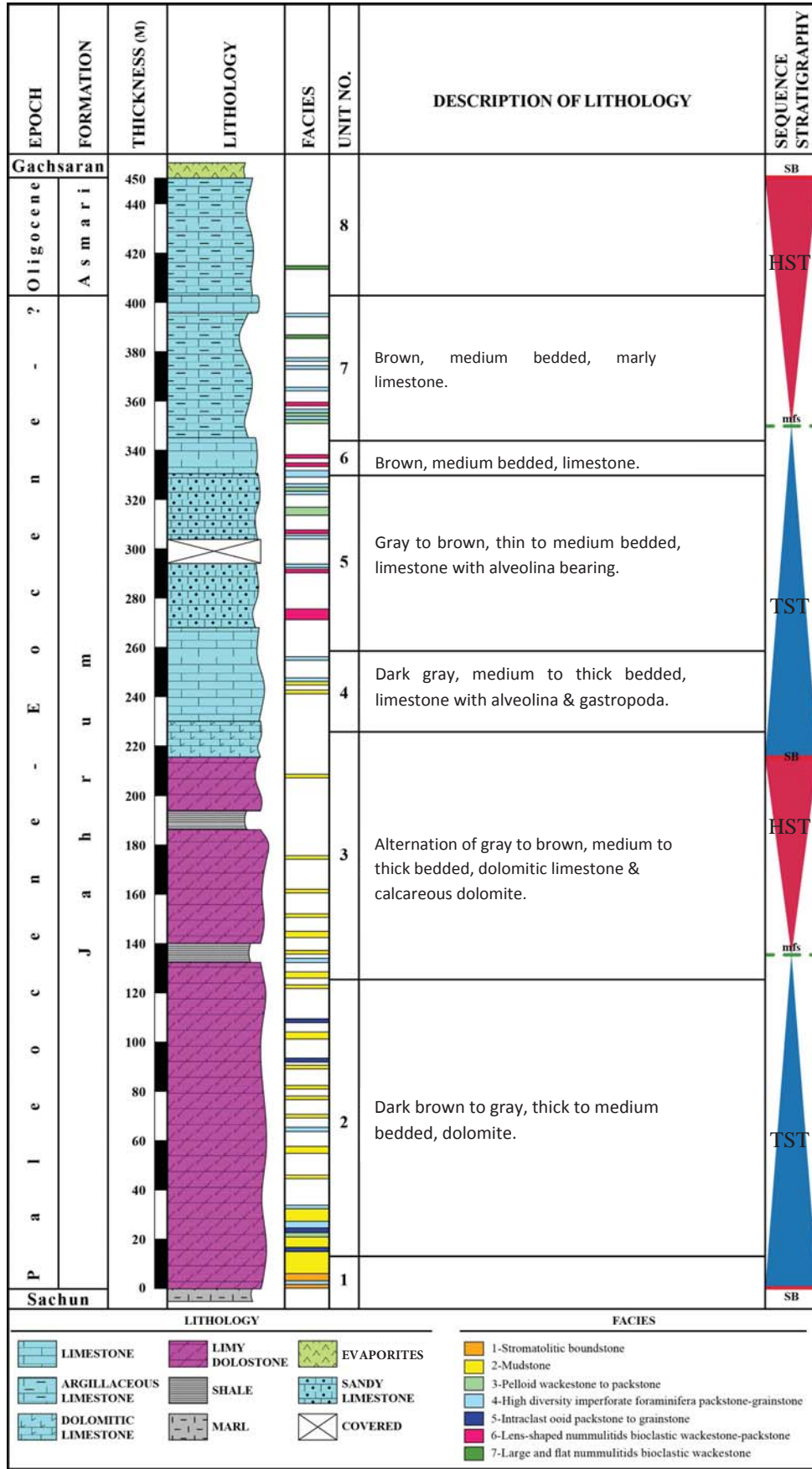
بطور کلی، سازند جهرم در محیط کم عمق دریایی نهشته شده

به‌صورت هم‌شیب بر روی سازند جهرم قرار گرفته است. لازم به ذکر است هیچ‌گونه آثار هوازدگی و فرسایشی در حد تماس دو سازند مشاهده نگردیده است، به همین علت احتمالاً مرز دو سازند پیوسته می‌باشد (نفریه، ۱۳۸۹).

از قاعده سازند جهرم به سمت بالا تا ضخامت ۲۲۴ متری، کم فسیل بوده و یا برخی از روزن‌داران چنان تحت تأثیر عوامل دیاژنتیکی و دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند که فقط اثر بسیار ضعیف و شیخ ماندی از آنها دیده می‌شود. فون‌های شناسایی شده در این محدوده شامل *Textularia sp.*, *Olssonina sp.*, *Valvulinid* *sp.*, *Alveolina sp.*, *miliolids* می‌باشند. این بخش از توالی با توجه به ضخامت و موقعیت چینه‌شناسی آن (قرار گرفتن در زیر واحد شماره ۱ به سن ائوسن میانی)، احتمالاً به پائوسن پسین

جدول ۲. زون‌های زیستی این مطالعه همراه با ضخامت، سن، ظهور و گسترش و ناپدید شدن ارائه شده است.

| زون‌های زیستی | ضخامت بر حسب متر (m) | ظهور - گسترش و ناپدید شدن | روزن‌داران | سن | قابل انطباق با زیر زون زیستی |
|---------------|----------------------|---|---|-------------|--|
| | ۲۲۴ تا ۲۶۳ | جنس <i>Somalina</i> (ظهور، گسترش و ناپدید شدن) | <i>Somalina stefaninii</i> , <i>Somalina sp.</i> , <i>Alveolina sp.</i> , <i>Alveolina cf. munieri</i> , <i>Alveolina cf. frumentiforme</i> , <i>Orbitolites sp.</i> , <i>Orbitolites complanatus</i> , <i>Lituonella sp.</i> , <i>Dictyoconus sp.</i> , <i>Coskinolina sp.</i> , <i>Textularia sp.</i> , <i>Valvulinid</i> , <i>Olssonina sp.</i> , <i>miliolids</i> | ائوسن میانی | شماره ۴۸ James and Wynd (1965) (<i>Somalina subzone</i>) |
| | ۲۶۴ تا ۳۰۳ | <i>Linderina sp.</i> (حضور، گسترش و انقراض) | <i>Nummulites sp.</i> , <i>Nummulites cf. subatacicus</i> , <i>Nummulites incrassatus</i> , <i>Alveolina sp.</i> , <i>Linderina sp.</i> , <i>Linderina brugesi</i> , <i>Operculina sp.</i> , <i>Spherogypsina sp.</i> , <i>Alveolina eliptica</i> , <i>Alveolina eliptica nuttalli</i> , <i>Dictyoconus sp.</i> , <i>Orbitolites complanatus</i> , <i>Lituonella sp.</i> , <i>Coskinolina sp.</i> | ائوسن میانی | شماره ۴۹ James and Wynd (1965) (<i>Linderina subzone</i>) |
| | ۳۰۴ تا ۳۷۳ | حضور: قسمتی از محدوده حضور <i>Orbitolites complanatus</i> , <i>Dictyoconus sp.</i> , <i>Coskinolina</i> حضور: <i>Linderina sp.</i> | <i>Orbitolites sp.</i> , <i>Orbitolites complanatus</i> , <i>Dictyoconus sp.</i> , <i>Coskinolina sp.</i> , <i>Lituonella sp.</i> , <i>Pseudolituonella sp.</i> , <i>Pseudolituonella reicheli</i> , <i>Dictyoconus cf. indicus</i> , <i>Nummulites sp.</i> , <i>Rhapydionina sp.</i> , <i>Medocia blayensis</i> , <i>Alveolina sp.</i> , <i>Haymanella huberi</i> , <i>Rhabdorites sp.</i> , <i>Pyrgo sp.</i> , <i>miliolids</i> . | ائوسن میانی | شماره ۵۰ James and Wynd (1965) <i>Dictyoconus-Coskinolina-Orbitolites complanatus assemblage subzone</i> |



شکل ۴. ستون سنگ چین‌نگاری سازندهای جهرم و آسماری در برش کوه گچ، جنوب شرقی لار.

در بعضی از مقاطع دولومیتی شده است.

۲- مادستون^۲ - دولومادستون

در این رخساره زمینه اصلی سنگ میکرایت و بافت آن مادستون می باشد (شکل B ۵). در بعضی مقاطع، وجود دولومیت ریز دانه آنها را به دولومادستون تبدیل کرده است (شکل A ۶). علاوه بر این کمتر از ۱۰ درصد ذرات آواری کوارتز در این رخساره مشاهده می شود. تجمع گل کربناته و نیز کم یابی قطعات بایوکلست هم از نظر تجمع و هم از نظر فراوانی، نمایانگر شرایط کم انرژی و نزدیک به محدوده پهنه های جزر و مدی است (Adabi et al., 2010). این رخساره در محیط رمپ داخلی دیده می شود.

دولومیت کانی پیچیده ای است که می تواند بصورت اولیه، جانیشینی دیاژنتیکی و یا بصورت یک فاز هیدروترمال - دگرگونی تشکیل شود. تشکیل دولومیت اغلب نیازمند نفوذپذیری سنگ آهک، یک مکانیسم تسهیل کننده جریان سیال و منبع کافی برای منیزیم است (Warren, 2000).

در این مطالعه انواع دولومیت ها که عمدتاً منشاء دیاژنتیکی اولیه و تاخیری داشته اند، مشاهده شده است که در ادامه به شرح آنها پرداخته می شود. دولومیت های نوع اول از نوع خیلی ریز - ریز بلور است (شکل A ۶) که در شرایط نزدیک به سطح زمین و در مراحل اولیه دیاژنز در پهنه های جزرومدی تا کولابی تشکیل شده اند (Adabi, 2009). نوع دوم، دولومیت های ریز - متوسط بلور نیمه شکل دار تا بی شکل را شامل می شود، (شکل B ۶) که نسبت به نوع اول مقادیر Sr آنها کمتر و برعکس مقادیر Fe و Mn آنها بیشتر است. این دولومیت ها به احتمال زیاد در مراحل اولیه دیاژنز تدفینی کم عمق تشکیل شده اند. نوع سوم شامل دولومیت های متوسط - درشت بلور شکل دار و نیمه شکل دار و واجد حواشی روشن و مراکز کدر هستند (شکل C ۶). این نوع دولومیت ها در مقایسه با دو نوع قبلی دارای Fe و Mn بیشتر و Sr کمتری هستند. آنها احتمالاً در شرایط تدفین بیشتر و از طریق دولومیتی شدن رسوبات آهکی قبلی و یا از تبلور دوباره دولومیت های نوع اول و دوم تشکیل شده اند (Adabi, 2009).

رخساره های لاگون^۸

۳- پلوئید و کستون - پکستون^۹

این رخساره به طور عمده از پلوئید تشکیل شده است (شکل C ۵). در بعضی مقاطع وجود میلیولید و یا خرده های اسکلتی نیز مشاهده می شود. ویلسون (Wilson, 1975) حضور فراوان پلوئیدها را به محیط لاگون نسبت داده است. وفور پلوئیدها

است (Nadjafi et al., 2004). فرامینیفراهای بزرگ بتتیک به ویژه Orbitolites و Operculina, Nummulites, Discocyclina بیشترین آلوم های این سازند را تشکیل می دهند.

با توجه به این که رسوبات کم عمق کربناته دریایی به سن ائوسن پسین دارای تنوع بسیار زیاد فرامینیفراهای بتتیک بزرگ^۱ (LBF)، بوده لذا ابزار مناسبی، جهت بررسی محیط رسوبی دیرینه مهیا می کنند (Beavington- Penny and Racey, 2004). به طوری که در مطالعات مختلف انجام شده در مناطق گوناگون اطراف تتیس در زمان ائوسن، فرامینیفراهای بتتیک مبنای تفسیر رخساره ای بوده اند. در ادامه به توصیف خصوصیات میکروفاسیس های موجود در برش کوه گچ از بخش کم عمق به عمیق دریا پرداخته می شود.

رخساره های پهنه جزر ومدی^۲

۱- استروماتولیت باندستون^۲

این میکروفاسیس دارای ساختمان لامینه ای نازک به حالت موجی شکل، نامنظم و دارای تداوم جانبی بوده که در اثر انباشته شدن پوشش های جلبکی بر اثر فعالیت های سیانوباکتری ها تشکیل شده است. بافت اصلی زمینه مقاطع نازک را گل^۴ به همراه لامینه های میلیمتری ضخیم که عموماً بدون فسیل می باشند تشکیل داده است (شکل A ۵). این رخساره در محیط رمپ داخلی^۵ دیده می شود.

مکانیسم تشکیل استروماتولیت ها بدین صورت است که سیانو باکتری ها جهت تهیه غذا از آب، دی اکسید کربن و نور خورشید استفاده می کنند و محصول دو گانه این جریان اکسیژن و کربنات کلسیم (آهک) بوده که به صورت لایه ای از لعاب اغلب بالای کفپوش هایی را تشکیل میدهند که دارای حالت چسبندگی می باشد. این مسئله همراه با حالت رشته ای این جلبک ها باعث به تله افتادن و محصور شدن ذرات رسوبی شده و تکرار این عمل باعث ایجاد استروماتولیت می شود. به طوری که ساختار حاصل از آنها به صورت طبقات متناوبی از لایه های تیره غنی از مواد آلی و لایه های روشن، غنی از رسوب در می آید (Shinn 1983a, 2007; Walkden and Matos, 1983b).

سیانوباکترها همراه با ماهیت رشته های فیلامنتی، ذرات رسوبی را به دام انداخته و به لامینه های رسوبی متصل می کند (Amir-shahkarami et al., 2007). به طور کلی استروماتولیت از تعدادی لامینه حاصل از فعالیت میکروبهای فوتوتروفیک که به صورت پشته ای بر روی هم قرار دارند تشکیل شده است (Taheri et al., 2008). این رخساره بیانگر محیط پهنه جذر و مدی (به ویژه ناحیه بین حد جزر و مدی^۶ می باشد. لازم به ذکر است که این رخساره

1. Large Benthic Foraminifera
2. Tidal flat
3. Stromatolitic boundstone
4. Mud
5. Inner ramp
6. Intertidal zone
7. Mudstone
8. Lagoon
9. Pelloid wackestone to packstone

رخساره سدی^۲

۵- اینتراکلیست ائید پکستون تا گرینستون^۴

این میکروفاسیس حاوی ائید و قطعات اینتراکلیست می باشد که ائیدها اجزاء اصلی این میکروفاسیس می باشند. اندازه ائیدهای تشکیل دهنده این میکروفاسیس به طور میانگین ۰/۲ میلی متر است. ائیدها در اکثر موارد دارای فابریک مماسی هستند که نشانگر انرژی زیاد محیط رسوبی تشکیل آنها می باشد. فراوانی ائیدها، عدم وجود گل و جورشدگی و گردشگی خوب در این رخساره نشان دهنده شرایط با انرژی بالا و نهشت در بالاتر از سطح FWWB در محیط رمپ داخلی^۵ است (Tucker and Wright, 1990; Insalaco et al., 2006; Flugel, 2010) و در بسیاری از موارد میکریتی و یا دولومیتی شده اند. دیگر اجزاء این میکروفاسیس اینتراکلیست می باشد و جنس زمینه سیمان اسپارایتی است (شکل های G و H). با توجه به اجزاء اصلی تشکیل دهنده این رخساره، محیط تشکیل آن پشته های سدی یا سدهای ماسه ای دور از ساحل^۶ می باشد (Geel, 2000; Romero et al., 2002).

رخساره های دریای باز^۷

۶- نومولیت (لزی شکل) بایوکلیست وکستون^۸ پکستون^۹

اجزای اصلی این رخساره نومولیت های فراوان و مقداری بایوکلیست می باشد. همچنین در این رخساره اپرکولینا، آفستزینا، لندارینا^{۱۱} و اکیونودرم به عنوان اجزاء فرعی تر محسوب می شوند. بافت سنگ بسته به میزان انرژی از وکستون تا پکستون متغیر می باشد (شکل I و J). حضور نومولیت های فراوان و فقدان فرامینفرهای شاخص محیط لاگون در زمینه گلی مبین رسوبگذاری زیر قاعده متاثر از امواج می باشد (Rasser et al., 2005). وجود روزن داران با دیواره هیالین در این رخساره بیانگر شرایط نرمال دریایی می باشد (Geel, 2000; Khatibi and Adabi, 2013). این رخساره در محیط رمپ میانی^{۱۲} دیده می شود. رخساره مذکور عمدتاً از فرامینفر بنتیک، قطعات و خرده های ماکروفسیل ها و پلوئید تشکیل شده است. فرامینفرهای با دیواره هیالین و نیز غیر منفذدار در این رخساره دیده می شوند. از فرامینفرها با دیواره هیالین انواع نومولیت های لزی شکل کوچک، لندارینا، آفستزینا، اپرکولینا، اوربیتولیتس و اسفروژپسینا مشاهده گردید. در میان معدودی نیز اشکال غیرمنفذدار میلیولید، آستروتریلینا، آرکناس، پنروپلید موجود می باشند.

در زمینه گلی و فقدان بایوکلیست بیانگر رسوبگذاری در محیط لاگونی محصور با انرژی کم می باشد (Taheri et al., 2008). این رخساره با توجه به وفور پلوئید و موقعیت چینه شناسی آن به محیط لاگون محصور در محیط رمپ داخلی نسبت داده می شود (Flügel, 2010). بافت سنگ با توجه به میزان انرژی از وکستون تا پکستون متغیر است. لازم به ذکر است در بعضی مقاطع، زمینه سنگ دولومیتی شده است. همچنین اینتراکلیست هایی با اندازه پیل هم ممکن است مشاهده شوند، ترکیب این اینتراکلیست ها از وکستون های حاوی خرده های استراکود و یا مادستون های فاقد فسیل تشکیل شده است.

۴- فرامینفر غیر منفذدار (با تنوع زیاد) پکستون - گرین استون^۱

بیشترین اجزاء سازنده این میکروفاسیس فرامینفرهای بنتیک با دیواره های غیرمنفذدار همانند: اوربیتولیتس، سومالینا، آلوتولینا و میلیولید می باشند. غالباً میلیولیدهای کوچک با فراوانی زیاد و پلوئید بیشترین اجزاء سازنده می باشند. همچنین قطعات و خرده های خارپوستان نیز در آن یافت می شود (شکل D و E). از نظر محیط رسوبگذاری، شواهد حاکی از آن است که این میکروفاسیس در شلف داخلی در مرداب بسیار محدود و محصور تشکیل شده است

(Reiss and Hottinger, 1984; Hallock, 1988; Barattolo et al., 2007; Vaziri-Moghaddam et al., 2010).

همچنین فراوانی میلیولید، پلوئیدها و تنوع کم گونه های جانوری دیگر (فوناها) این محیط را تأیید می نماید (شکل E و F). این نهشته ها بافت های متنوع از وکستون تا پکستون و گرین استون را شامل می شوند. پلوئیدها از دیگر اجزاء موجود در این رخساره است. همچنین جلبک های داسیکلادسه آ نیز به طور محدود حضور دارند. شواهد موجود مانند تعداد زیاد پوسته های فرامینفرهای غیرمنفذدار همانند دیکتیوکونوس نشانگر آن است که رسوبگذاری در محیط با انرژی پایین تا متوسط در محیط رمپ داخلی رخ داده است (شکل F و G). ریزرخساره گاستروپود وکستون^۲ که اجزای اصلی آن گاستروپودهای سالم و زمینه اصلی سنگ میکرایت می باشد، نیز در این نهشته ها دیده می شود. این رخساره که در تناوب با رخساره های لاگونی قرار دارد، به محیط لاگونی با انرژی کم نسبت داده شده است.

1. High diversity imperforate foraminifera packstone - grainstone
2. Gastropoda wackestone
3. Shoal
4. Intraclast ooid packstone to grainstone
5. Inner ramp
6. Barrier bar
7. Open marine
8. Lens-shaped nummulitids bioclastic wackestone-packstone
9. Operculina
10. Amphistegina
11. Linderina
12. Middle ramp

دولومیت: تشکیل دولومیت‌ها با ابهاماتی مواجه شده است (Tucker and Wright, 1990; Warren, 2006). گسترش دولومیت‌ها در سطح زمین بسیار زیاد است و حدود نیمی از مخازن کربناته دنیا از نوع دولومیتی است (Allan and Wiggins, 1993; Ahr, 2008). دولومیت به‌عنوان یک کانی دیاژنتیکی پیچیده و مبهم در نظر گرفته شده است زیرا در شرایط دیاژنتیکی مختلف تشکیل می‌شود (Adabi, 2009; Zarza and Tanner, 2010).

دولومیت‌های ایده‌ال با شبکه بلوری منظم که دارای مقادیر مساوی ترکیب مولی کلسیم و منیزیم باشد، کمتر وجود دارد (Kaczmarek and Sibley, 2011). در دولومیت‌های تشکیل شده از آب‌های دریایی شور و یا فوق شور، مقدار عناصر Mg, Sr, Na و Ca بالا و در مقابل مقادیر Mn و Fe پایین است. برعکس اگر محلول‌های دولومیت ساز آب‌های شیرین باشند مقادیر Mg, Sr, Na و Ca پایین و مقادیر Mn و Fe بالا است (Boggs, 2009). دولومیت‌ها می‌توانند توسط محلول‌های هیدروترمالی تشکیل و سنگ میزبان ذخایر معدنی نظیر سرب، روی و قلع گردند (Machel and Lonnee, 2002; Chen et al., 2004). ویژگی ژئوشیمیایی کلی انواع دولومیت به شرح زیر است: دولومیت نوع اول دارای مقادیر Sr بالا (۱۳۸۷ پی‌پی‌ام) و Fe (۱۰۰ پی‌پی‌ام) و Mn (۵۸ پی‌پی‌ام) پایین است. دولومیت نوع دوم که نسبت به نوع اول مقادیر Sr کمتر و برعکس مقادیر Fe و Mn بیشتر می‌شود. این دولومیت‌ها به احتمال زیاد در مراحل اولیه دیاژنز تدفینی کم‌عمق تشکیل شده‌اند. نوع سوم شامل دولومیت‌های متوسط - درشت بلور شکل‌دار و نیمه شکل‌دار است که در مقایسه با دو نوع قبلی دارای Fe و Mn بیشتر و Sr کمتری هستند.

آهک‌ها: آهک‌ها می‌توانند در محیط‌های حاره‌ای معتدله و قطبی و در شرایط دیاژنتیکی دریایی، متاوریکی و تدفینی تشکیل گردند (Rao, 1996; Rao and Nelson, 1992; James and Choquette, 1983). کربنات‌های حاره‌ای از غیرحاره‌ای و نیز آهک‌های دیاژنتیکی در محیط‌های مختلف را می‌توان بر مبنای تغییرات عنصری و ایزوتوپی اکسیژن و کربن تفکیک نمود (Winefield et al., 1996; Arzani, 2006; Adabi and Asadi-Mehmandousti, 2008). در زیر ویژگی عنصری و ایزوتوپی آهک‌ها و دولومیت‌ها ائوسن در برش کوه گچ ارائه می‌شود.

استرانسیم: استرانسیم در مطالعه شرایط دیاژنتیکی و تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه محیط‌های قدیمه رسوبات کربناته مورد استفاده قرار می‌گیرد (Heydari et al., 2008; Adabi et al., 2010). بین میزان استرانسیم و نوع سنگ (میکروفاسیس یا لیتولوژی) و یا محیط‌های ته‌نشست (محیط‌های دریایی کم عمق در برابر عمیق) ارتباط وجود دارد. به‌طوری‌که در آراگونیت‌ها معمولاً میزان Sr بالا و میزان Mn پایین می‌باشد (Tucker and Wright, 1990; Arzani, 2006).

از اجزای فرعی دیگر می‌توان به اکینوئیدها، گاستروپودها و داسی کلا داسه‌آ اشاره نمود. روزن‌دارانی که دارای دیواره ضخیم و متورم‌تر بوده نسبت به آنهایی که حالت کشیده‌تر و پوسته نازک‌تر دارند، در اعماق کمتری زیست می‌کرده‌اند (Barattolo et al., 2008; Taheri et al., 2008). فراوانی نومولیت‌های متورم با دیواره ضخیم نشان‌گر نور کافی و تشکیل این رخساره در بخش کم عمق دریای باز می‌باشد (Pay-Beavington-Penney 2002; ros et al. 2010; خطیبی مهر و معلمی، ۱۳۸۸).

۷- نومولیت (بزرگ و کشیده) بایوکست و کستون^۱

اجزای اصلی این رخساره نومولیت فراوان و مقداری بایوکست می‌باشد. همچنین در این رخساره دیسکوسیکلینا^۲ و آسلینا^۳ نیز مشاهده می‌شود. شکل نومولیت‌ها بطور مشخص در ارتباط با نوع محیط رسوبی می‌باشد، این رخساره در محیط رمپ میانی دیده می‌شود (Vennin et al., 2003; Beavington-Penney et al., 2005). به‌طوری‌که نومولیت‌های کشیده و درشت مربوط به بخش‌های دور از ساحل و آب‌های عمیق‌تر بوده و نشان‌دهنده افزایش درمیزان فضای رسوب‌گذاری^۴ می‌باشد (Beavington-Penny and Racey, 2004) (شکل‌های K و J و ۵).

مدل رسوبی سازند جهرم در توالی‌های مورد مطالعه

با توجه به تنوع میکروفاسیس‌ها (شکل ۵)، دسته‌بندی و بررسی جانبی آنها و بر اساس مدل‌های ارائه شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) و ویلسون (۱۹۷۵)، مدل رسوبی این سازند در مقاطع مورد مطالعه احتمالاً یک رمپ کربناته می‌باشد (شکل ۷).

ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی

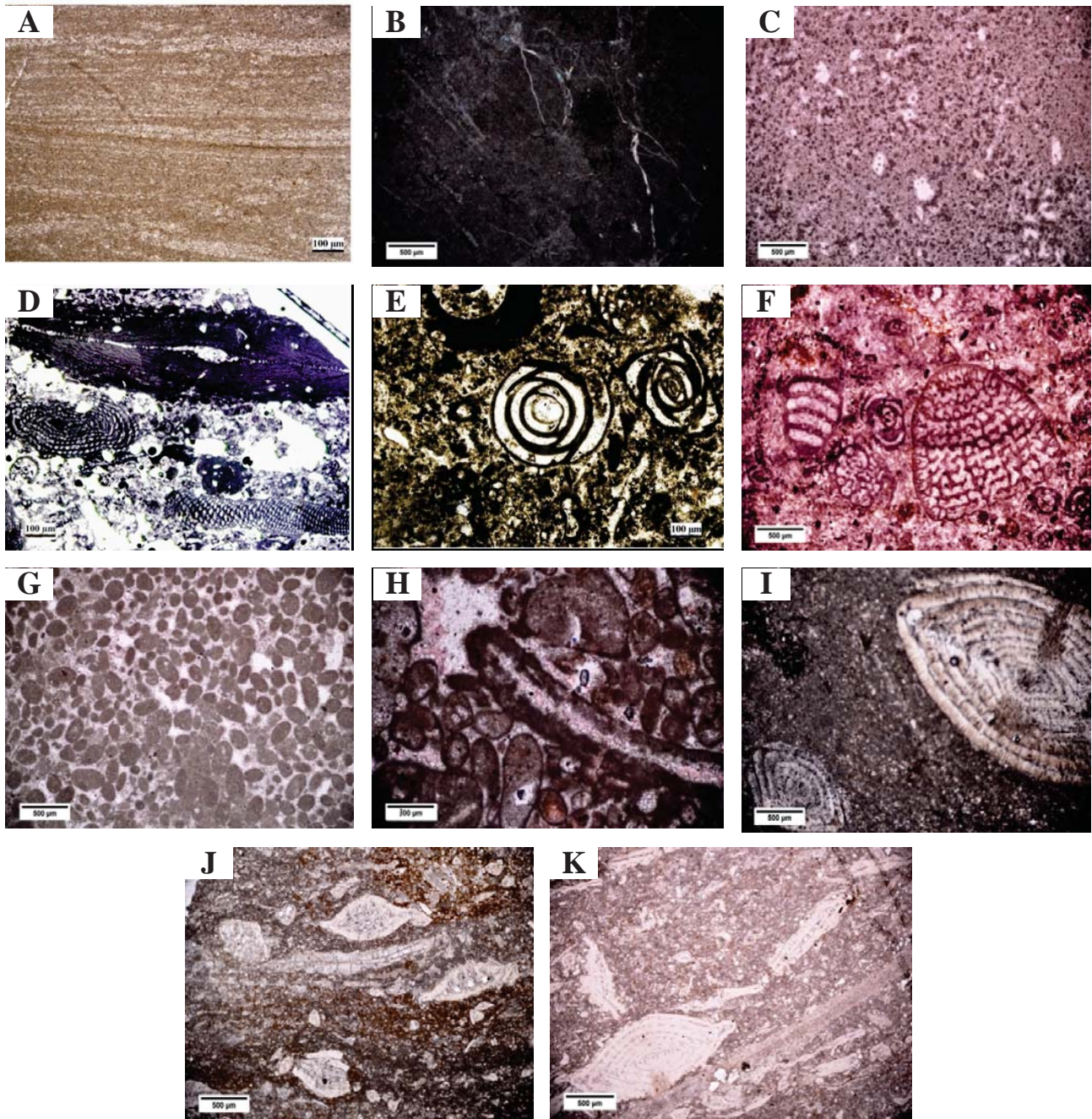
فرض اولیه در استفاده از عناصر فرعی برای تفسیر رخساره‌ها این است که ارتباطی بین میزان عناصر فرعی یک کربنات و تمرکز این عناصر در آبی که از آن ته‌نشست یافته‌اند، وجود دارد.

عناصر فرعی در موارد متفاوتی مورد استفاده قرار می‌گیرند که عبارتند از:

۱) شناسایی شرایط محیط ته‌نشست: تفکیک شرایط ته‌نشست اولیه و ثانویه در حالت‌های فیزیکی - شیمیایی متفاوت
۲) تعیین شرایط تشکیل محیط‌های قدیمه: شناسایی شوری قدیمه، تشخیص عمق آب قدیمه، تفکیک رسوبات با انرژی بالا و پایین

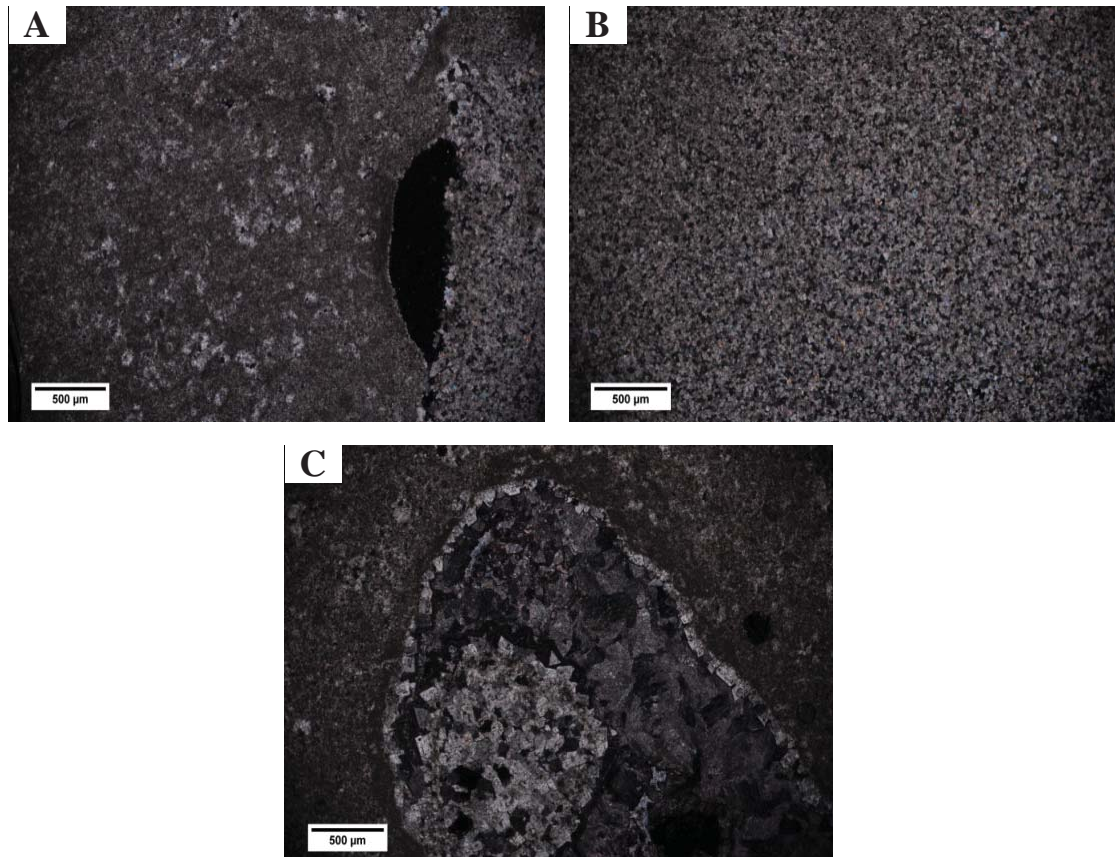
۳) تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها
در این مقاله از آنالیزهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیط‌های دیاژنتیکی (متاوریکی، تدفینی و دریایی اولیه)، تعیین دمای سیال در مرحله تدفین اولیه و تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه نهشته‌های ائوسن در کوه گچ استفاده شده است.

1. Large and flat nummulitids bioclastic wackestone
2. Discocyclina
3. Asselina
4. Increase of accommodation space

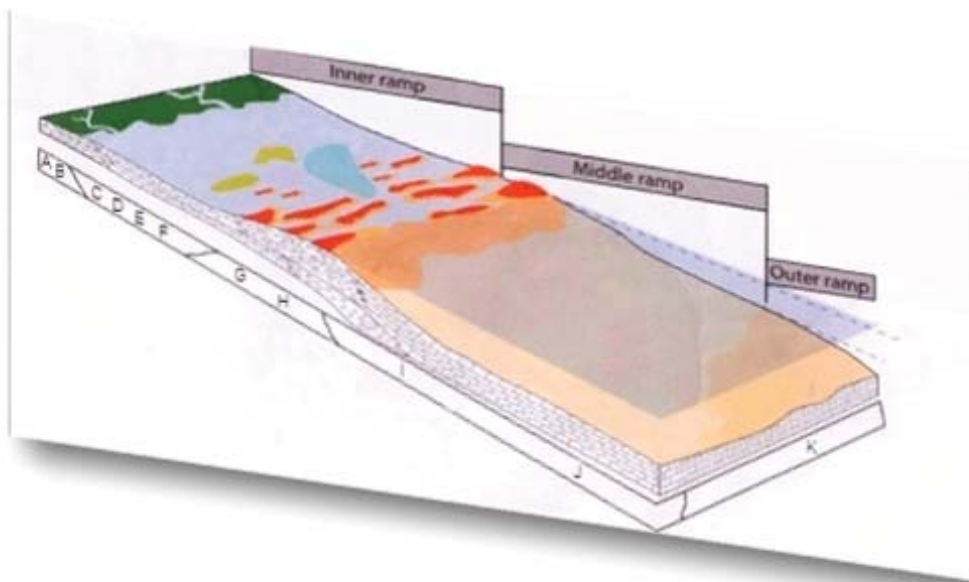


شکل ۵. A) استروماتولیت باندستون، نمونه شماره J۱، کوه گچ، نور طبیعی، B) دولومادستون، نمونه شماره J۲، کوه گچ، نور پلاریزه، C) پلوئید وکستون-پکستون، نمونه شماره J۱۸۰، کوه گچ، نور طبیعی، D) فرامینیفر غیر منفذدار (با تنوع زیاد) پکستون-گرین استون، شامل: سومالینا^۱ (S)، برش محوری اوربیتولیتس^۲ (O) و آلونولینا^۳ (A)، نمونه شماره J۲۵۶، کوه گچ، نور طبیعی، E) میلیولید پکستون-گرین استون، نمونه شماره J۳۳، کوه گچ، نور طبیعی، F) دیکتیوکونوس (D) میلیولید وکستون، نمونه شماره J۳۳۰، کوه گچ، نور طبیعی، G) ائید پکستون تا گرینستون، نمونه شماره J۲۴، کوه گچ، نور طبیعی، H) بایوکست ائید پکستون تا گرینستون دولومیتی شده، نمونه شماره J۲۲، کوه گچ، نور پلاریزه، I) نومولیت (لنزی شکل) بایوکست وکستون - پکستون، نمونه شماره J۳۰۰، کوه گچ، نور طبیعی، J) نومولیت (بزرگ و کشیده) وکستون، نمونه شماره J۲۷۴، کوه گچ، نور طبیعی، K) نومولیت (بزرگ و کشیده) بایوکست وکستون، نمونه شماره J۲۷۸، کوه گچ، نور طبیعی.

1. Somalina stefanii
2. Orbitolites
3. Alveolina



شکل ۶. A) دولومیت ریزدانه در سمت چپ و دولومیت متوسط دانه در سمت راست تصویر، نمونه شماره J۱۵، کوه گچ، نور پلاریزه، B) دولومیت متوسط دانه، نمونه شماره J۹۰، کوه گچ، نور پلاریزه، C) دولومیت درشت دانه، نمونه شماره J۲۱۲، کوه گچ، نور پلاریزه.



شکل ۷. محیط رسوبی سازند جهرم در برش کوه گچ از نوع رمپ کربناته به همراه سد ائیدی (A) استروماتولیت باندستون، B) دولومادستون، C) پلوئید وکستون - پکستون، D) فرامینفر غیر منفذدار (با تنوع زیاد)، E) میلیولید پکستون - گرین استون، F) دیکتیوکونوس میلیولید وکستون، G) ائید پکستون تا گرینستون، H) بایوکلست ائید پکستون تا گرینستون، I) نومولیت (لنزی شکل) بایوکلست وکستون - پکستون، J) نومولیت (بزرگ و کشیده) وکستون، K) نومولیت (بزرگ و کشیده) بایوکلست وکستون.

می‌گیرند، پایین خواهد بود (آدابی، ۱۳۹۰؛ Adabi et al., 2010). ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na برای تفکیک رخساره‌های حاره‌ای از غیر حاره‌ای بسیار مفید است (Adabi and Asadi-Mehman-doosti, 2008). در نمونه‌های آهکی گوه گچ، مقدار Na بین ۲۰۶ تا ۱۰۵۴ پی‌پی‌ام و در نمونه‌های دولومیتی بین ۳۴۹ تا ۱۰۴۲ پی‌پی‌ام در نوسان است (جدول ۱، شکل ۱۳).

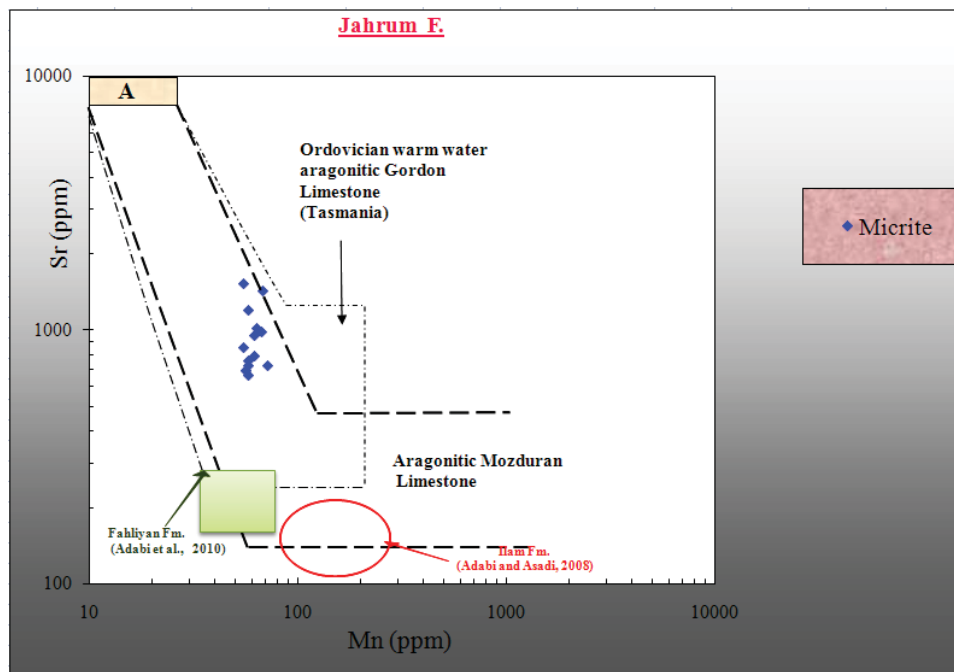
منگنز: میزان Mn در کربنات‌های دریایی بستگی به مینرالوژی اولیه، کنترل‌های کریستالوگرافی، میزان تمرکز Mn در آب دریا، شرایط Eh، مواد آلی و فرآیندهای میکروبی دارد (Flügel, 2004). مقدار Mn در آراگونیت‌های عهد حاضر بیوتیک بین ۳۰۰ تا ۵۰۰ پی‌پی‌ام است (Rao, 1996). پایین بودن مقادیر Mn در کربنات‌ها نیز به تبادلهای کمتر آب به سنگ نسبت داده می‌شود (آدابی، ۱۳۹۰). مقدار Mn با افزایش دیاژنز متاوریکی افزایش می‌یابد (Mucci and Morse, 1983). با فرار دادن Mn در برابر Sr/Ca و نیز $\delta^{18}O$ در مقابل Mn تبادل آب به سنگ در سیستم دیاژنتیکی بسته، نیمه بسته و باز مشخص می‌شود (Asadi and Adabi, 2013) (شکل ۱۱). مقدار Mn با افزایش دیاژنز متاوریکی افزایش می‌یابد (Mucci and Morse, 1983). مقدار Mn و نیز Fe در دولومیت‌های دانه درشت به دلیل ضریب توزیع و دگرسانی بیشتر، به مراتب بیش از آهک‌ها است (Adabi, 2009). در نمونه‌های آهکی کوه گچ مقدار Mn بین ۵۶ تا ۷۱ پی‌پی‌ام و در نمونه‌های دولومیتی مقدار Mn بین ۵۵ تا ۱۷۷ پی‌پی‌ام در نوسان است (شکل ۱۳، جدول ۱).

میزان Sr از رسوبات عهدحاضر به سمت رسوبات آهکی قدیمه و دولومیت‌ها کاهش می‌یابد. آراگونیت‌های غیر بیوتیک کم عمق عهد حاضر، به‌وسیله مقادیر بالای Sr (تا ۱۰۰۰۰ ppm) شناسایی می‌شوند. کلسیت غیر بیوتیک دارای مقادیر پایین استرانسیم است (ماکزیمم ۱۰۰۰ ppm) (Rao and Adabi, 1992; Rao, 1996). میزان Sr در کربنات‌ها به مینرالوژی اولیه، دمای آب، شوری، اثرات زیستی و میزان نسبت Ca/Sr در آب دریا بستگی دارد (Arzani, 2004, 2006; Heydari et al., 2008).

در نمونه‌های آهکی گوه گچ مقدار Sr بین ۷۲۰ تا ۱۵۱۴ پی‌پی‌ام (شکل ۸)، و در نمونه‌های دولومیتی مقدار Sr بین ۲۱۲ تا ۱۳۸۷ پی‌پی‌ام در نوسان است (جدول ۱، شکل ۱۰). مقدار Sr در نمونه‌های آهکی حداقل ۲ برابر نمونه‌های دولومیتی است، زیرا Ca در دولومیت‌ها نصف آهک‌ها است (Heydari et al., 2008, Adabi, 2009).

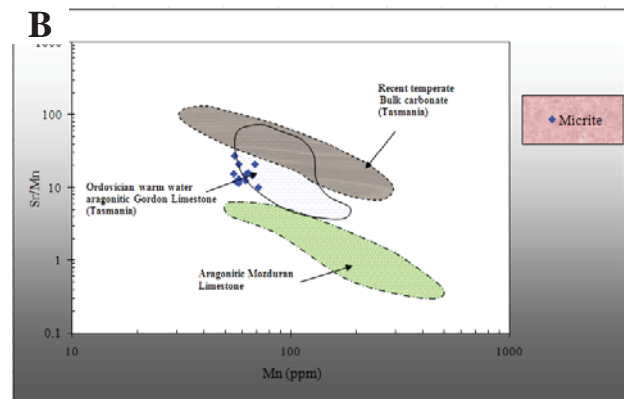
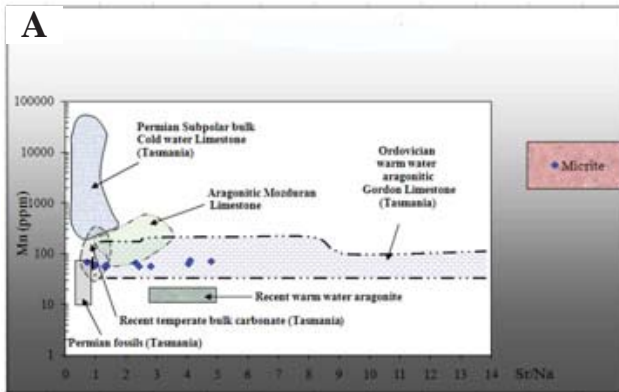
سدیم: تمرکز Na در رسوبات کربناته به درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی^۱ و نقص کریستالی، مینرالوژی و عمق آب بستگی دارد (Rao and Adabi, 1992; Adabi et al., 2010). مقدار سدیم با افزایش شوری، عمق آب و میزان آراگونیت افزایش می‌یابد.

سدیم دارای ضریب توزیع یا انباشتگی^۱ کمتر از یک می‌باشد و در آب‌های متاوریکی تمرکز پایینی دارد و لذا مقدار آن در سنگ‌های کربناته‌ای که تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنتیکی قرار

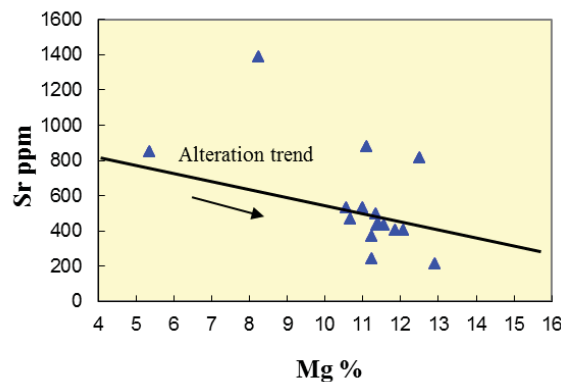


شکل ۸. تغییرات مقادیر Sr در مقابل Mn. محدوده نهشته‌های ائوسن کوه گچ، با محدوده‌های ارائه شده برای آراگونیت‌های آب‌های گرم عهد حاضر (Milli-man, 1974)، آهک‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و آهک‌های آراگونیتی گروه گوردون تاسمانیا (Rao, 1990)، آراگونیت ایلام (Adabi and Mehmandoosti, 2008) و آراگونیت‌های اولیه فهلیمان (Adabi et al., 2010) مقایسه شده است. نمونه‌های آهکی سازند جهرم در نزدیکی محدوده آراگونیتی مزدوران و گوردون قرار گرفته‌اند.

1. Kinetics
2. Partition Coefficient



شکل ۹. A) تغییرات Sr/Na در مقابل Mn: در این شکل نمونه‌های آهکی کوه گچ با محدوده آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995) و سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای اردویسن گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، و سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، فسیل‌ها و سنگ آهک‌های نیمه قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1991) مقایسه شده است. اغلب نمونه‌های آهکی سازند گچ دارای نسبت Sr/Na بیش از ۱ (یعنی دارای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی) می‌باشند. B) تغییرات میزان Sr/Mn در برابر Mn: در این شکل کاهش قابل توجه منگنز و بالا بودن مقادیر Sr/Mn در مقایسه با سازند گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و مزدوران حاکی از بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در این سازند است.



شکل ۱۰. تغییرات مقادیر Sr در مقابل Mg در نمونه‌های دولومیتی، افزایش Sr در مقابل Mg به دلیل شوری بالاتر و ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در دولومیت‌ها است، همچنین افزایش Sr با کاهش Mg به دلیل جانشینی Sr به جای Ca در شبکه دولومیت همراه است.

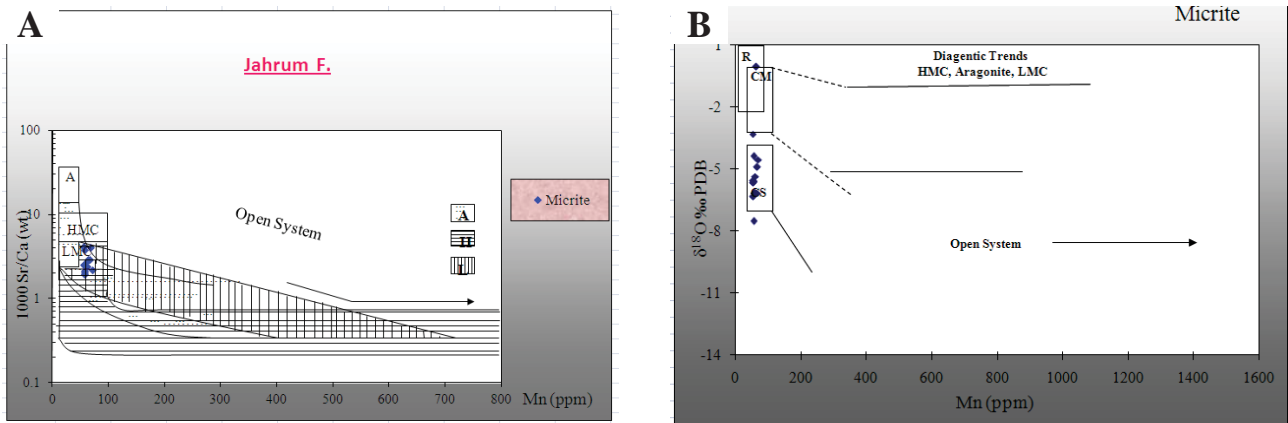
تغییرات Sr/Na در مقابل Mn (شکل ۹A) نشان می‌دهد که اغلب نمونه‌های سنگ آهک‌های گچ دارای Sr/Na بیش از ۱ می‌باشند. با توجه به بالا بودن مقادیر سدیم و استرانسیم در این کربنات‌ها، ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در آهک‌های کوه گچ محتمل است.

Sr/Mn: بترست (Bathurst, 1975) در سال ۱۹۷۵ پیشنهاد کرده است که دیاژنز در سنگ‌های آهکی شامل فرایند انحلال مرطوب^۱ و ته‌نشست مجدد می‌باشد. در طی این فرایند آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار، حل شده و به کلسیت کم منیزیم پایدار تبدیل می‌گردد، لذا مقدار Sr کاهش یافته و بالعکس تمرکز Mn افزایش خواهد یافت. این فرایند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های غیر دریایی (به ویژه آب‌های متاوریک) به مقدار زیادی تسهیل می‌گردد و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود. بنابراین ترسیم نسبت Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ‌ها مورد استفاده

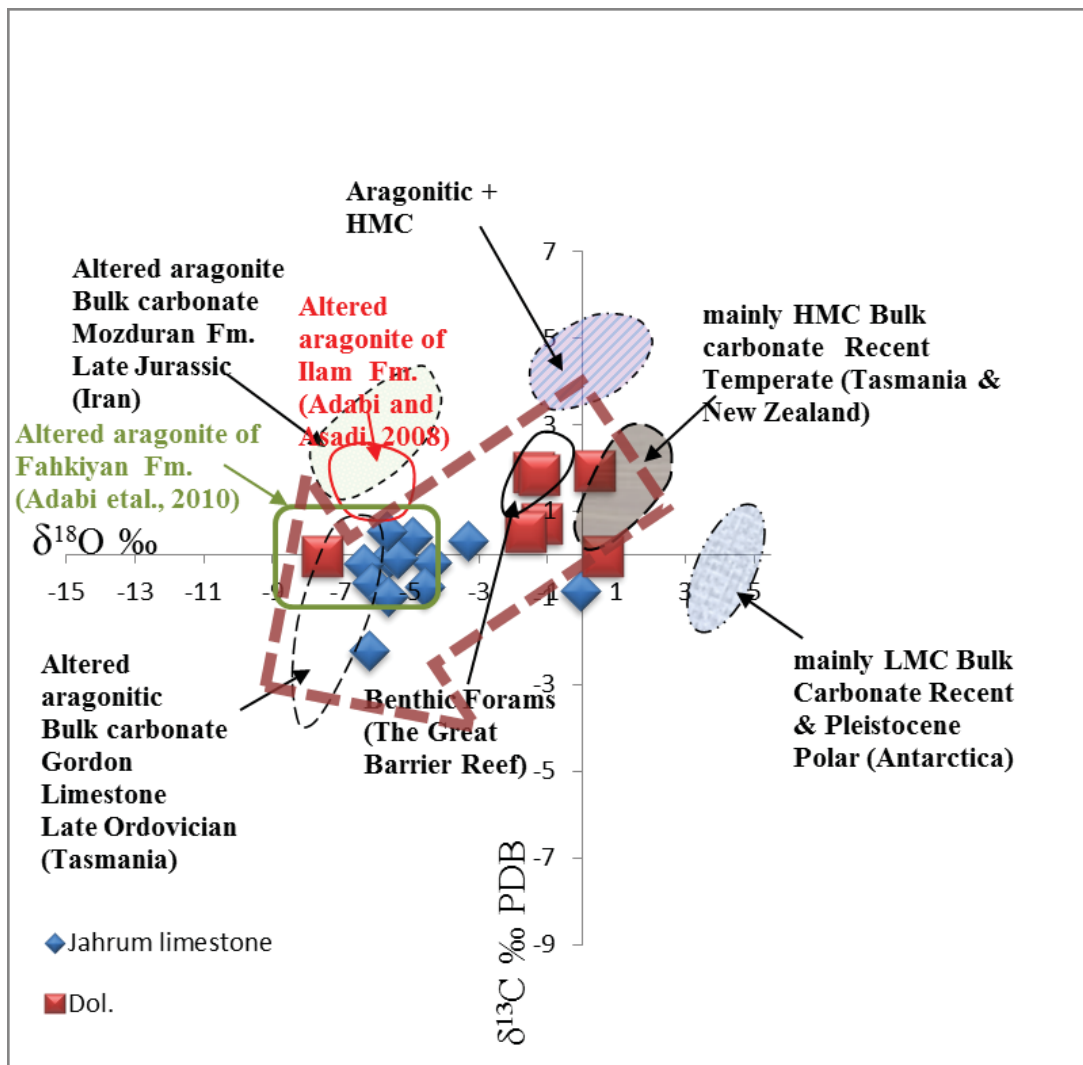
آهن: مقدار آهن در سنگ آهک‌های سازند ائوسن در نمونه‌های کوه گچ بین ۵۸ تا ۱۴۳ پی‌پی‌ام، و در نمونه‌های دولومیتی بین ۶۳ تا ۲۳۷ پی‌پی‌ام در نوسان است. افزایش مقادیر آهن در نمونه‌های دولومیتی نسبت به آهکی، عمدتاً به دلیل دگرسانی بیشتر دولومیت‌ها می‌باشد (جدول ۱، شکل ۱۳) (Adabi, 2009).

نسبت Sr/Na و Sr/Mn:

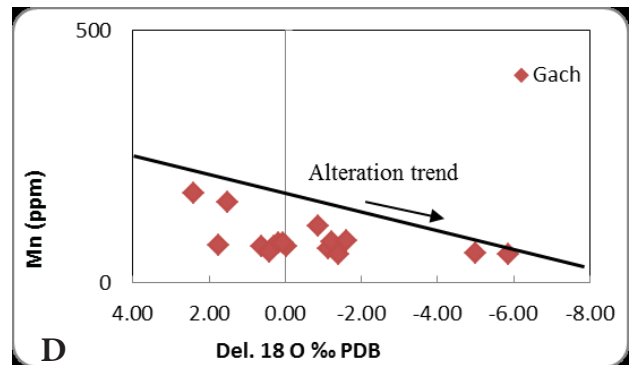
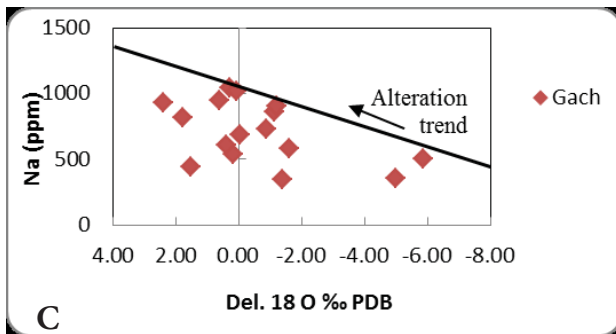
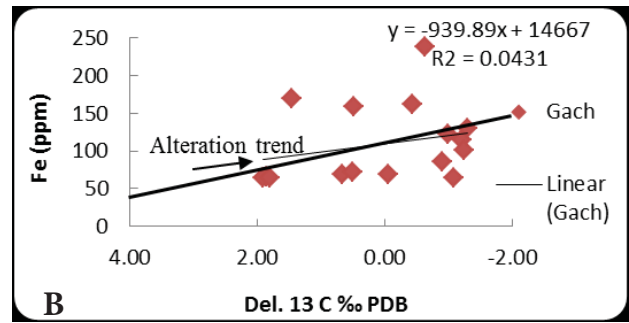
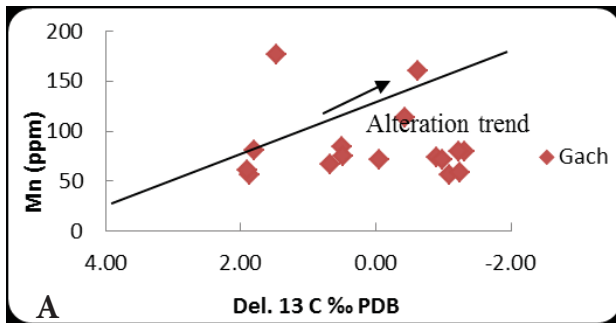
کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را می‌توان از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها توسط نسبت Sr/Na و میزان Mn تفکیک نمود (Rao, 1981; 1991; Adabi and Rao, 1991). در سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا است (حدود ۳ تا ۵)، در حالی که در سنگ‌های آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) می‌باشد (Rao, 1991; Adabi and Rao, 2008; Khatibi and Adabi, 2013).



شکل ۱۱. (A) روندهای دیاژنتیکی برای آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) که به وسیله آبهای متائوریک تثبیت شده‌اند (Brand and Veizer, 1980). قرارگیری نمونه‌ها حاکی از تأثیر کم دیاژنز متائوریک در یک سیستم بسته تا نیمه بسته می‌باشد، (B) دیاگرام $\delta^{18}\text{O}$ در برابر Mn نیز تائیدی دیگر بر تأثیر کم دیاژنز متائوریک در یک سیستم بسته تا نیمه بسته می‌باشد.



شکل ۱۲. ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) و کربن ($\delta^{13}\text{C}$) نمونه‌های آهکی و دولومیتی رسوبات ائوسن برش کوه گچ در مقابل یکدیگر، نمونه‌ها در محدوده یا درون سنگ آهک‌های آراگونیتی سازندهای ایلام (Adabi and Asadi, 2008) و فهلیان (Adabi et al., 2010) قرار گرفته‌اند. نمونه‌های دولومیتی به علت ضریب تفریق بیشتر و احتمالاً شوری بالاتر به مراتب سنگین‌تر از نمونه‌های آهکی هستند. روند دیاژنز در نمونه‌های آهکی و دولومیتی، دیاژنز تدفینی در حضور مواد آلی می‌باشد.



شکل ۱۳. ترسیم مقادیر Fe, Mn و Na در برابر ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه‌های دولومیتی کوه گچ به ترتیب در شکل‌های A, B, C و D آمده است. (A) افزایش مقادیر Mn با کاهش مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ حاکی از دگرسانی بیشتر در نمونه‌های دولومیت است. (B) در نمونه‌های دولومیتی کمتر دگرسان شده مقدار Fe پایین و $\delta^{13}\text{C}$ سنگین‌تر است. آهن با افزایش مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ دارای یک روند افزایشی است که حاکی از تاثیر دگرسانی بر روی نمونه‌ها می‌باشد. (C) با سبک شدن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ ، مقادیر Na نیز کاهش پیدا می‌کند و این حاکی از تاثیر دیاژنز بر روی این نمونه‌ها است. (D) مقادیر Mn در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه‌های دولومیت روند خاصی را نشان نمی‌دهد.

دولومیتی کوه گچ تغییرات ایزوتوپ کربن بین $-1/31$ تا $1/86$ ‰PDB در نوسان است و روند دیاژنز در این نمونه‌ها عمدتاً دیاژنز تدفینی (Descourvieres et al., 2011) در حضور مواد آلی می‌باشد (شکل ۱۲). پس از آزمایشات عنصری و ایزوتوپی، مقادیر حاصله را در کنار ستون چینه‌شناسی برش کوه گچ ترسیم گردید (شکل ۱۴).

محاسبه دمای قدیمه: ترکیب آب دریا به‌طور اساسی، در طول تاریخ زمین‌شناسی تغییر کلی نکرده است (Huneke and Mulder, 2011). به‌منظور تعیین دما از نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی و یا سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌گردد و برای محاسبه دمای دیاژنتیکی از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌شود (Morse and Mackenzie, 1990). در روش اندازه‌گیری دما اختلاف بین نسبت ایزوتوپی O18/O16 کربنات کلسیم آب دریا که عمدتاً به دما بستگی دارد، اندازه‌گیری می‌شود (Spicer and Corfield, 1992; Marshall, 1992).

برای محاسبه دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده است از معادله (Anderson and Arthur, 1983) استفاده شده است:

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

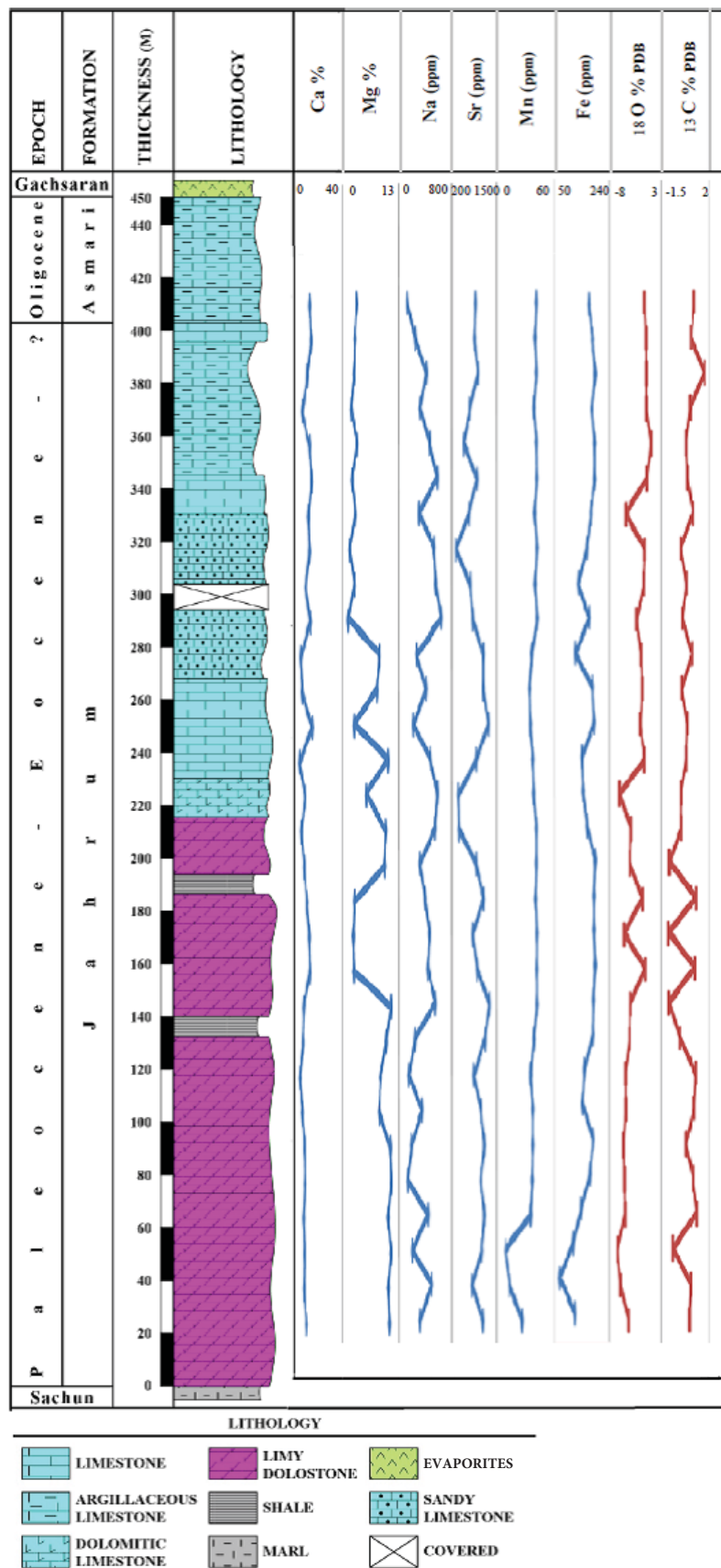
در این رابطه، T: دما بر حسب سانتی‌گراد، مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB توسط

قرار گیرد (Rao, 1991). در شکل B میزان Sr/Mn در برابر Mn ترسیم شده است. در این نمودار محدوده‌های کل کربناته عهد حاضر مناطق معتدله تاسمانیا (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995)، سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا (Rao, 1990) و آهک‌های سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی ترسیم شده است. بالا بودن نسبت Sr/Mn و پایین بودن مقادیر Mn حاکی از انحلال و یا دگرسانی کم در نمونه‌های آهکی سازند جهرم است.

ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن: با استفاده از مطالعه ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ می‌توان اطلاعات ارزشمندی پیرامون درجه دمای محیط رسوبگذاری، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژنز در محیط دیاژنتیکی، شوری، عمق رسوبگذاری ترکیب ایزوتوپی اقیانوس‌های قدیمه و غیره به‌دست آورد و کربنات‌های نواحی مختلف را از یکدیگر تفکیک نمود. (Marshall, 1992; Rao, 1996; Heydari et al., 2009).

دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند جهرم در کوه گچ بین $-0/05$ تا $7/53$ ‰PDB و در نمونه‌های دولومیتی کوه گچ بین $2/41$ تا $5/85$ ‰PDB در تغییر است (جدول ۱). ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند جهرم در کوه گچ بین $-2/23$ تا $0/32$ ‰PDB می‌باشد. در نمونه‌های

1. Bulk carbonate
2. Organic burial diagenesis



شکل ۱۴. تغییرات عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Na, Sr, Mn, Fe) و ایزوتوپ اکسیژن و کربن در امتداد ستون چینه‌شناسی سازند جهرم، برش کوه گچ.

دستگاه اسپکترومتر جرمی، مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW هستند. مقدار δ_{pp} برای دوره‌های مختلف زمین‌شناسی متفاوت می‌باشد و برای ائوسن SMOW % ۰/۸۵- در نظر گرفته می‌شود (Shack- leton and Kennett, 1975; Lecuyer and Allemand, 1999; Veizer et al., 1999; Gro'cke et al., 2003). ائوسن در برش کوه گچ به عبارتی دمای رسوبات ائوسن در برش کوه گچ یا عبارتی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند، عمق کم تدفین) با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (معادل PDB % ۳/۳۲-) برای آهک‌ها، معادل ۲۷ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

چینه‌شناسی سکانسی^۱

تغییرات نسبی سطح آب دریا می‌تواند باعث تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها و به دنبال آن موجب تغییر الگوی تنوع و توزیع پدیده‌های دیاژنتزی گردد، به علاوه این تغییرات می‌تواند اطلاعات با ارزشی در مورد تغییرات ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن به‌ویژه در مرز سکانس‌ها در اختیار قرار دهد منجر به چینه‌نگاری سکانسی می‌گردد (Catuneanu, 2006). هدف از انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانسی در این منطقه، شناسایی توالی‌های رسوبی می‌باشد. مبنای چینه‌نگاری سکانس‌ها شناخت سکانس‌ها، مرزهای سکانسی، پاراسکانس‌ها، سطوح سکانسی پیش‌رونده، پس‌رونده و حداکثر غرقابی می‌باشد. یک سکانس رسوبی (DS) به مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی پیوسته و مرتبط از نظر زایشی اطلاق می‌شود که در بالا و پایین به‌وسیله ناپیوستگی یا پیوستگی‌های معادل ناپیوستگی محصور شده باشد (Van Wagoner et al., 1988). به این سطح مرز سکانسی اطلاق می‌شود.

سکانس‌های رسوبی سازند جهرم: مطالعات سنگ‌شناسی رسوبی انجام شده بر روی نمونه‌های دستی و مقاطع نازک به‌خوبی مرزهای سکانسی، سیستم تراکت‌ها و سطوح سکانسی را متمایز و بر این اساس ۲ سکانس رسوبی (رده ۳، ۵ تا ۵ میلیون سال، Miall, 2010) تعیین گردیده است. این مطالعه نشان می‌دهد که سکانس رسوبی ۱ به ضخامت ۲۱۵ متر بر روی سازند ساچون با لیتولوژی مارن قرار دارد، این سکانس شامل دولومیت عمدتاً از نوع ۱ و ۲ به ضخامت حدود ۱۳۵ متر (TST)، دولومیت آهکی و آهک دولومیتی به ضخامت ۸۰ متر (HST) می‌باشد. مرز سکانسی (SB2) در متر ۲۱۵ متری قرار دارد. mfs بر اساس مطالعات رخساره‌ای (بر روی شیل‌ها) تعیین شده است. سکانس رسوبی ۱، با رخساره استروماتولیت باندستون و دولومادستون شروع شده و به تدریج با افزایش عمق به رخساره پلوئید و کستون - پکستون، فرامینفر غیر منفذدار پکستون - گرین استون، اینتراکلت ائید پکستون تا گرینستون (رخساره سدی) تبدیل می‌گردد (TST). حداکثر سطح غرقابی آب (mfs)، بر روی رخساره فرامینفر غیر

منفذدار پکستون - گرین استون قرار دارد. سیستم تراکت تراز بالا (HST) شامل رخساره‌های کم عمق تر مادستون تا دولومادستون می‌باشد که به مرز سکانسی از نوع SB2 ختم می‌گردد. سکانس رسوبی ۱ از نظر عمقی به محیط رمپ داخلی تعلق دارد.

سکانس رسوبی ۲ به ضخامت ۱۸۵ متر شامل آهک دولومیتی، آهک، آهک ماسه‌ای و آهک رسی می‌باشد، این توالی بر روی بالاترین افق ضخیم دولومیت آهکی و آهک دولومیتی قرار گرفته است. مرز این واحد به‌عنوان مرز پایینی سکانس ۲ و از نوع SB2 تشخیص داده شده است. سکانس رسوبی ۲ مربوط به سیستم تراکت پیش رونده (TST) با رخساره‌های فرامینفر غیر منفذدار پکستون - گرین استون، اینتراکلت ائید پکستون تا گرینستون شروع و به رخساره‌های دریای باز^۲ شامل نومولیت (لنزی شکل) بایوکلت و کستون - پکستون متعلق به رمپ میانی، و نومولیت (بزرگ و کشیده) بایوکلت و کستون متعلق به رمپ بیرونی ختم می‌شود. حداکثر سطح غرقابی آب (mfs) بر اساس عمیق‌ترین تغییرات رخساره‌ای تعیین شده است. سیستم تراکت تراز بالا (HST) شامل رخساره‌های فرامینفر غیر منفذدار پکستون - گرین استون (لاگون رو به سد)، اینتراکلت ائید پکستون تا گرینستون (رخساره سدی) می‌باشد. در این توالی رسوبی مرز سکانسی SB2 بین سازند آسماری و تبخیری‌های گچساران انتخاب شده است.

نتیجه‌گیری

سازند جهرم در برش کوه گچ، در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهر لار در مجاورت روستای چهار برکه، با ضخامت ۴۰۴/۵ متر با سنگ‌شناسی دولومیت، آهک دولومیتی و آهک واقع شده است. مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک و فرامینفرهای مختلف موجود باعث گردیده است تا بتوان رخساره‌های گوناگون بر اساس تنوع فرامینفرها و تغییرات عمق آب در توالی رسوبی پیش‌بینی نمود. بر این اساس ۷ رخساره رسوبی شناسایی گردید که از بخش کم عمق به سمت عمیق شامل استروماتولیت باندستون، دولومادستون، پلوئید و کستون - پکستون، فرامینفر غیر منفذدار (با تنوع زیاد) پکستون - گرین استون، اینتراکلت ائید پکستون تا گرینستون، نومولیت (لنزی شکل) و کستون، نومولیت (بزرگ و کشیده) بایوکلت و کستون می‌باشند. در این مطالعه سه نوع دولومیت شامل دولومیت نوع اول (دانه ریز) که در مراحل اولیه دیاژنتیکی و نوع دوم و سوم که دانه درشت‌تر می‌باشند در مراحل دیاژنتز تاخیری، تشکیل گردیده است. مقادیر Na و Sr در دولومیت نوع اول بیشتر بوده و برعکس مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌های دانه درشت‌تر تاخیری به دلیل دگرسانی بیشتر، بالاتر است.

محیط رسوبی سازند جهرم در برش کوه گچ از نوع رمپ کربناته به همراه سد ائید ی می‌باشد. مطالعات پتروگرافی همراه با مطالعات ژئوشیمیایی عنصری و ایزوتوپی در نمونه‌های سنگ

1. Sequence stratigraphy
2. Open marine

- Adabi, M.H., Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Journal of Sedimentary Geology* 72, 253-267.
- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*. 33, 267-277.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 148-160 .
- Ahr, W.M., 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs*. John Wiley and Sons, 296.
- Allan, J.R. and Wiggins, W.D., 1993. Dolomite reservoirs. *Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution*. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes, Series No. 36, 129.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, M.H. and Taheri, A., 2007. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 947-959.
- Anderson, T.F. and Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. in: *Stable isotope in sedimentary geology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 10, 1-151.
- Arzani, N., 2004. Diagenetic evolution of mudstones: black shales to laminated limestones, an example from the Lower Jurassic of SW Britain. *Journal of Science*, 15, 257-267.
- Arzani, N., 2006. Primary versus diagenetic bedding in the limestone-marl/shale alternations of the epeiric seas, an example from the Lower Lias (Early Jurassic) of SW Britain. *Carbonates and Evaporites*, 21, 94-109.
- Asadi, E. and Adabi, M.H., 2013. Application of geochemical data as evidence of water- rock interaction in the Sarvak Formation, Izeh Zone, Zagros, Iran. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 31-35.
- Barattolo, F., Bassi, D. and Romero, R., 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece). *Facies*, 53,

آهک سازند جهرم در برش کوه گچ حاکی از مینرالوژی اولیه آراگونیتی است. همچنین نسبت Sr/Na (بیشتر از یک) نیز دلیل دیگر بر تأیید کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی آن‌ها می‌باشد. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca و ایزوتوپ اکسیژن نشان‌دهنده محیط دیاژنزی بسته تا نیمه بسته همراه با تبادل بسیار کم آب به سنگ در آهک‌های سازند جهرم است. ترسیم مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn حاکی از انحلال یا دگرسانی کم در این نمونه‌ها می‌باشد. بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن آهک‌ها و دولومیت‌ها و مقایسه آنها با سایر محدوده‌ها نشانگر روند دیاژنزی تدفینی در حضور مواد آلی می‌باشد. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن $\delta^{18}O$ در دولومیت‌ها به علت تفریق و شوری بیشتر نسبت به آهک‌ها سنگین‌تر می‌باشد. دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند، عمق کم تدفین) با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (معادل PDB $-3/32\%$) برای آهک‌ها، معادل ۲۷ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. بر اساس مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، ۲ سکانس رسوبی به ترتیب به ضخامت ۲۱۵ متر (سکانس رسوبی ۱) و ضخامت ۱۸۵ متر (سکانس رسوبی ۲) شامل سیستم تراکت‌های پیش‌رونده (TST) و تراز بالا (HST) شناسایی شده است. این سکانس‌ها از نوع رده ۳، با مرزهای ناپیوستگی از نوع SB2 معرفی شده‌اند. تغییرات حداکثر سطح پیش‌روی آب دریا (mfs) بر اساس عمیق‌ترین تغییرات رخساره‌ها شناسایی گردید. سکانس رسوبی ۱ مربوط به محیط رمپ داخلی و سکانس رسوبی ۲ با افزایش عمق آب متعلق به رمپ میانی می‌باشد.

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.
- بختیاری، س.، ۱۳۹۰. اطلس راه‌های ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۳۲۰.
- خطیبی مهر، م.، و معلمی، س. ع.، ۱۳۸۸. مقایسه تاریخیچه رسوب‌گذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای فرامینیفراهای بنتیک. فصلنامه علمی - پژوهشی زمین‌شناسی ایران، ۸۷-۱۰۲.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی زاگرس)، سازمان زمین‌شناسی کشور، چاپ اول، ۵۳۶.
- نفریه، ا.، ۱۳۸۹. زیست چینه‌نگاری سازندهای جهرم و آسماری در یال شمالی طاق‌دیس کوه گچ، جنوب شرقی لار. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۴۸.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet- Dagh Basin, N.E. Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24, 16-32.

361-375.

- Beavington-Penney, S.J., 2002. Characterisation of selected Eocene Nummulites accumulations. PhD thesis University of Wales, Cardiff.

- Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, application and paleoenvironmental analysis: *Journal of Earth Science*, 67, 219-265.

- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P. and Racey, A., 2005. Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene EI Garia Formation, Tunisia. *Journal of Sedimentology*, 52, 537-569.

- Boggs, S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, England. Hardback, 600.

- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system- 1: trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1219-1236.

- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 386.

- Chen, D., Qing, H., and Yang, C., 2004. Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian carbonates in Guilin area, South China. *Journal of Sedimentology*, 51, 1029-1051.

- Descourvieres, C., Douglas, G., Layland, L., Hartog, N., and Prommer H., 2011. Geochemical reconstruction of the provenance, weathering and deposition of detrital-dominated sediments in the Perth Basin: The Cretaceous Leederville Formation, south-west Australia. *Journal of Sedimentary Geology*, 236, 62-76.

- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Journal of Springer, -Verlag, 1006.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain. *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211- 238.

- Grabau, A.W., 1920. *Geology of the nonmetallic mineral deposits other than silicates. 1. Principles of Salt Deposition*. New York Mc Graw Hill, 435.

- Grocke, D.R., Hori, R.S. and Arthur, M.A., 2003. The global significance of a deep-sea isotopic event during the Toarcian oceanic anoxic event recorded in Japan. *American Geophysical Union*, 84, 905.

- Hallock, P., 1988. Diversification in algal symbiont-bearing foraminifera: a response to oligotrophy? *Review Paleobiology*, 2, 789-797.

- Heydari, A., Khaksar, S. and Tajbakhsh, M. 2009. Trifluoroethanol as a metal-free, homogeneous and recyclable medium for the efficient one-pot synthesis of α - amino nitriles and α -amino phosphonates. *Tetrahedron Letters*, 50, 77-80.

- Heydari, E., Arzani, N. and Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer -Application to the Permian-Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 264, 147-162.

- Huneke, H., and Mulder, T., 2011. *Deep- Sea Sediments*. Elsevier, 849.

- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali M., Moallemi, A., Lotfpour, M. and Monibi, S., 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, 11, 75-176.

- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bulletin*, 49, 2182-2245.

- James, N.P., and Choquette, P.W., 1983. Diagenesis Limestones — The sea floor diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 10, 162-179.

- Kaczmarek, E.K. and Sibley, D.F., 2011. On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: An alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. *Journal of Sedimentary Geology*, 240, 30-40.

- Khatibi Mehr, M. and Adabi, M.H., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 13146-013-0163-4

- Lecuyer, C. and Allemand, P., 1999. Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater : implications for the climate interpretation of the $\delta^{18}\text{O}$ of marine sediments. *Geochimical Cosmochimical Acta*, 63, 351-361.

- Machel, H.G. and Lonnee, J., 2002. Hydrothermal dolomite; a product of poor definition and imagination. *Journal of Sedimentary Geology*, 152, 163-171.

- Marshall, J.D., 1992. Climatic and oceanographic

isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129, 143–160.

- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates*. New York, Springer-Verlag, 375.

- Miall, A.D., 2010. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer- 2nd edition, 522.

- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Elsevier, New York, 707.

- Mucci, A. and Morse, J.W., 1983. The incorporation of Mg²⁺ and Sr²⁺ in to calcite overgrowths. *Journal of Geochemical Cosmochimical Acta*, 47, 217-233.

- Nadjafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mirzaee, R., 2004. Depositional history and sequence stratigraphy of outcropping Tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari formations, Shiraz area (SW Iran). *Journal of Petroleum Geology*, 27, 179-190.

- Palma, J.H.N., Graves, A.R., Bunce, R.G.H., Burgess, P.J., Filippi, R., Keesman, K.J., van Keulen, H., Liagre, F., Mayus, M., Moreno, G., Reisner, Y. and Herzog, H., 2007. Modelling environmental benefits of silvoarable agroforestry in Europe. *Agricultural Ecosystem Environment*, 119, 320-334.

- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J. and Orue-Etxebarria, X., 2010. The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa–Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems? *Journal of Sedimentary Geology*, 228, 184-204.

- Rao, C.P., 1981. Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian), Tasmania, Australia. *Sedimentary Petrology* 51, 491-506.

- Rao, C.P., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonate (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia. *Sedimentary Geology*, 66, 83-97.

- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and sub polar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6, 83-106.

- Rao, C.P., 1996. *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar*. Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Hobart (Tasmania). 206.

- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, tem-

perate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103, 249-272.

- Rao, C.P., and Nelson, C.S., 1992. Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand. *Marine Geology*, 103, 273-286.

- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10, 114-123.

- Rasser, M.W., Scheibner, C. and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Permian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51, 217-232.

- Reiss, Z. and Hottinger, L. 1984. *The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology*. Ecological studies. Springer-Verlag, Berlin, 354.

- Romero, J., Caus, E., and Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain) *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 179, 43-56.

- Shackleton, N.J. and Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and Carbon Isotope Analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In Kennett, J. P., Houtz, R. E., et al., Repts. 29, 801-808.

- Shinn, E.A., 1983a. Tidal flat environments. In Scholte, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., (eds), *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geology, 33, 172-210.

- Shinn, E.A., 1983b. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a re-evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 619-628.

- Spicer, R.A. and Corfield, R.M., 1992. A review of terrestrial and marine climates in the Cretaceous with implications for modeling the “Greenhouse” Earth. *Geological Magazine*, 129, 169-180.

- Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Seyrafian, A., 2008. Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran). *Historical Biology*, 20, 191-201.

- Tucker, M.E. and Wright, P.V., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Scientific Publication, London, 482.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes. An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42, 39- 45.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. and Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironmental and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27, 56-71.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., and Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Journal of Chemical Geology*, 161, 59-88.
- Vennin, E., van Buchem, F.S.P., Joseph, P., Gaumet, F., Sonnenfeld, M., Rebelle, M., Fakhfakh-Ben Jemia, H. and Zijlstra, H., 2003. A 3D outcrop analogue model for Ypresian nummulitic carbonate reservoirs: Jebel Ousselat, northern Tunisia. *Petroleum Geoscience*, 9, 145-161.
- Walkden, G.M. and de Matos, J., 2000. "Tuning" high-frequency cyclic carbonate platform successions using omission surfaces: Lower Jurassic of the U.A.E. and Oman, in Alsharhan, A. S., Scott, R. W., eds., *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems: SEPM Special Publication*, 69, 17-31.
- Warren, J.K., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews*, 52, 1-81.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporite: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer – Verlag, Berlin, 1035 P.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, New York, 471.
- Winefield, P.R., Nelson, C.S., and Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, 11,19-31.
- Zarza, A.M.A. and Tanner, L.H., 2010. *Carbonates in Continental Settings, geochemistry, diagenesis and applications*. Elsevier, 319.