

# سنگنگاری و بررسی کانی‌شناسی اولیه واحدهای کربناته سازند گچساران بر مبنای زمین-

شیمی عنصری (حوضه‌ی رسوی لرستان، جنوب خرم‌آباد)

سمیرا تقیسی نیک بخت<sup>۱\*</sup>، یعقوب نصیری<sup>۱</sup>، مصطفی صداقت نیا<sup>۲</sup>

۱) استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

۲) دانشجوی دکتری، رسوی شناسی و سنگ شناسی رسوی، دانشگاه بوقلی سینا، همدان

[\\*samirataghdisi@gmail.com](mailto:samirataghdisi@gmail.com)

تاریخ تنظیم: ۱۴۰۳/۷/۱۸

چکیده

در این پژوهش سنگنگاری و زمین‌شیمی عنصری واحدهای کربناته سازند گچساران به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی و کانی‌شناسی اولیه این سازند مطالعه شده است. در این پهنه یک برش سطح‌الارضی به ضخامت ۳۸۰ متر در ۴۶ کیلومتری جنوب غرب خرم‌آباد انتخاب شده است. توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند گچساران در این برش در چهار محیط دریابی، تدفینی، بالاً‌آمدگی و آب شیرین تفسیر شده است، و طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (ائوژنز)، میانی (مزوژنز) و نهایی (تلوژنز) اتفاق افتاده است. روند تغییرات عناصر Sr به Na در برابر Mn نشان داد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه با ترکیبی آراغونیتی قرار می‌گیرند. همچنین در نمونه‌های مورد مطالعه، روند تغییرات عنصر Mn در برابر Sr نشان داد این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربناتهای آراغونیتی سازند مزدوران قرار دارند که تاییدی بر آراغونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه است. بالا بودن نسبت Mn و Sr/Ca، مقادیر پایین عنصر Fe و Mn، نسبت بالای عنصر Sr در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر در برابر عناصر Mn,Mg,Fe Sr/Ca بیانگر یک سیستم دیاژنزی غالباً بسته تا کمی باز به صورت ضعیف و با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربناتهای سازند گچساران می‌باشد.

کلید واژه: سازند گچساران، دیاژنز، کانی‌شناسی، لرستان، خرم‌آباد

# Petrography and primary mineralogical investigation of carbonate units of Gachsaran Formation based on elemental geochemistry (Lorestan sedimentary basin, south of Khorramabad)

S. Taghdisi Nikbakht<sup>1\*</sup>, Y. Nasiri<sup>1</sup>, M. sedaghatnia<sup>2</sup>

1) Assist. Prof., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

2) Ph. D., student sedimentology and sedimentary rocks, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran,

## Abstract

In this study, petrography and elemental geochemistry of carbonate units of Gachsaran Formation have been studied in order to understand the diagenesis processes and primary mineralogical of this formation. In this area, a 380-meter-thick surface section has been selected in 46 kilometers to southwest of Khorramabad. In this section, the paragenetic sequences of Gachsaran Formation deposits ha been interpreted in four environments: marine, burial, upwelling and fresh water, and occurred during three stages of initial (eogenesis), middle (mesogenesis) and final (telogenesis) diagenesis. The changes trend of Sr element to Na compared to Mn showed that the studied samples are in the range of Gordon limestones of Tasmania or in its vicinity, but with a similar trend to aragonite composition. Moreover, the trend of changes of Mn element against Sr in the studied samples showed that these samples are in the same range as the primary mineralogy of the aragonite carbonates of the Mozduran Formation, which confirm the aragonite mineralogy of the primary limestones of the Gachsaran Formation in the studied section. The high ratio of Sr/Mn, Sr/Ca, low amounts of Fe and Mn, the high proportion of Sr element in the studied samples and plotting Sr/Ca values against Mn, Mg, Fe elements indicate a dominant closed to slightly open diagenesis system in a weak and with the few exchange of water-to-rock ratio (W/R) for the carbonates of Gachsaran Formation.

**Keywords:** Gachsaran Formation, diagenesis, mineralogy, Lorestan, Khorram Abad

چرخه رسوی فارس یک واحد زمین ساختی - چینه شناختی همزمان با کوهزایی آلب است که در یک دریای پسرانده به سمت جنوب باخته شده و تغییرات سنی آن از میوسن پیشین تا پلیوسن است. به همین رو این چرخه، در برگیرنده سازندهای گروه فارس (گچساران، میشان و آغازاری) و سازند کنگلومرای بختیاری است که نشانگر یک فاز پسروری است. ضخامت تقریبی ردیفهای مورد نظر، در لرستان و سکوی فارس ۳۰۰۰ متر است ولی در فروافتادگی دزفول و پیش خشکی بندر عباس تقریباً ۶۰۰۰ متر ضخامت دارد [۱]. با استفاده از روش‌های گوناگون سنگنگاری و زمین‌شیمی، امروزه شناخت نسبتاً کاملی از تبدیل رسوبات آهکی به سنگ‌های کربناته وجود دارد که این تغییر و تبدیل رسوبات کربناته می‌تواند در سه قلمرو دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی رخ دهد [۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷]. تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از تهنشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ سنگنگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرایندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. داده‌های آنالیز زمین‌شیمی اطلاعات مهمی درباره شرایط حاکم بر محیط رسوی و نیز تغییرات دیاژنتیکی مؤثر بر رسوبات در طی زمان را فراهم می‌آورد [۸]. بررسی عناصر اصلی و فرعی در کربنات‌ها در شناسایی شرایط تشکیل، ترکیب کانی شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آن‌ها اهمیت دارد [۹]. از این رو با توجه به میزان عناصر اصلی و فرعی می‌توان محدوده جغرافیایی آن‌ها را در زمان تشکیل شناسایی کرد [۱۰]. بررسی رسوبات کربناته عهد حاضر نشان دهنده فرآوانی آرگونیت در دریاهای حاره‌های [۱۱]، کلسیت با منیزیم بالا در دریاهای معتمله [۱۲]، و کلسیت کم منیزیم فرآوانترین کانی مناطق قطبی هستند [۱۳]. تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از تهنشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ سنگنگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرایندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. داده‌های آنالیز ژئوشیمی اطلاعات مهمی درباره شرایط محیط رسوی و نیز تغییرات دیاژنتیکی مؤثر بر رسوبات در طی زمان را فراهم می‌آورد [۸].

در پژوهش حاضر به سنگنگاری و زمین‌شیمی عنصری سازند گچساران در برش سطح الارضی جنوب غرب خرماباد پرداخته شده که امید است نتایج این پژوهش بتواند در راستای انطباق هر چه بهتر این سازند بین بخش‌های مختلف حوضه‌ی رسوی لرستان مفید واقع شود و در نهایت بتوان تصویر آشکارتری از بازسازی جغرافیای دیرینه زمان میوسن در حوضه‌ی رسوی زاگرس و تاریخچه‌ی پس از رسوگذاری این سازند ارائه داد.

**موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه**

ناودیس افرینه یکی از بزرگترین و وسیع‌ترین ناودیس‌های حوضه‌ی رسوی لرستان می‌باشد که دارای ۳۱ کیلومتر طول و ۵ کیلومتر عرض می‌باشد. این ناودیس بین دو تاقیس امیران (در شمال شرق) و تاقیس سرکان (در جنوب غرب) واقع شده است [۱۴]. برخورد ورقه‌های عربی – اوراسیا منجر به بالا آمدن ورقه ایران – آناتولی شده است که این برخورد منجر به بسته شده دریای نئوتیس در زمان میوسن – پلیوسن شده است [۱۵ و ۱۶]. نتیجه این برخورد تشکیل چهار زون تکتونیکی (حوضه‌ی فورلند خلیج فارس، زون زاگرس مرتفع، کمربند چین خورده – تراستی زاگرس و زون ارومیه دختر) در غرب ایران شده است. ناحیه مورد مطالعه در استان لرستان و در زون زاگرس چین خورده قرار گرفته است (شکل ۱). برش مورد مطالعه در ناودیس افرینه، ۴۶ کیلومتری جنوب غرب شهرستان خرم‌آباد واقع شده است. این برش در محدوده شهرستان افرینه، در مسیر آزاد راه خرم‌آباد – اندیمشک واقع شده‌اند. موقعیت این برش به همراه راه‌های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. سازندهای آسماری، گچساران و آغاچاری در ناودیس افرینه رخنمون دارند. سازند میشان در این بخش از حوضه‌ی رسوی لرستان مشاهده نشده و سازند آغاچاری مستقیماً بر روی سازند گچساران قرار گرفته است (شکل ۳ و ۴). سازند گچساران در رشته کوه‌های زاگرس ضخامتی بالغ بر ۲۰۰۰ متر دارد [۱۷]. از نظر پتروگرافی این سازند متشکل از ژیپس، انیدریت، مارن و سنگ‌های کربناته می‌باشد که در یک محیط لاکونی و سبخایی نهشته شده‌اند [۱۷]. محیط رسوی سازند گچساران به پهنه‌های سبخایی، جزر و مدی، لاغون، سدی و دریای باز تحت شرایط محصور تا نیمه محصور نسبت داده می‌شود [۱۸]. از نظر سنی سازند گچساران محدوده‌ای از زمان الیگوسن – میوسن [۱۹ و ۲۰] تا میوسن زیرین – میانی [۲۱] می‌باشد. ناحیه مورد مطالعه دارای مختصات ۳۳ درجه و ۱۴ دقیقه و ۱۵ ثانیه طول شرقی و ۴۷ درجه و ۵۲ دقیقه و ۸ ثانیه عرض شمالی می‌باشد.

شکل ۱: جایگاه تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه) که در زون زاگرس چین خورده – تراستی واقع شده است. این زون ساختاری حاصل برخورد ورقه‌های عربی – اوراسیا و به دنبال آن بالا‌مدگی ورقه ایران – آناتولی می‌باشد (ناحیه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است) [۲۲].

شکل ۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد و پلدختر به همراه موقعیت ناودیس افرینه، گسترش سازندها و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه [۲۳]. برش انتخاب شده با علامت ستاره نشان داده شده است.

شکل ۳: ستون سنگ‌چینهای سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه.

شکل ۴: تصاویر صحرایی سازندهای موجود در ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه). (الف): سازندهای آسماری، گچساران و آغاچاری. (ب): گسترش سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه. (پ): مرز شارپ بین سازند گچساران و سازند آغاچاری در ناحیه مورد مطالعه

روش مطالعه

به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی سازند گچساران در برش مورد مطالعه، تعداد ۱۰۰ نمونه سنگ از توالی‌های کربناته مورد نظر برداشت شده است به گونه‌ای که کل توالی را پوشش داده است. از تمام نمونه‌ها مقطع نازک سنگ‌شناسی تهیه شده و توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus-BH2 مورد مطالعه قرار گرفتند (مقاطع در دانشگاه فردوسی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند). از بین این نمونه‌ها، تعداد ۲۰ نمونه سنگ انتخاب، و از بخش‌های میکراتی آن‌ها و بدور از هرگونه آلودگی، هوازدگی، شکستگی، رگه، درزه، شکاف و فسیل، مقدار ۶۰ گرم با متنه دندانپزشکی جدا شده و پس از پودر کردن آن‌ها با آسیاب سیارهای با دور آهسته و همگن شدن نمونه‌ها، به روش EDX (طیف سنجی پراش انرژی پرتو ایکس = Energy Dispersive X ray) مورد آنالیز عنصری قرار گرفتند. نمونه‌ها در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان مورد آنالیز عنصری (EDX) قرار گرفتند. عناصر اصلی (Ca, Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (Sr, Mn, Fe, Na) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده‌اند. دقت آنالیزها برای عناصر اصلی  $\pm 5\%$  درصد و برای عناصر فرعی  $\pm 5\%$  پی‌پی‌ام بوده است. به منظور تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه کربناتهای سازند گچساران در برش مورد مطالعه از عناصر اصلی Ca و Mg و عناصر فرعی Fe, Sr, Na و Mn ورسم این مقادیر در برابر یکدیگر و مقایسه آن‌ها با محدوده‌های معرفی شده توسط پژوهشگران مختلف برای کانی شناسی اولیه کربناتهای استفاده شده است [۹، ۲۴، ۲۵].

#### فرآیندهای دیاژنزی

از مهمترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکراتی شدن<sup>۱</sup>، نوریختی<sup>۲</sup>، فشردگی<sup>۳</sup>، اتحال<sup>۴</sup>، سیمانی شدن<sup>۵</sup> و جانشینی<sup>۶</sup> اشاره کرد که در ادامه به توصیف و تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود.

#### میکراتی شدن

توصیف: در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به دو صورت در رخسارهای پکستون و گرینستون الیتی دیده می‌شود: الف: به صورت پوشش میکراتی اطراف آلومک‌ها (غالباً اییدها) عمل نموده و در برخی موارد سبب حفظ شکل اولیه دانه می‌شود (شکل ۵-الف پیکان زرد رنگ). ب: به طور ناقص (شکل ۵-ب پیکان زرد رنگ). و یا کامل (شکل ۵-پ پیکان زرد رنگ) باعث میکراتی شدن آلومک‌ها (اییدها) شده و ساختمان داخلی آن‌ها را تا حدودی از از بین برده است.

تفسیر: نخستین فرآیندهای دیاژنزی زیستی در محیط فریاتیک دریا پوشش‌های میکراتی می‌باشند که عمدهاً توسط موجودات حفار (سیانوباکتری‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و جلبک‌ها) و در شرایط آرام رسوب‌گذاری و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب رخ

<sup>1</sup> Micritization

<sup>2</sup> Neomorphism

<sup>3</sup> Compaction

<sup>4</sup> Dissolution

<sup>5</sup> Cementation

<sup>6</sup> Replacment

می‌دهند [۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰]. مهمترین فاکتور در ایجاد پوشش میکرایتی فعالیت میکرو ارگانیسم‌ها و ایجاد فرسایش زیستی

می‌باشد [۳۱]. این رویداد به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است [۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵].

#### نوریختی (افزایشی و کاهشی)

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند نوریختی به صورت افزایشی و کاهشی دیده می‌شود. در شکل ۵-ت فرآیند نوریختی افزایشی در متن سنگ مشاهده می‌شود که افزایش اندازه بلورهای کربنات کلسیم در جهت پیکان‌های زردرنگ نشان داده شده است. شکل ۵-ث به ترتیب مربوط به یک قطعه کلسیتی می‌باشد که در آن فرآیند نوریختی کاهشی با فرآیند حاشیه میکرایتی (micrite envelope) در آن اتفاق افتاده است که با علامت پیکان زرد رنگ مشخص شده است. شکل ۵-ج مربوط به یک دانه ایید می‌باشد که فرآیند نوریختی کاهشی در لامینه‌های اطراف آن صورت گرفته است.

تفسیر: فرآیندهای نوریختی باعث افزایش و یا کاهش اندازه بلورها می‌شود [۳۳]. نوریختی به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود [۳۲]، و در سنگ‌های کربناته فرآیند نوریختی بیشتر به صورت افزایشی می‌باشد و در طی آن بلورهای ریز میکرایتی بزرگ‌تر شده و به میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند [۳۶]، ولی نوریختی به صورت کاهشی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توانم با میکرایتی شدن هستند. فرآیند نوریختی کاهشی همزمان با رسوب‌گذاری در محیط دریایی و در نزدیک سطح آب و رسوب انجام می‌گیرد [۲].

شکل ۵-الف: ایجاد پوشش میکرایتی (پیکاهای زردرنگ) در اطراف دانه‌های ایید در رخساره گرینستون اییدی. (نمونه شماره Ga-55). ب: ایجاد پوشش میکرایتی ناقص (پیکان زردرنگ) بر روی دانه ایید به گونه‌ای که این پوشش ساختمان داخلی آن‌ها را تا حدودی از بین برد است. (نمونه شماره Ga-18). پ: ایجاد پوشش میکرایتی کامل به گونه‌ای که دانه‌های ایید میکرایتی شده و ساختمان داخلی آن‌ها کاملاً از بین رفته است (نمونه شماره Ga-33). ت: نوریختی افزایشی (تبدیل بلورهای ریز میکرایت به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپار در جهت پیکان‌های زرد رنگ) (نمونه شماره Ga-10). ث: نوریختی کاهشی در اطراف یک قطعه کلسیتی (احتمالاً قطعه تک بلور خارپوست) (نمونه شماره Ga-44). ج: نوریختی کاهشی (لامینه‌های آرگونیتی و یا کلسیتی اییدها به بلورهای ریز میکرایتی تبدیل شده‌اند) (نمونه شماره Ga-51). سیمانی شدن

این فرآیند، جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی بوده و سبب استحکام رسوب و سنگ شدگی می‌شود [۳۲]. سیمانی شدن شامل فرآیندهایی است که منجر به تهذیب کانی‌ها در حفرات اولیه و ثانویه سنگ می‌شود. فرآیند سیمانی شدن نیازمند فوق اشباع شدن سیالات روزنایی نسبت به این کانی‌ها می‌باشد [۳۳]. سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود [۳۳]. به طور کلی هر نوع سیمان، مبین محیط دیاژنتیکی خاصی می‌باشد و در محدوده‌های دریایی، متاوریکی و تدفینی تشکیل می‌شوند. از این میان سیمان‌های دریایی به دلیل حالت تعادلی با محیط بهترین وسیله برای انجام آزمایشات ایزوتوبی و عناصر فرعی به منظور تعیین دمای حوضه رسوبی در زمان تشکیل به شمار می‌روند [۳۷]. مطالعات انجام شده بر روی رخسارهای کربناته سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه منجر به شناسایی چندین نوع سیمان از نظر ریخت‌شناسی گردید. این سیمان‌ها شامل: سیمان کلسیت رسوبی حاشیه‌ای هم‌ضخامت، سیمان کلسیت هم‌بعد، سیمان قطعه‌ای

(بلوکی)، سیمان روزی و سیمان‌های محیط‌ادوز (سیمان هلاله‌ای، سیمان آویزه‌ای و سیمانی شدن ناقص درون دانه و دور دانه‌ای) می‌باشند که در ادامه به توصیف و تفسیر آنها پرداخته می‌شود.

#### سیمان کلسیت ریزبلور حاشیه‌ای هم ضخامت<sup>۷</sup>

توصیف: این سیمان در نمونه‌های مطالعه شده غالباً در فضای اطراف دانه‌های اییدی دیده شده است (شکل ۶ - الف پیکان‌های زردرنگ). سیمان‌های حاشیه‌ای معمولاً نسل اول سیمان می‌باشند و در ادامه بوسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند (شکل ۶ - الف پیکان قرمز رنگ). این سیمان با تشکیل پیرامون دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل فشردگی، نقش مهمی در حفظ تخلخل دارند و از تراکم، فشردگی و فایریک نزدیک به هم دانه‌ها در مراحل بعدی دیاژنزی جلوگیری می‌کند.

تفسیر: این نوع سیمان به عنوان اولین نسل از سیمان‌ها در نظر گرفته می‌شود و دارای بلورهای فیبری و یا سوزنی شکل بوده که با ضخامت یکنواخت بر روی سطح ذرات رشد می‌کنند. این نوع سیمان به عنوان سیمان دریایی و مشخصه بخش‌های فریاتیک آب دریا در نظر گرفته می‌شود [۲۹، ۳۶، ۳۸]. در محیط‌های کربناته کم‌عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق اشباع از کربنات کلسیم، نهشت سیمان‌های دریایی نسبت به محیط‌های دیگر سریع‌تر است، بنابراین سیمان‌ها عموماً بلورهای ریز و ظریفی را تشکیل می‌دهند که نسبت طول به عرض آن‌ها معمولاً در بازه ۶ تا ۱۲ متغیر می‌باشند [۳۲]. این سیمان‌ها بوسیله حاشیه‌های سیمانی منفرد یا چندگانه با ضخامت مساوی در اطراف ائیدها و بایوکلست‌ها در ریزخسارهای سدی مشاهده می‌گردد [۳۳].

#### سیمان کلسیتی هم بعد<sup>۸</sup>

توصیف: در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان به چهار شکل دیده می‌شود (شکل ۶- ب تا ث). الف: پرکننده فضای خالی بین دانه‌ها که تحت عنوان سیمان موزاییکی بین دانه‌ای خوانده می‌شود. ب: به صورت سیمان پرکننده درون آلومک‌ها؛ ج: پرکننده فضاهای خالی ایجاد شده در متن سنگ و د: در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند.

تفسیر: این سیمان دارای بلورهای کوچک تا متوسط (بین ۳۰ تا ۲۵۰ میکرون)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و نسبتاً هم‌بعد می‌باشد که نسبت طول به عرض بلورهای آن حدود ۱/۵ می‌باشد [۳۳]. دلیل هم بعد بودن آنها پائین بودن نسبت یون‌های Mg/Ca در آب‌های جوی و دفنی می‌باشد، این نسبت در آب‌های جوی کمتر از ۰/۳ است [۳۹]. پایین بودن مقدار یون Mg اثر سمی کننده داشته و بلورها اجازه می‌یابند تا بجز محور بلور شناسی C در امتداد سایر محورهای بلورشناسی هم رشد کنند، به همین دلیل بلورها ظاهری هم بعد پیدا می‌کنند [۳۳ و ۳۶]. شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد [۴۰]. ریز دانه بودن، هم اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنز دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط

<sup>7</sup> Isopachous

<sup>8</sup> Equant

فریاتیک جوی است. این سیمان‌ها در شرایط پایین بودن نرخ ورود یون کربنات تشکیل می‌شوند [۴۱ و ۳۶]. ترکیب کانی شناسی این سیمان کلسیت کم منیزیم (LMC) می‌باشد. در محیط فریاتیک جوی انواع سیمان‌های حفره پرکن بویژه انواع هم بعد آن تشکیل می‌شوند و برای تعیین منشاء این نوع سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی ( $O^{18}/O^{16}$ ) استفاده شود [۴۲]. زون فریاتیک متئوریک با دمای نسبی پایین و جریان آهسته مایعات، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل این سیمان باشد [۴۰]. لذا می‌توان گفت از شواهد هم بعد بودن این سیمان، رشد بیشتر عرض بلورها نسبت به طول آن‌ها، پایین بودن یون منیزیم، تشکیل بلورها در محیط دیاژنزی آب شیرین می‌باشد. همه این عوامل سبب می‌شوند که بلورها در جهت‌های مختلف رشد کنند و حالت موزاییکی هم بعد به خود بگیرند.

#### سیمان دروزی<sup>۹</sup>

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان بیشتر پر کننده بخش‌های داخلی انحلال یافته فسیل‌ها و حفره‌ها می‌باشد به گونه‌ای که افزایش اندازه بلورها از سمت حاشیه حفره به سمت مرکز حفره می‌باشد. همانگونه که در شکل ۶-ت مشاهده می‌شود سیمان دروزی یک حفره را پر کرده است و افزایش اندازه بلورها از سمت حاشیه به سمت مرکز حفره رخ داده است (افزایش اندازه بلورها در جهت پیکان قرمز رنگ).

تفسیر: سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم منیزیم می‌باشند [۴۳]. این سیمان که پر کننده حفرات و شکستگی‌ها است، از بلورهای هم بعد تا طویل، بی‌شکل تا نیمه-شکل دار کلسیت تشکیل شده است که اندازه آن‌ها از حاشیه به سمت مرکز افزایش می‌یابد. ترتیب تبلور بلورهای پر کننده حفرات، نشان دهنده پیشرفت این فرآیند در دو مرحله است [۴۴]. سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد [۳۳]. سیمان دروزی حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند. این نوع سیمان در موقعیت‌های فریاتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود [۴۵]. این سیمان در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنز جوی تشکیل می‌شود لذا برای تعیین منشاء سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی ( $O^{18}/O^{16}$ ) استفاده شود [۴۰].

#### سیمان قطعه‌ای (بلوکی)<sup>۱۰</sup>

توصیف: تفاوت اصلی این نوع از سیمان‌ها با سیمان‌های هم بعد، در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم بعد بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون می‌باشد و این درحالی است که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرون و در برخی موارد اندازه‌های چند میلی‌متری می‌باشند (شکل ۶-ج).

<sup>9</sup> Drusy

<sup>10</sup> Blocky

تفسیر: این نوع سیمان با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمیزیم و یا کلسیت کم‌منیزیم، به طور معمول در محیط‌های دیاژنزی متئوریک (وادوز یا فریاتیک)، محیط تدفینی و به ندرت در ریفها و هارددگراندهای دریابی مشاهده می‌شود [۴۶]. این سیمان در بیشتر موارد، شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند [۳۳]. گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است [۳۳].

شکل ۶-الف: سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف دانه‌های ایید در یک ریزرساره گرینستون اییدی (پیکان‌های زردرنگ)، پیکان قرمز رنگ سیمان درشت بلور نسل بعدی می‌باشد که فضای بین دانه‌ها را پر کرده است (نمونه شماره 13-Ga). ب: سیمان موزاییکی (کلسیت هم‌بعد) درون دانه‌ای (دانه مورد نظر یک ایید است)، (نمونه شماره 22-Ga). پ: سیمان موزاییکی هم‌بعد ریزبلور بین دانه‌ای در یک ریزرساره گرینستون اییدی (نمونه شماره 17-Ga). ث: سیمان دروزی پر کننده حفره، افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حفره و در جهت پیکان قرمز رنگ می‌باشد (نمونه شماره 65-Ga). ش: سیمان موزاییکی درون شکستگی (نمونه شماره 41-Ga). ج: سیمان قطعه‌ای درشت‌بلور (نمونه شماره 49-Ga).

سیمان هلاله‌ای<sup>۱۱</sup>

این سیمان بین دانه‌ها شکل می‌گیرد و شکل شناسی آن تابع موقعیت و استقرار سیال سیمان ساز بین دانه است از این رو در بخش بالایی کوز و در بخش پایینی به صورت کاو دیده می‌شود و هرچه از دانه‌ها فاصله می‌گیریم ضخامت آن کمتر می‌شود. از سیمان‌های بارز و مشخص محیط تحت اشباع یا وادوز است [۳۳]. در شکل ۷-الف و ب سیمان هلاله‌ای که با علامت فلش نشان داده شده است بین دو دانه ایید تشکیل شده است که در مقاطع مورد مطالعه در ریزرساره گرینستون اییدی مشاهده می‌شود.

سیمان آویزه‌ای<sup>۱۲</sup>

این سیمان نیز شبیه سیمان هلاله‌ای از سیمان‌های خاص محیط تحت اشباع است [۳۳]، و به صورت چکه‌ای در زیر دانه‌ها دیده می‌شود. شبیه به سیمان قبلی از ضخامت یکسانی برخوردار نیست (بطور کلی یکسان نبودن ضخامت سیمان از ویژگی‌های سیمان‌های محیط تحت اشباع است). این سیمان حاصل رشد روبه خارج از دانه یعنی فصل مشترک آب موئینه و هوا است. همانگونه که در شکل ۷-پ و ت مشاهده می‌شود این سیمان به صورت چکه‌ای در زیر دانه‌های ایید تشکیل شده است. از ویژگی‌های بارز محیط وادوز (تحت اشباع از آب) گردش محدود آب در بین رسوبات می‌باشد و لذا سبب تشکیل سیمان ناقص درون حفرات و بین دانه‌ها می‌شود (شکل ۷-ث و ج).

شکل ۷-الف و ب: سیمان هلاله‌ای (مینیسک) بین دانه‌ها (پیکان‌های قرمز)، پیکان‌های زرد رنگ در تصویر a، حفرات گرد تشکیل شده در محیط وادوز را نشان می‌دهند (نمونه شماره 78-Ga). پ و ت: سیمان آویزه‌ای (نقلي یا پندنت) تشکیل شده در زیر دانه‌ها (نمونه شماره 89-Ga). ث: سیمانی شدن ناقص درون دانه‌ای به دلیل تحت اشباع بودن حفرات از آب (نمونه شماره 91-Ga). ج: سیمانی شدن ناقص اطراف دانه‌ها به دلیل گردش محدود آب در بین رسوبات (نمونه شماره 90-Ga). در تمام تصاویر به وجود انحلال گسترده در محیط وادوز توجه شود.

فسرده‌گی<sup>۱۳</sup>

Meniscus<sup>۱۱</sup>  
Pendent<sup>۱۲</sup>  
Compaction<sup>۱۳</sup>

فسردگی و انحلال فشاری دو فرایند اصلی دیاژنتیکی هستند که عموماً به عمق دفن شدن رسوبات بستگی دارند [۳۲]. فسردگی از فرایندهای اساسی کاهش تخلخل و سنگی شدن رسوبات می‌باشد [۳۳]. تراکم به دو صورت مکانیکی و شیمیایی در اعماق مختلف اعمال می‌شود.

#### فسردگی مکانیکی

توصیف: این نوع پدیده دیاژنزی در اعماق کم تا متوسط بر روی رسوبات تأثیر می‌گذارد و حاصل این نوع تراکم آرایش نزدیک‌تر و متراکم دانه‌ها به هم و ایجاد فابریک دانه به دانه بین آلوکم‌ها، انواع تماس بین دانه‌ها و شکستگی‌ها می‌باشد (شکل ۸-الف تا ۸-ت).

تفسیر: شکستگی‌های حاصل از فسردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوبگذاری اهمیت دارند زیرا غالب نشانه‌های دیاژنز هستند [۳۳ و ۴۷]. تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فسردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ شدگی رسوبات رخ می‌دهند [۴۸ و ۴۹].

#### فسردگی شیمیایی

توصیف: عوارض انحلال فشاری در نمونه‌های مورد مطالعه شامل، استیلولیت و استیلوموتل می‌باشند (شکل ۸-ث و ج). در نمونه‌های مورد مطالعه این عوارض در ریزرساره‌های مادستونی، وکستونی و پکستونی مشاهده شده است.

تفسیر: فسردگی شیمیایی نسبت به فسردگی فیزیکی در اعماق بیشتری اتفاق می‌افتد. در طی این فرآیند سبک‌ترای لایه‌های سنگ آهک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد [۵۰]. این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود [۳۲ ف، ۵۱، ۵۲] یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند [۵۳]. محصولات انحلال فشاری به رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها قابل تفکیک هستند [۵۳]. به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد [۵۴].

شکل ۸-الف: شکستگی ایجاد شده در پوسته ایید. این شکستگی در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده است (نمونه شماره 27-Ga). ب: شکستگی‌های ایجاد شده در ریزرساره وکستون با یوکلستی. پیکان قرمز رنگ شکستگی جدیدتر می‌باشد و شکستگی قدیمی (پیکان زرد رنگ) را قطع کرده و آنرا جابجا کرده است (نمونه شماره 7-Ga). پ: شکستگی ایجاد شده در یک قطعه جلبک قرمز که در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده اند (نمونه شماره 32-Ga). ت: ایجاد فابریک دانه به دانه. توسعه سیمان در برخی از قسمت‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ) مانع از نزدیک شدن بیشتر دانه‌ها به هم شده است (نمونه شماره 34-Ga). ث: استیلولیت (نمونه شماره 11-Ga). ج: استیلوموتل (نمونه شماره 19-Ga).

#### انحلال و تخلخل

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه تخلخل‌های وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک سنگ شناسایی گردید. از تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است می‌توان به تخلخل بین دانه‌ای، درون دانه‌ای، قالبی و بین بلوری اشاره کرد. از تخلخل‌های غیر وابسته به فابریک سنگ در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به تخلخل حفره‌ای (کانالی)، استیلولیتی، استیلوموتلی و تخلخل حاصل از شکستگی اشاره کرد (شکل ۹).

تفسیر: یکی از مهمترین فرآیندهای تاثیرگذار بر روی جریان سیال، مقادیر تراوایی و ویژگی‌های فیزیک سنگ می‌باشد [۴۲، ۵۵، ۵۶، ۵۷]. فرآیند انحلال در محیط‌های دیاژنزی متئوریک وادوز و محیط فریاتیک، زون مخلوط، محیط‌های دیاژنزی دفنی و در اثر انحلال فشاری نیز رخ می‌دهد [۴۲] ولی در محیط‌های دیاژنزی وادوز متئوریکی، به مراتب گسترش بیشتر نسبت به محیط‌های دیاژنزی دیگر دارد [۵۸ و ۵۹]. نوع تخلخل قالبی نتیجه‌ای از حذف انتخابی، عمدهاً توسط انحلال، دانه‌ها به عنوان مثال فسیل‌ها یا ائیدها می‌باشد که بطور ثانویه در طی دیاژنز جوی و تدفینی ایجاد می‌شود [۳۳]. در نمونه‌های مورد مطالعه پدیده انحلال و گسترش تخلخل در ریزرسارهای مربوط به محیط وادوز به فراوانی دیده می‌شود و لذا می‌توان گفت مهمترین پدیده غالب دیاژنزی در محیط وادوز، انحلال گستره و توسعه تخلخل می‌باشد و به دلیل چرخش محدود آب در بین رسوبات سیمانی شدن ناقص توسعه یافته و این موضوع سبب حفظ تخلخل در این ریزرسارهای شده است.

شکل ۹-الف: تخلخل بین دانه‌ای در ریزرساره گرینستون اییدی (نمونه شماره Ga-86). ب: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای (دانه مورد نظر یک ایید است) (نمونه شماره Ga-88). پ: تخلخل کاتالی (نمونه شماره Ga-93). ت: تخلخل قالبی در دانه‌ای (نمونه شماره Ga-95). ث: تخلخل حاصل از استیلوموتل (نمونه شماره Ga-70). ج: تخلخل حاصل از شکستگی (نمونه شماره Ga-59). خ: تخلخل حاصل از استیلولیت (نمونه شماره Ga-43). ح: تخلخل بین بلوری در بلورهای درشت کلسیتی (نمونه شماره Ga-30). (نمونه شماره Ga-36).

#### جانشینی<sup>۱۴</sup>

مهمترین و گستردترین نوع جانشینی موردنظر است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد [۶۰]. فرآیند جانشینی در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف انجام می‌شود. پیش زمینه جانشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد، بنابراین در جانشینی احتمال حفظ شکل دانه‌ها بسیار محتمل است. از مهمترین پدیدهای جانشینی در سازند گچساران و در برش مورد مطالعه می‌توان به نوع پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن اشاره کرد.

#### پیریتی شدن<sup>۱۵</sup>

توصیف: در نمونه‌های مورد مطالعه این پدیده در ریزرسارهای گرینستون اییدی سنگ مشاهده شده است (شکل ۱۰-الف و ب).

تفسیر: فراوانی پیریت در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیاء دارد [۶۱ و ۶۲]. پیریت دانه تمثیلی به مراحل اولیه دیاژنر مربوط است [۶۳]. در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند پیریتی شدن بعد از انحلال آلوکم‌ها رخ داده است. در شکل ۱۰-الف بعد از انحلال دانه‌های آلوکم پیریت جانشین شده است و

<sup>17</sup> Replacement  
<sup>15</sup> Pyritization

در شکل ۱۰- ب بعد از انحلال درون دانه‌ای در دانه‌ای ایید فرایند سیمانی شدن و جانشینی پیریت توأم به هم رخ داده است لذا پیریتی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه غالباً از نوع ثانویه می‌باشد که در طی دیاژنر تدفینی اتفاق افتاده است.

#### دولومیتی شدن<sup>۱۶</sup>

توصیف: در نمونه‌های بررسی شده در این مطالعه دولومیتی شدن به صورت جانشینی در آلوکمها (دانه‌های ایید) دیده می‌شود (شکل ۱۰- پ و ت).

تفسیر: فراوان ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی، دولومیتی شدن است [۶۰]. جانشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد و لذا این فرآیند می‌تواند کیفیت مخزنی یک سازند را به شدت کاهش دهد [۶۴، ۶۵، ۶۶]. در فرآیند دولومیتی شدن کانی شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت ساز مهم است [۳۶].

#### سیلیسی شدن

توصیف: فرآیند جانشینی سیلیس در سنگ‌های کربناته بسیار رایج و متداول است. در مقاطع مورد مطالعه این پدیده بیشتر در زمینه سنگ و جانشین بافت کربناته و اجزای فسیل‌های آن شده است (شکل ۱۰- ث و ج).

تفسیر: در سنگ‌های کربناته فرآیند سیلیسی شدن می‌تواند به صورت جانشینی در اجزای آلوکمی، به صورت جانشینی در سنگ و هم در داخل شکستگی‌ها در مراحل تلویزیک تشکیل شود [۳۳].

شکل ۱۰- الف: تشکیل پیریت به صورت جانشینی در ریزرساره گرینستون اییدی (نمونه شماره Ga-52). ب: تشکیل پیریت به صورت جانشینی در درون دانه (دانه مورد نظر یک ایید است) (نمونه شماره Ga-53). پ و ت: تشکیل دولومیت به صورت جانشینی در درون دانه‌های ایید (نمونه شماره Ga-55). ث: سیلیسی شدن به صورت جانشینی در زمینه سنگ (نمونه شماره Ga-19). ج: سیلیسی شدن به صورت جانشینی در آلوکمها (نمونه شماره Ga-21).

#### توالی‌های پارازنتیکی

سنگ‌های رسوبی ممکن است در طول تاریخچه خود به دفعات تحت تأثیر یک یا چند پدیده دیاژنر قرار گیرد. لذا تعیین تاریخچه توالی وقایع دیاژنر نقش مهمی در شناخت شدت تأثیر آن‌ها در زمان‌های مختلف و در محیط‌های دیاژنر مختلف خواهد داشت. ترکیب کانی شناسی اولیه اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوبگذاری نظری، شوری، دما و فرآیندهای دیاژنر به دست می‌دهد [۳۹]. دیاژنر در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، جوی و دفی انجام می‌شوند از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به هم ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده [۶۷]، نقش اسیدهای آلی [۶۸]، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین ذرهای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوبگذاری و تکتونیک اشاره کرد [۳۶].

<sup>۱۶</sup> Dolomitization

## دیاژنر آغازین (اولوژن)

### دیاژنر دریایی

سازند گچساران در محیط فراتیک دریایی، متشکل از صدفهای آرآگونیتی و کلسیتی پر منیزیم (جلبکهای قرمز، روزن داران، خارپوستان، نرمتنان و ایدهای آرآگونیتی) با تخلخلهای درون دانه‌ای و بین دانه‌ای رسوب نموده است. برخی از فرآیندهای دیاژنری مانند میکرایتی شدن، تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت ظریف مربوط به دیاژنر اولیه در محیط‌های دریایی هستند [۶۹]. این فرآیندها در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنر هستند.

### دیاژنر آب شیرین

سه زون دیاژنری در این مرحله دیده می‌شود:

زون انحلالی: بر اثر انحلال، تخلخلهای حفره‌ای، کانالی و قالبی تشکیل و فرایند نئومورفیسم افزایشی نیز دیده می‌شود. مرز بالایی سازند گچساران با سازند آغازاری یک ناهمسازی می‌باشد که به یک دوره خروج از آب دلالت دارد. لذا وجود دیاژنر متئوریک در سازند گچساران را می‌توان به یک دوره خروج از آب این سازند در زمان میوسن ناشی از فعالیت تکتونیکی دانست، این فعالیت تکتونیکی سبب افت سطح آب دریا شده و به دنبال آن سازند گچساران را در معرض سیالات دیاژنری متئوریک قرار داده است.

زون فریاتیک متئوریک فعال: در این مرحله سیمان‌های کلسیتی اسپاری فضاهای بین دانه‌ای باقیمانده را پر کرده است. در این مرحله سیمان‌های محیط وادوز نظیر سیمان هلاله‌ای و آویزهای توسعه پیدا کرده‌اند.

زون فریاتیک متئوریک ساکن: ایجاد نئومورفیسم افزایشی و تخلخل بین بلوری در این زون ایجاد شده است. در این مرحله (دیاژنر آب شیرین) نئومورفیسم افزایشی به صورت تبدیل بلورهای بسیار ریز میکرایت به میکروسپار و اسپارایت مشاهده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند سیمان‌های موزائیکی هم بعد و بلوکی می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند [۴۲ و ۶۸].

## دیاژنر میانی (مزوژن)

### دیاژنر تدفینی

در طی دیاژنر تدفینی، رسوبات تحت تاثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعمق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد [۷۰]. از عوامل موثر در این مرحله می‌توان به مقدار رس، سیلیس و شیمی آب حفره‌ای اشاره کرد [۷۱ و ۷۲]. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، دروزی و پیریتی شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه شناسایی شده است. در این مرحله تراکم شیمایی منجر به تشکیل استیلوموتل‌ها و استیلولیت‌ها می‌شود.

### دیاژنر پایانی یا تلوژن

در مرحله نهایی دیاژنز (مرحله تلوژنیک) فازهای کوهزایی عمل نموده و سبب خروج سازند گچساران از عمق شده و این امر با شکستگی‌هایی در سازند به وقوع پیوسته است. درزهای و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند توسط سیمان‌های بلوکی و هم بعد پر شده‌اند. در حین بالا آمدن رسوبات یون‌های آهن توسط آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل رسوب نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی اکسید آهن آبدار شکل گرفته و به تدریج به هماتیت تبدیل شده است.

براساس شواهد پتروگرافی، توالی دیاژنزی در طی چهار محیط دیاژنسی (دریایی، دفنی، بالا آمدگی و متئوریک) در سنگ‌های کربناته سازند گچساران تعیین شده است (جدول ۱).

جدول ۱ - توالی پاراژنتیکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه (ناودیس افرینه)، بخش قرمز رنگ فراوانی زیاد و خط چین فراوانی کمتر را نشان می‌دهد.

زمین‌شیمی عنصری کربناتهای برش مورد مطالعه نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی کربناتهای سازند گچساران به روش EDX در برش مورد مطالعه در

جدول ۲ ارائه شده است. عناصر Ca و Mg بر حسب درصد و عناصر Na, Sr, Fe, Mn بر حسب پی‌پی‌ام گزارش شده‌اند.

جدول ۲ - نتایج آنالیز عنصری سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه پارامترهای آماری میانگین، حداقل، حداقل نیز گزارش شده است.

زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های کربناته ابزار مفیدی برای مطالعه ویژگی‌های این سنگ‌هاست (وین‌سنن و همکاران، ۲۰۱۰). کانی‌های اصلی که در آب دریا تشکیل می‌شوند به طور عمده شامل آراغونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) می‌باشند. مطالعه کانی شناسی اولیه کربناتهای صرفاً بر اساس مطالعات پتروگرافی به علت تأثیر فرآیندهای دیاژنسی امری بسیار مشکل است زیرا به مرور زمان آراغونیت و کلسیت پر منیزیم به تدریج به کلسیت کم منیزیم تبدیل می‌شوند و باعث تغییر در ترکیب و بافت اولیه سنگ می‌شود. با استفاده از روش‌های زمین‌شیمیایی مانند تجزیه و تحلیل عنصری (کلسیم، منیزیم، آهن، سدیم، منگنز و استرانسیم) می‌توان ترکیب کانی شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنسی را تعیین کرد [۹، ۲۴، ۲۵].

کانی شناسی اولیه کربناتهای سازند گچساران (برش ناودیس افرینه)

تعیین کانی شناسی اولیه کربنات‌ها بر اساس مطالعات سنگنگاری به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی دقیق نخواهد بود. زیرا طی زمان با تبدیل آراغونیت و کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم منیزیم بافت، ترکیب اولیه سنگ و ویژگی‌های عنصری تغییر می‌یابد، اگر چه در طی دیاژنز متئوریک و یا تدفینی میزان  $\text{Sr}$  یا  $\text{Na}$  در سنگ آهک‌های دیرینه کاهش قابل توجهی می‌یابد، اما نسبت‌های  $\text{Sr}/\text{Na}$  می‌تواند معیاری برای تفکیک سنگ آهک‌هایی با کانی شناسی اولیه آراغونیتی از معادل‌های کلسیتی باشد [۲۵]. با تعیین کانی شناسی اولیه کربنات‌ها می‌توان تا حدودی دما، میزان  $\text{Ca}$  و  $\text{Mg}$  در محلول و درجه شوری را برآورد کرد.

### عنصر استرانسیم (Sr)

میزان  $\text{Sr}$  در نمونه‌های کل کربناته‌ی مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است [۱۱]. در حالی که این میزان در نمونه‌های کل کربناته‌ی مناطق معتدل‌های عهد حاضر محدوده‌ی کمتری داشته و بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد [۷۳ و ۷۴]. مرکز استرانسیم در آب‌های جوی کم و ضریب توزیع آن کمتر از ۱ است، لذا کلسیت دیاژنتیکی مقدار کمی استرانسیم خواهد داشت [۷۵]. مقدار بیشینه استرانسیم که می‌تواند در شبکه کلسیت غیر بیوتیک قرار گیرد بی‌شینه ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است [۷۶]. مقادیر استرانسیم با افزایش میزان آراغونیت افزایش، و با افزایش میزان کلاسیت، کاهش نشان می‌دهد [۷۳، ۷۷، ۷۸]. مقادیر استرانسیم ( $\text{Sr}$ ) در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران در برش ناویدیس افرینه بین ۲۱۴ تا ۱۴۸۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۷۲۷/۴۵ پی‌پی‌ام) متغیر می‌باشد (شکل ۱۱ - الف). کاهش مقادیر استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مقادیر عهد حاضر (۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام) می‌تواند به کاهش  $\text{Sr}$  در طی دیاژنز جوی مربوط دانست [۲۴].

### عنصر سدیم (Na)

میزان سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه بین ۱۲۱ تا ۱۲۱ (میانگین ۵۶/۷ پی‌پی‌ام) در تغییر است. مرکز عنصر  $\text{Na}$  در سنگ آهک‌های آراغونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) است، در صورتی که این مقدار در کلسیت غیر بیوتیک تقریباً ۲۷۰ پی‌پی‌ام می‌باشد [۷۳]. مرکز سدیم در سنگ‌های کربناته به درجه شوری، ژرفای آب، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی و کانی شناسی کربنات‌ها نسبت داده شده است. فرایندهای دیاژنتیکی به دلیل تفریق بیوشیمیایی یا مرکز کم سدیم در آب‌های جوی، باعث کاهش این عنصر در سنگ‌های کربناته پس از دیاژنز می‌گردد [۲۴ و ۷۹]. مقدار نسبتاً پایین سدیم در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به معادل‌های عهد حاضر آنها نیز می‌تواند دلیل دیگری بر تأثیر فرایندهای دیاژنزی جوی باشد [۹ و ۲۴]. سدیم ضریب توزیع یا انباستگی کمتر از یک دارد و مرکز آن در آب‌های متئوریکی کم است [۳۷].

تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه با محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) [۲۴]، سنگ آهک‌های آرگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوبیسین) [۱۳]، محدوده آرگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر [۱۱]، محدوده کربنات‌های معتمله عهد حاضر تاسمانیا [۷۳] و [۷۴]، سنگ آهک‌های سازند تلهزنگ برش نمونه و تاقدیس کیالو [۸۰]، سازند ایلام [۹]، مقایسه شده است. همانطور که از شکل ۱۱ - الف و ب). مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوبیسین تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیاژنز متئوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد.

شکل ۱۱: الف: تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه با محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) [۲۴]، سنگ آهک‌های آرگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوبیسین) [۱۳]، محدوده آرگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر [۱۱]، محدوده کربنات‌های معتمله عهد حاضر تاسمانیا [۷۳ و ۷۴]، سنگ آهک‌های سازند تلهزنگ برش نمونه و تاقدیس کیالو [۸۰]، سازند ایلام [۹]، مقایسه شده است. همانطور که از شکل پیداست، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوبیسین تاسمانیا و یا نزدیک به محدوده آن با ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیاژنز متئوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد. ب: ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز در سنگ آهک‌های سازند گچساران. همان طور که مشاهده می‌شود، تقریباً بیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوبیسین تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی قرار می‌گیرند.

#### عنصر منگنز (Mn)

مقدار منگنز در نمونه‌های آهکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه بین ۱۲ تا ۸۵ (میانگین ۴۷/۵۰ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقدار منگنز در نمونه‌های کربنات آرگونیتی دریاهای گرم و کم ژرفای عهد حاضر حدود ۳۰ پی‌پی‌ام است [۱۱]، در حالی که این مقدار در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتمله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است [۷۳ و ۷۴]. برخی از پژوهشگران معتقدند مقدار منگنز با افزایش فرایندهای دیاژنز متئوریکی، افزایش می‌یابد، زیرا ضریب توزیع منگنز در آب‌های متئوریکی زیاد و به حدود ۱۵ می‌رسد [۳۹]. در شرایط احیایی میزان این عنصر در سنگ‌های کربناته در خور توجه است به گونه‌ای که در چنین شرایطی مقدار منگنز می‌تواند به صد درصد نیز برسد [۸۱]. پایین بودن مقدار منگنز در کربناتهای به تبادل کمتر آب به سنگ (Water/rock interaction) نیز نسبت داده می‌شود [۳۷]. مقادیر پایین منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه احتمالاً به سبب بسته بودن سیستم دیاژنزی می‌باشد. در مواردی که مقدار منگنز در نمونه‌ها افزایش نسیی می‌یابد می‌توان به نقش سیالات جوی ناشی از ناپیوستگی فرسایشی رأس سازند گچساران با سازند آغازگاری اشاره نمود. همچنین تمامی نمونه‌های آهکی مورد بررسی دارای نسبت Mn/Sr پایینی هستند (میانگین ۰/۰۸ درصد) که گویای حفظ شدگی خوب ویژگی‌های زمین شیمیایی اولیه‌ی آن‌ها است [۸۲].

در شکل ۱۲-الف روند تغییرات عنصر استرانسیم به سدیم در برابر منگنز ترسیم شده است. مقدار تغییرات نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین  $۴۸/۳۳$  تا  $۷/۷۹$  (میانگین  $۵۷/۱۷$  پی‌پی‌ام) می‌باشد. به علت مشابهت کانی شناسی، نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های آراغونیتی گوردون تا سامانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند که دلیلی بر آراغونیتی بودن کانی شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه می‌باشد. روند تغییرات عنصر Na در برابر عنصر Sr حاکی از منشأ دریایی بودن کربنات‌های سازند گچساران دارد (شکل ۱۲-ب).

شکل ۱۲-الف: تغییرات نسبت  $\text{Sr}/\text{Na}$  در برابر  $\text{Mn}$  همان‌طور که مشاهده می‌شوند نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران، برش ناودیس افرینه در محدوده سنگ‌آهک‌های آراغونیتی گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند. تمام نمونه‌های آهکی مطالعه شده از برش مورد مطالعه دارای مقادیر ( $\text{Sr}/\text{Na} > 1$ ) هستند که گویای ترکیب کانی شناسی اولیه آراغونیتی هستند. ب: روند تغییرات Na در برابر Sr حاکی از قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کربنات‌های دریایی است. ج: روند تغییرات Mn در برابر Sr، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشابه کانی شناسی اولیه کربنات‌های آراغونیتی سازند مزدوران قرار دارند [۲۴].

#### عنصر آهن (Fe)

تمرکز آهن در نمونه‌های آهکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه،  $۲۳$  تا  $۱۴۱$  (میانگین  $۷۰/۴$  پی‌پی‌ام) در تغییر است. تمرکز آهن با افزایش ژرفای آب، افزایش ورود مواد آواری، افزایش شرایط جوی و شرایط احیایی و همچنین افزایش مواد غیرقابل حل در اسید، افزایش می‌یابد [۸۳]. در مقابل، مقادیر پایین آهن و منگنز در کربنات‌ها بیانگر سرعت پایین رسوب گذاری و ورود کم مواد تخریبی به حوضه است [۳۷]. مقدار آهن در رسوبات کربناته مناطق معتدله با افزایش درصد آراغونیت، افزایش می‌یابد و مقدار آن به مراتب بیشتر از مقدار آهن در آراغونیت‌های آبهای گرم مناطق حاره‌ای است [۷۳].

به دلیل تفرقی بیولوژیکی، مقدار آهن در کلسیت و آراغونیت بیوتیک نسبت به کلسیت و آراغونیت غیربیوتیک افزایش چشمگیری نشان می‌دهد (شکل ۱۳) که این موضوع را می‌توان به تأثیر دیاژنر غیر دریایی و یا شرایط احیایی روی نمونه‌ها نسبت داد. با افزایش تأثیر دیاژنر متاوریکی در محیط احیایی، مقدار آهن هم زمان با افزایش منگنز، افزایش می‌یابد [۳۷]. در شرایط احیایی، عناصر منگنز و آهن می‌توانند به مقدار قابل توجهی در شبکه کلسیت وارد شوند [۸۴].

شکل ۱۳: رسم مقادیر آهن در برابر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران برش افرینه که بیانگر تأثیر فرایندهای دیاژنر غیردریایی روی نمونه هاست.

#### سیستم دیاژنری سازند گچساران (برش افرینه)

برند و وایز [۸۵ و ۸۶]، محدوده‌هایی را برای روندهای دیاژنریکی آراغونیت، کلسیت پر منیزیم و کلسیت کم منیزیم مشخص نموده‌اند. بر اساس ترسیم نسبت  $\text{Sr}/\text{Ca}$  در برابر  $\text{Mn}$  می‌توان روند دیاژنر را در سیستم‌های باز و بسته مشخص نمود [۸۷]. در سیستم دیاژنری باز، با افزایش تبادل آب به سنگ (water/rock interaction) میزان نسبت استرانسیوم به کلسیم کاهش می‌یابد و درنتیجه، میزان نسبت استرانسیوم به کلسیم فازهای دیاژنری کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود [۸۳]. در سیستم‌های بسته و نیمه بسته که تبادل آب به سنگ کم است، نسبت استرانسیوم به کلسیم فازهای دیاژنری تغییرات محسوسی نسبت به

ترکیبات اولیه نخواهد داشت [۹]. مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه های سازند گچساران در برش مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین می باشد (شکل ۱۴-الف و ب).

شکل ۱۴-الف: روند تغییرات نسبت  $\text{Sr/Ca}$  در برابر  $\text{Mn}$  مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه های مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنسی بسته تا نیمه باز با تبادل آب به سنگ پایین می باشد. ب: نمودار تغییرات نسبت  $\text{Sr/Mn}$  در برابر  $\text{Mn}$ . نسبت بالای  $\text{Sr/Mn}$  در نمونه های مورد مطالعه نسبت به سنگ آهک های مزدوران، بیانگر یک سیستم دیاژنسی بسته تا نیمه باز با تبادل آب به سنگ پایین می باشد.

#### بحث

بر اساس مطالعات پتروگرافی برخی از فرآیندهای دیاژنسی مانند میکریتی شدن و سیمان هم ضخامت که مربوط به دیاژنز اولیه در محیط های دریابی هستند در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنسی هستند. انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوبگذاری شده، سیالات اشباع با  $\text{HCO}_3$  و  $\text{CO}_2$  مهمترین شرایط دیاژنسی برای میکریتی شدن دانه ها می باشد [۳۳ و ۳۶]. در این مرحله فرآیند میکریتی شدن در آلوکمها بویژه در ریز خساره گرینستونی مشاهده می شود. در مرحله دیاژنس تدفینی رسوبات تحت تاثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می یابد. از عوامل موثر در این مرحله مقدار رس و سیلیس [۷۱]، شیمی آب حفره ای [۷۲]، ته نشینی سیمان کلسیتی بین منافذ ریز باقی می ماند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی رخ می دهد و سیمان های بلوکی و دروزی تشکیل می شوند که در نمونه های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل استیلولیت ها می شود. بالا بودن نسبت استرانسیم به منگنز، استرانسیم به کلسیم، مقادیر پایین عنصر آهن و منگنز و نسبت بالای عنصر استرانسیم در نمونه های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر  $\text{Sr/Ca}$  در برابر عناصر  $\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}$  بیانگر یک سیستم دیاژنسی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات های سازند گچساران می باشد. تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و زمین شیمی عنصری نشان می دهد که سازند گچساران در این منطقه از حوضه رسوی زاگرس در یک سیستم دیاژنسی غالب بسته و به صورت ضعیفی نیمه باز با ترکیب کانی شناسی اولیه غالب آراغونیتی می باشد. سیستم دیاژنسی غالب در این سازند یک سیستم بسته با تبادل آب به سنگ پایین بوده است. آب و هوا و کنترل کننده های ذاتی سنگ مانند تراوایبی، کانی شناسی اولیه و پتانسیل دیاژنسی که می تواند کنترل کننده مهمی در میزان نسبت آب به سنگ بوده باشد سبب شده است که بخش بالایی این توالی تحت تاثیر دیاژنسی جوی ضعیف قرار گیرد و یک سیستم دیاژنسی ضعیف کمی باز را به وجود آورد.

مرز سازند گچساران و آغازاری از نوع همشیب می‌باشد و این مرز بر اساس سن مطلق ۱۳/۸ میلیون سال می‌باشد [۲۲]. این مرز به عنوان شروع بالا آمدگی سریع سطح آب دریا می‌باشد که با نمودارهای تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی همخوانی دارد. از آنجایی که این مرز یک مرز ناپیوسته نمی‌باشد بلکه یک مرز با شروع پیشروی آب دریا می‌باشد لذا وجود سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز به دلیل بالا آمدگی سریع سطح آب دریا در می‌باشد و اجاره‌ی تأثیر بیشتر سیالات با منشأ متئوریک را در منطقه نداده است.

پژوهش‌های متعددی بر روی سازند گچساران در حوضه‌ی رسوی زاگرس انجام گرفته است که این پژوهش‌ها در قالب مطالعات رسوی‌شناسی، محیط رسوی، دیاژنز، چینه‌نگاری سکانسی و زمین‌شیمی می‌باشد. مطالعات صورت گرفته بر روی سازند گچساران حاکی از آن است که این سازند با سنگ‌شناسی غالب تبخیری و کربناته در یک پلتفرم کربناته – تبخیری متشكل از رخساره‌های جزر و مدی (سبخا و کفه‌های نمکی) و لاگونی در طی میوسن رسوب‌گذاری کرده است [۸۸، ۸۹، ۹۰، ۹۱]. همچنین مطالعات زمین‌شیمی نهشته‌های این سازند حاکی از آن است سه مرحله سیلابی، تغلیظ و خشکشدنگی در کانی‌های تبخیری این سازند رخ داده است. تغییرات مقدار برم در طول ستون چینه‌شناسی این سازند حاکی از ورود و تبخیر متناوب آب دریا در زمان تشکیل تبخیری‌های سازند گچساران در زمان رسوب‌گذاری است [۹۲]. شایان ذکر است تشکیل کانی‌های تبخیری علاوه بر محیط سبخا در پهنه‌های جزر و مدی در محیط‌های بیابانی نیز دیده می‌شوند [۹۳].

### نتیجه گیری

مطالعات سنگ‌نگاری بر روی نمونه‌های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه منجر به شناسایی چندیدن فرآیند دیاژنزی گردید. این فرآیندها شامل میکریتی شدن، نوریختی، فشردگی، سیمانی شدن، انحلال و ایجاد تخلخل و فرآیند جانشینی می‌باشند. بر این اساس توالی پارازنیکی نهشته‌های سازند گچساران در این برش در چهار محیط دریایی، تدبیینی، بالا آمدگی و آب شیرین تفسیر شده است که طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (اژوژنز)، میانی (مزوزنژ) و نهایی (تلوزنژ) رخ داده است. روند تغییرات عنصر  $\text{Na}$  در برابر  $\text{Mn}$  نشان داد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ آهک‌های گوردون تسامانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراغونیتی قرار می‌گیرند. همچنین روند تغییرات عنصر  $\text{Mn}$  در برابر  $\text{Sr}$  نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراغونیتی سازند مزدوران قرار دارند که دلیلی بر آراغونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند گچساران در برش مورد مطالعه می‌باشد. بالا بودن نسبت  $\text{Sr}/\text{Mn}$  و مقادیر پایین عناصر  $\text{Fe}$  و  $\text{Mn}$  و تمرکز بالای  $\text{Sr}$  در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر  $\text{Sr}/\text{Ca}$  در برابر عناصر  $\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}$  بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات‌های سازند گچساران می‌باشد. وجود کانی‌شناسی اولیه آراغونیتی، ناپیوستگی نچندان شدید و طولانی مدت، آب و هوا و کنترل کننده‌های ذاتی سنگ مانند کانی‌شناسی اولیه، پتانسیل دیاژنزی و تراوایی می‌تواند کننده‌های مهمی در میزان نسبت تبادل آب به سنگ بوده باشد که در رأس سازند گچساران سبب شده که بخش بالایی این توالی تحت تأثیر دیاژنز جوی ضعیف قرار گیرد.

- [1]Motiei H., "Geology of Iran (Zagros stratigraphy), publication of the geological organization". (2003) P, 583. (in persian).
- [2]Bathurst R.G.C., "Carbonate Sediments and their Diagensis: Developments in Sedimentology". 2<sup>nd</sup> Edication, Elsevier, Amesterdam 12 (1975) 658 p.
- [3] Choquette P.W., Pray L.C., "Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates" American Association of Petroleum Geologist Bulletin 54 (1970) 207–244
- [4] Wilson J.L., "Carbonate facies in geology history", New York, Springer-verlag (1986) 471p.
- [5]James N.P., Jones, B., "Origin of Carbonate Sedimentary Rocks", Wiley, American Geophysical Union (2015) 464 p.
- [6]Assadi A., Honarmand J., Moallemi S.A., Abdollahie-Fard I., "Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran", Facies 62(4) (2016) 1-22.
- [7]Borgomano J., Lanteaume C., Leonide P., Fournier F., Montaggioni L.F., Masse J.P., "Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models". AAPG Bulletin. 104(5) (2020) 1115-1142.
- [8]Armstrong-Altrin J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Worden R.H., "Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis", Geochemistry 69(1) (2009) 45-60.
- [9]Adabi M.H., Asadi-Mehmandost E., "Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran", Journal of Asian Earth Sciences 33 (2008) 267-277.
- [10]Higgins J.A., Blättler C., Lundstrom E., Santiago-Ramos D., Akhtar A., Ahm A.C., Bialik O., Holmden C., Bradbury H., Murray S., "Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments", Geochimica et Cosmochimica Act. 220 (2018) 512-534
- [11]Milliman J., Mueller G., Foerstner U., "Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates", 1 (1974) 375.
- [12]Adabi M.H., "Sedimentary geochemistry" Arian Zamin publication. Second edition. (2011) 503p. (in Persian)
- [13]Rao C.P., "Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites", 5 (1990) 209-221.
- [14]Emami H., "Foreland Propagation of Folding and Structure of the Mountain Front Flexure in the Push t-E-Kuh Arc (Zagros, Iran) ". (2008) University at de Barcelona, Barcelona.

- [15]Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geol. Mag 148, (2011) 692–725.
- [16]Verges J., Emami H., Garces M., Beamud E., Homke S., Skott P., "Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia–Iran collision. In: Saein, A. (Ed.), Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt", Elsevier (2019) 29–52.
- [17]Gill W.D., Ala M.A., "Sedimentology of Gachsaran Formation (lower Fars series), Southwest Iran", AAPG Bull 56, (1972) 1965–1975.
- [18]Kashfi M.S., "Stratigraphy and environmental sedimentology of lower Fars Group (Miocene), South-Southwest Iran", American Association of Petroleum Geologist 64 (1980) 2059-2107.
- [19]Bahroudi A., Koyi H.A., "Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin", Marine and Petroleum Geology 21 (2004) 1295–1310.
- [20]Pirouz M., Simpson G., Chiaradia M., "Constraint on foreland basin migration in the Zagros mountain belt using Sr isotope stratigraphy" Basin Research 27 (2015) 714–728.
- [21]Jones R.W., Racey A., "Cenozoic stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. In: Simmons, M.D. (Ed.), Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East", Chapman and Hall, London (1994) 273–303.
- [22]Sun J., Sheykh M., Ahmadi N., Cao M., Zhang Z., Tian S., Sha J., Jian Z., Windley B., Talebian M., "Permanent closure of the Tethyan Seaway in the northwestern Iranian Plateau driven by cyclic sea-level fluctuations in the late Middle Miocene", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 564 (2021) 110172
- [23]Fakhari M., "Khurramabad Geological Compilation Map 1/100,000 (Sheet 20813W)", National Iranian Oil Company, Tehran. (1985).
- [24]Adabi M.H., Rao C.P., "Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran", Sedimentary Geology 72 (1991) 253-267.
- [25]Adabi M.H., Salehi M.A., Ghabeishavi A., "Depositional environment, and sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), S.W. Iran", Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 148-160.
- [26]Philip J.M., Gari J., "Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France)", Sedimentary Geology 175 (2005) 315-337.
- [27]Garcia, F., "Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs" Sedimentary Geology 125 (2006) 29-50.

- [28]El-Saiy A.K., Jordan B.R., "Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates", Journal of Asian Earth Sciences 3 (2007) 35–43.
- [29]Moore C.H., "Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework ", Elsevier, Amsterdam. (2013) 370 pp.
- [30]Messadi A.M., Mardassi B., Ouali, J.A., Touir J., "Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of Upper Paleocene evaporite-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia) ", Journal of African Earth Sciences, 118, (2016) 205-230.
- [31]Wizemann A., Nandini S.D., Stuhldreier I., anchez- Noguera C., Wissak M., Westphal H., Rixen T., Wild C., Reymond C.E., "Rapid bioerosion in a tropical upwelling coral reef", PLoS One, 13, (2018) e0202887.
- [32]Tucker M.E., "Sedimentary Petrology", 3<sup>d</sup> Edition, Blackwell, Oxford, (2001) 260 p.
- [33]Flügel E., "Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application", Springer-Verlag, Berlin, (2010) 976p.
- [34]Earler D.V., Nothdurft L., McNeil M., Moras, C.A., "Tracing nitrate sources using the isotopic composition of skeletal-bound organic matter from the calcareous green algae Halimeda Coral Reefs" 37 (2018) 1003– 1011. <https://doi.org/10.1007/s00338-018-01742-z>
- [35]Krause S., Liebetrau V., Leoscher C., Bohm F., Gorb S., Eisenhauer A., Treude T., "Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. Geochim. Cosmochim", Acta 243, (2018) 116–132.
- [36]Tucker M.E., Wright V.P., "Carbonate Sedimentology", Blackwell, Oxford, (1990) 482 p.
- [37]Adabi M.H., "Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran", Crarbonat Evaporate 24 (2009) 16-32.
- [38]Zhang H., Ding L., Wang X., Wang L., Wang Q., Xia G., "Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. J. China University", Geoscience 17 (2006) 103- 114.
- [39]Rao C.P., "Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry. Carbonates, Hobart (Tasmania) ", (1996) 206 p.
- [40]Seibel M.J., James N.P., "Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France", Sedimentary Geology 347 (2017) 21 – 35.
- James, N.P., Choquette, P.W "Limestone — the sea floor diagenetic environment. In: McIlreath, I., Morrow, D. (Eds.), Diagenesis", Geological Association of Canada Reprint Series 4 (1990b) 13–34..
- [42]Longman M.W., "Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments", AAPG Bull 64 (1980) 461-487.

- [43]Zaid S.M., "Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt" J. African Earth Science 66 (2012) 56- 71.
- [44]Biernacka J., Borysiuk K., Raczyński H., Zechstein P., "limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms", Geological Quarterly 49 (2005) 1-14
- [45]Arosi A.H., Wilson M.E.J., "Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform", Sedimentary Geology 326 (2015) 109–134.
- [46]Moss S.J., Tucker M.E., "Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis", Sedimentology 42 (1995) 853-874.
- [47]Cooke M.L., Simo J.A., underwood C.A., Rijken P., "Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow", Sedimentary Geology, 184 (2006) 225-239.
- [48]Ronchi P., Jadoul F., Ceriani A., Giulio A.D., Scotti P., Ortenzi A., Massara E.P., "Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy)", Sedimentology 58 (2011) 532–565.
- [49]Madlen R., Wilson M., "Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits", Sedimentary Geology 286–287 (2013) 20–38.
- [50]Choquette P.W., James N.P., "Limestones: the burial diagenetic environment", In: McIlreath, I.A., & Morrow, D.W. (eds.), Diagenesis. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 4 (1990) 75-111.
- [51]Railsback L.B., "Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the Mideastern United States", Journal of Sedimentary Research 63(3) (1993) 513–522.
- [52]Smith J.V., "Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veinin", Journal of Structural Geology 22 (2000) 59 – 64.
- [53]Bathurst R.G.C., "Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction", Sedimentology, 34(5) (1987) 749-778.
- [54]San Miguel G., Aurell M., Bádenas B., "Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality", Arabian Journal of Geosciences 10(16) (2017) 376 p.
- [55]Hollis C., Lawrence D.A., Periere M.D., Al Darmaki, F., "Controls on porosity preservation within a Jurassic oolitic reservoir complex, UAE", Marine and Petroleum Geology 88 (2017) 888-906.

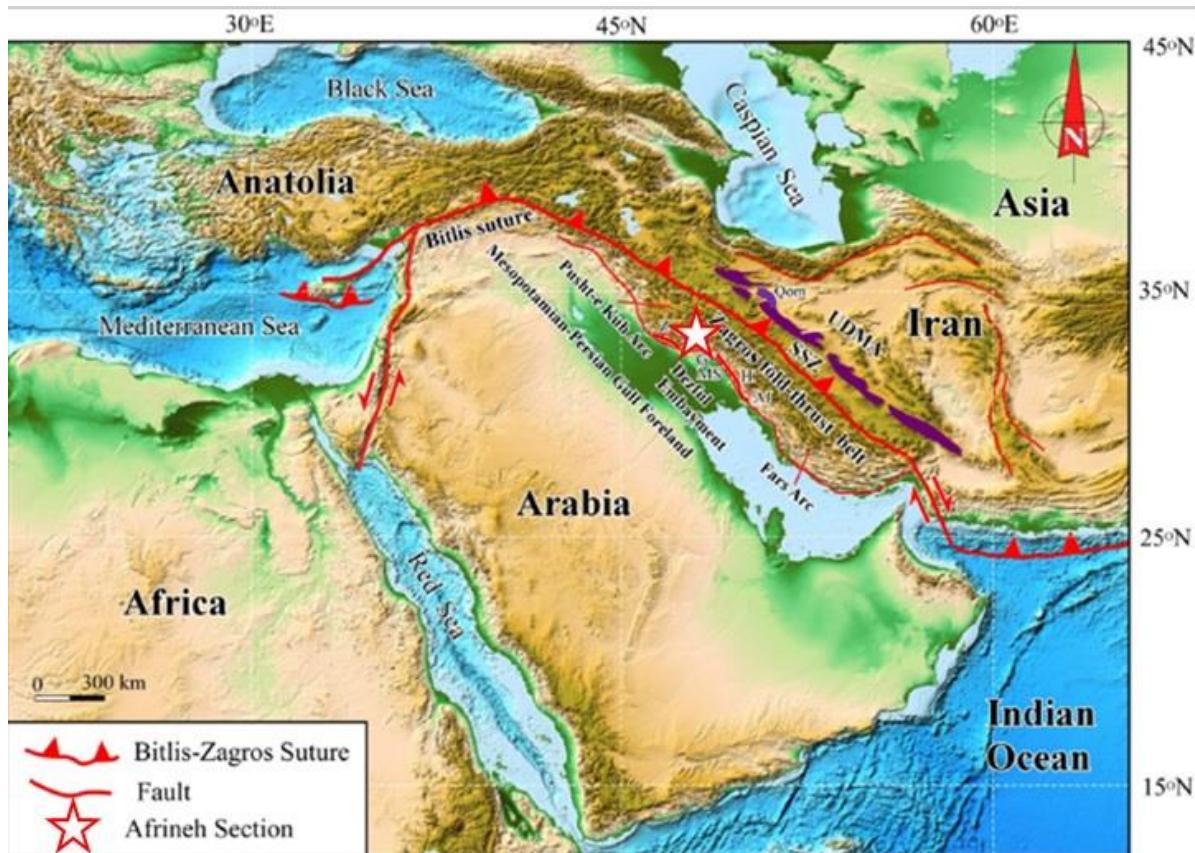
- [56] Assadi A., Rahimpour-Bonab H., Kadkhodaie-IIkhchi R., "Integrated rock typing of the grainstone facies in a sequence framework: a case from the Jurassic Arab formation in the Persian Gulf", *Acta Geologica Sinica*-English Edition 92(4) (2018) 1432-1450
- [57] Salifou I.A.M., Zhang H., Boukari I.O., Harouna M., Cai, Z., "New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin", *Journal of Petroleum Science and Engineering* 196 (2021) 63-79.
- [58] Westphal H., "Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review", *International Journal of Science (Geology Rundsch)* 95 (2006) 947-961.
- [59] Van Buchem F.S.P., Allan T., Lausen G.V., Lotfpour M., Moallemi A., Monibi S., Motiei H., Pickard N., Tahmasbi A.R., Vedrenne V., Vincent B., "Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran," *Geology Society London Special Publication* (2010) 219–263.
- [60] Pettijohn F.J., "Sedimentary Rocks", Harper& Row. New York. (1975) 628 pp.
- [61] Butler I.B., Rickard D., "Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogensulfide", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 2665–2672.
- [62] Goldhaber M.B., "Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks*", Treatise on Geochemistry. Elsevier, Amsterdam (2004) 257 – 288.
- [63] Elghali M.A.K., Tajoti K.G.M., ansorbeh H., Ogle N., Kalin R.M., "Origin and timing of sidrelite cementation upper Ordovician glacogenic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya", *Marine and Petroleum Geology* 23 (2006) 459- 471.
- [64] Omidpour A., Mahboubi A., Moussavi-Harami R., Rahimpour-Bonab H., "Effects of dolomitization on porosity-Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran", *Journal of Petroleum Science and Engineering* (2022) 109348. doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109348.
- [65] Fallah-Baghtash R., Adabi M.H., Nabawy B.S., Omidpour A., Sadeghi A., "Integrated petrophysical and microfacies analyses for a reservoir quality assessment of the Asmari Dolostone sequence in the Khesht Field, SW Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 223 (2022) 104989. doi.org/10.1016/j.jseas.2021.104989.
- [66] Ahmadi Y., Rahimpour-Bonab H., Mehrabi H., Omidpour A., "Comparison of sedimentation-diagenesis history of Paleocene- Miocene succession (Jahrom and Asmari formations) in the southern part of Dezful Embayment", *Journal of Applied Sedimentology* 10(20) (2022) 26-53. (In Persian).

- [67]Kasih G.A.A., Chiba S., Yamagata Y., Shimizu Y., Haraguchi K., "Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation", Ecological Modelling 215 (2008) 40-54.
- [68]Heydari E., Wade W., "Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, Implication for organic acids as factors in diagenesis", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 86 (2003) 1285 – 1303.
- [69]Ahmad A.H.M., Bhat G.M., "Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch Sub – basin, Western, India", Journal of Asian Earth Science 27 (2006) 857- 872.
- [70]Heydari E., Wade W., "Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks: Implication for organic acids as factors in diagenesis", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 86 (2014) 1285 – 1303.
- [71]Rogen B., Fabricius I.L., "Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea", Petroleum Geoscience 8 (2002) 287 – 293.
- [72]Fabricius I.L., Borre M., "Stylolites, Porosity, depositional texture, and silicates in Chalk facies sediments. Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea", Sedimentology 54 (2007) 183 – 205.
- [73]Rao, C.P., Adabi, M.H., "Carbonate minerals, major elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with depth in cool, temperate carbonates, Western Tasmania, Australia", Marine and Petroleum Geology, 103: (1992) 249-272.
- [74]Rao C.P., Amini Z.Z., "Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia", Carbonates and Evaporites 10: (1995) 114-123.
- [75]Asadi Mehandosti E., Adabi M.H., Woods A.D., "Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran", Sedimentary Geology 293 (2013) 9–20
- [76]Veizer J., "Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, Stable Isotopes", Sedimentary Geology 10 (1983a) 3-100.
- [77]Asadi Mehandosti E., Adabi M.H., "Application of geochemical data as evidence of water-rock interaction in the Sarvak formation, Izeh Zone, Zagros, Iran", Procedia Earth and Planetary Science 7 (2013) 31-35.
- [78]Adabi M.H., Kakemem U., Sadeghi A., "Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene- Miocene shallow water carbonates from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran)", Carbonates and Evaporites 23(2) (2015) 1-17.
- [79]Jamalian M., Adabi M.H., "Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan

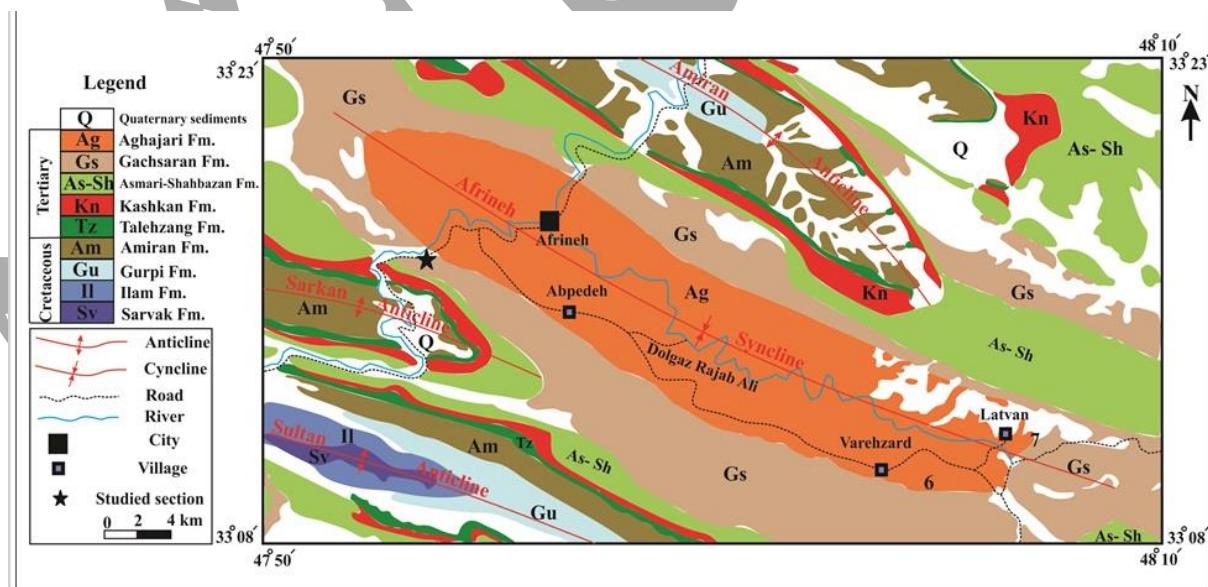
*Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran) ", Carbonates and Evaporites* 30(1) (2014) 77–98.

- [80]Zohdi A., Adabi, M.H., Ghobishavi A., "Palaeoenvironmental reconstruction, sequence stratigraphy and palaeotemperature estimation of the Upper Paleocene to Middle Eocene Tale-Zang Formation in the Zagros Basin, (south-west Iran) ", 13th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, University of East Anglia, Norwich, UK. (2007) 16-18 July, (in English).
- [81]Shanmugam G., Benedict G.L., "Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow to deep marine lithofacies, Middle Ordovician, Eastern Tennessee", *Sedimentary Geology* 35 (1983) 165-175.
- [82]Hua G., Yuansheng D., Lian Z., Jianghai Y., Hu H., Min L., Yuan W., "Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: implications for Early Mesoproterozoic ocean redox conditions" *Journal of Palaeogeography* 2 (2013) 209-221.<https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2013.00027>.
- [83]Hoseinabadi M., Mahboubi A., Shabestari G.M., Motamed A., "Depositional environment, diagenesis, and geochemistry of Devonian Bahram formation carbonates, Eastern Iran", *Arabian Journal of Geosciences* 9(1) (2016) 70-125.<https://doi.org/10.1007/s12517-015-2056-4>.
- [84]Anderson T.F., Arthur M.A., "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, Short Course 10 (1983) 1-151.
- [85]Brand U., Veizer J., "Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes", *Journal Sedimentary Petrology* 51 (1981) 987-997.
- [86]Brand U., Azmy K., Veizer J., "Evaluation of the Salinic I tectonic, Cancañiri glacial and Ireviken biotic events: Biostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area, Canada and USA", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (2006) <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.004>.
- [87]Li Z., Goldstein R.H., Franseen E.K., "Meteoric calcite cementation: diagenetic response to relative fall in sea-level and effect on porosity and permeability, Las Negras area, southeastern Spain", *Sedimentary Geology* 348 (2017) 1–18
- [88]Amiri M., Lashkaripour G.R., Ghabezloo S., Moghaddas N.H., Tajareh M.H., "Mechanical earth modeling and fault reactivation analysis for CO<sub>2</sub>-enhanced oil recovery in Gachsaran oil field, south-west of Iran", *Environmental earth sciences* 78(4) (2019) 112.
- [89]Rahimi E., Asgari G., Shekarian Y., Nakini A., "Investigations of Natural Bitumen mineralization in Gilan-e-Gharb exploration block, Iran", *The International Journal of Engineering and Science (IJES)* 8(5) (2019) 55-68.

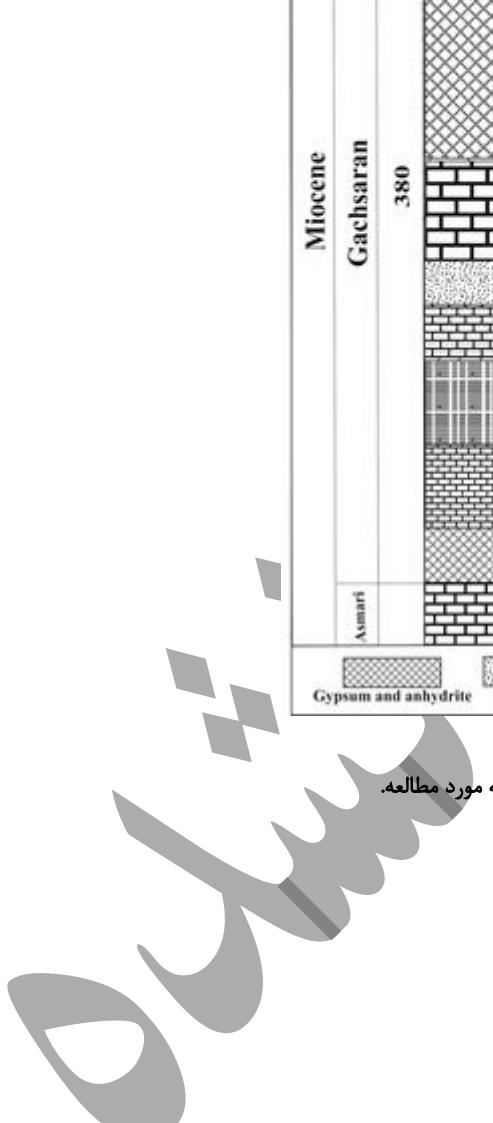
- [90]Dehaghani A.H.S., Taleghani M.S., Badizad M.H., Daneshfar R., "Simulation study of the Gachsaran asphaltene behavior within the interface of oil/water emulsion: a case study", Colloid and Interface Science Communications 33 (2019) 100202.
- [91]Mahmoodabadi R.M., "Facies analysis, sedimentary environments and correlative sequence stratigraphy of Gachsaran formation in SW Iran", Carbonates and Evaporites 35(1) (2020) 1-28.
- [92]Liaghat M., Adabi M.H., Nuraei Nezhad M.R., Eghbalpour E., "Structural interpretation, diagenesis and depositional environment of the Gachsaran Formation with emphasized of number 1 in Gachsaran oil field, south Dezful embayment", Journal of Applied Sedimentology 8(16) (2020) 68-92. (In Persian)
- [93]Ansari A.H., Kohsari A.H., "Recognition of evaporite minerals in Siakuh desert areas of the Yazd province, Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 15(2) (2007) 421-438. (In Persian)



شکل ۱: جایگاه تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه) که در زون زاگرس چین خورده – تراستی واقع شده است. این زون ساختاری حاصل برخورد ورقه‌های عربی – اوراسیا و به دنبال آن بالآمدگی ورقه ایران – آناتولی می‌باشد (ناحیه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است) [۲۲].



شکل ۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد و پلدختر به همراه موقعیت ناودیس افرینه، گسترش سازندها و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه [۲۳]. برش انتخاب شده با علامت ستاره نشان داده شده است.

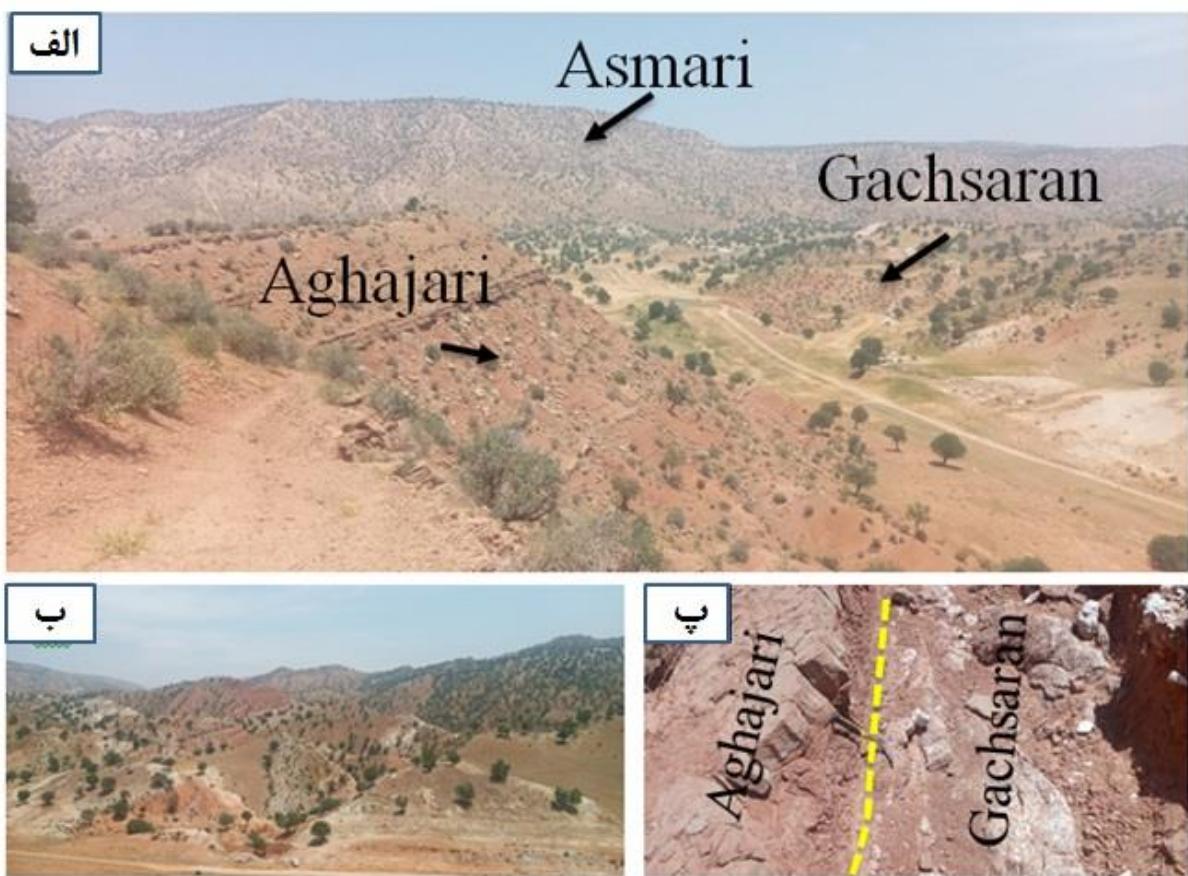


Series	Age/Unit Formation	Thickness (m)	Lithology	Samples No	Description
Miocene					Shale
					Gypsum and anhydrite
					Marl
		90-100			Medium bedded limestone
					Gypsum and anhydrite
		380			Medium to thick bedded dolomite
					Thin bedded sandstone
		61-90			Thin bedded sandy limestone
					Marl
		41-60			Thin bedded limestone
					Gypsum and anhydrite
		1 - 40			Limestone
Asmari					

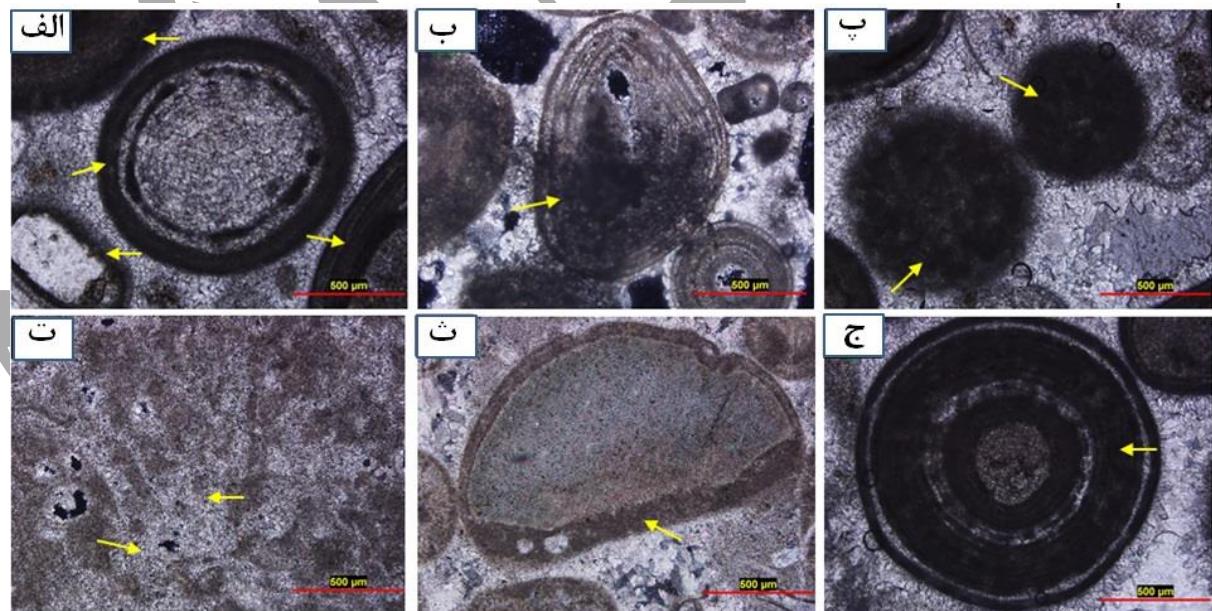
Legend:

- Gypsum and anhydrite
- Sandstone
- Limestone
- Sandy limestone
- Marl

شکل ۳: ستون سنگ‌چینه‌ای سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه.

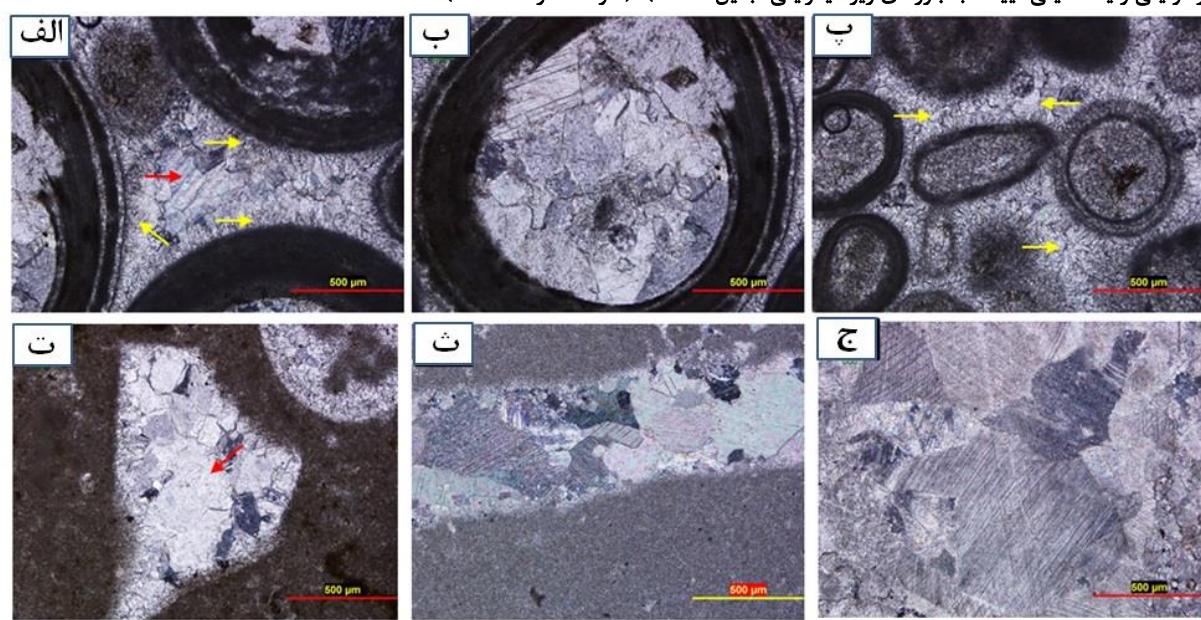


شکل ۴: تصاویر صحراهای سازندهای موجود در ناحیه مورد مطالعه (ناودیس افرینه). (الف): سازندهای آسماری، گچساران و آغاجاری. (ب): گسترش سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه. (پ): مرز شارپ بین سازند گچساران و سازند آغاجاری در ناحیه مورد مطالعه

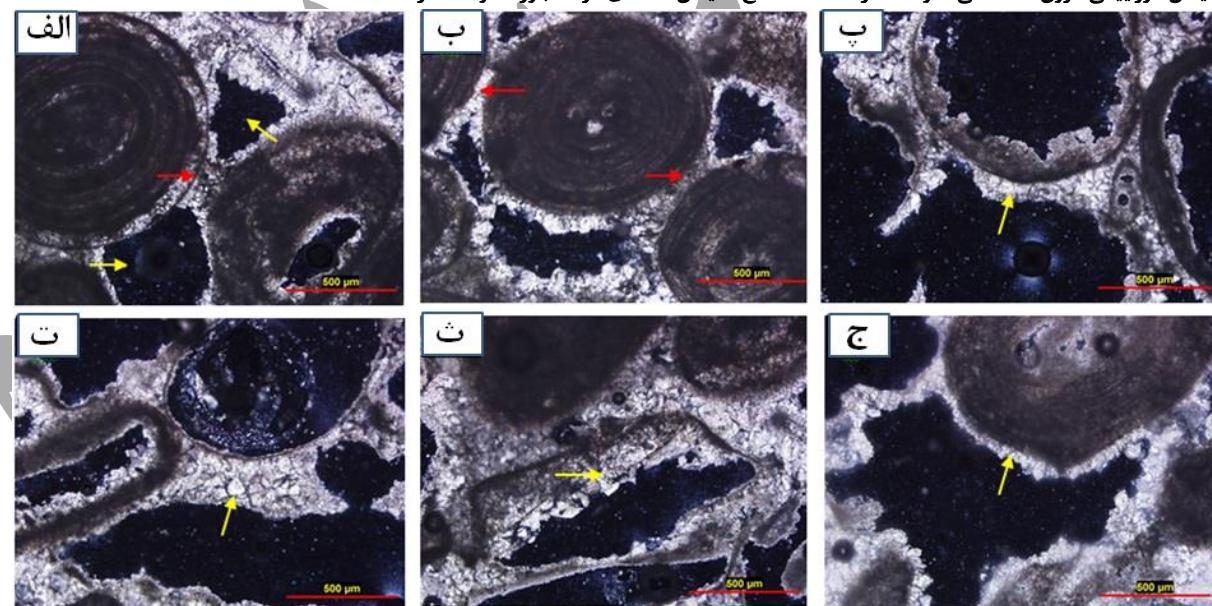


شکل ۵- الف: ایجاد پوشش میکرایتی (پیکاهای زردنگ) در اطراف دانه‌های ایلید در رخساره گرینستون الیبدی. (نمونه شماره Ga-55). ب: ایجاد پوشش میکرایتی ناقص (پیکان زردنگ) بر روی دانه ایلید به گونه‌ای که این پوشش ساختمان داخلی آن‌ها را تا حدودی از بین برده است. (نمونه شماره Ga-18). پ: ایجاد پوشش میکرایتی کامل به گونه‌ای که دانه‌های ایلید میکرایتی شده و ساختمان داخلی آن‌ها کاملاً از بین رفته است (نمونه شماره 18)

33). ت: نوریختی افزایشی (تبديل بلورهای ریز میکرایت به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپار در جهت پیکان‌های زرد رنگ) (نمونه شماره Ga-10). ث: نوریختی کاهشی در اطراف یک قطعه کلستی (احتمالاً قطعه تک بلور خارپوست) (نمونه شماره Ga-44). ج: نوریختی کاهشی (لامینه‌های آرگونیتی و یا کلسیتی اییدها به بلورهای ریز میکرایتی تبدیل شده‌اند) (نمونه شماره Ga-51).

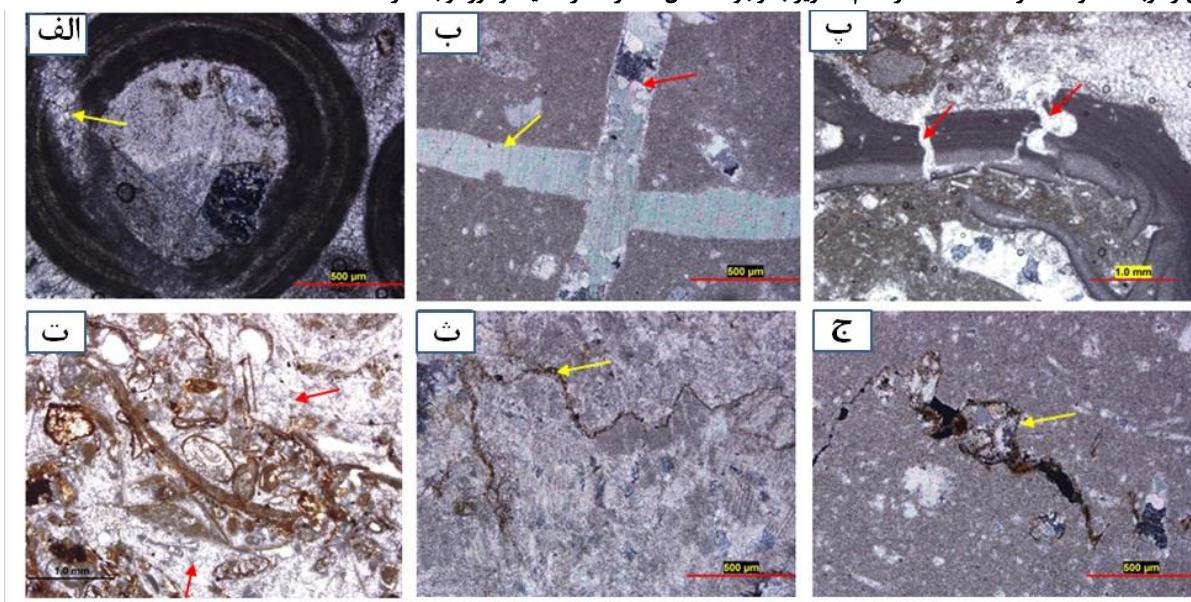


شکل ۶- الف: سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف دانه‌های ایید در یک ریزخساره گرینستون اییدی (پیکان‌های زردرنگ)، پیکان قرمز رنگ سیمان درشت بلور نسل بعدی می‌باشد که فضای بین دانه‌ها را پر کرده است (نمونه شماره Ga-13). ب: سیمان موزاییکی (کلسیت هم‌بعد) درون دانه‌ای (دانه مورد نظر یک ایید است)، (نمونه شماره Ga-22). ب: سیمان موزاییکی هم‌بعد ریزبلور بین دانه‌ای در یک ریزخساره گرینستون اییدی (نمونه شماره Ga-65). ث: سیمان دروزی پر کننده حفره، افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حفره و در جهت پیکان قرمز رنگ می‌باشد (نمونه شماره Ga-41). ج: سیمان موزاییکی درون شکستگی (نمونه شماره Ga-49). (f) ج: سیمان قطعه‌ای درشت‌بلور (نمونه شماره Ga-44).

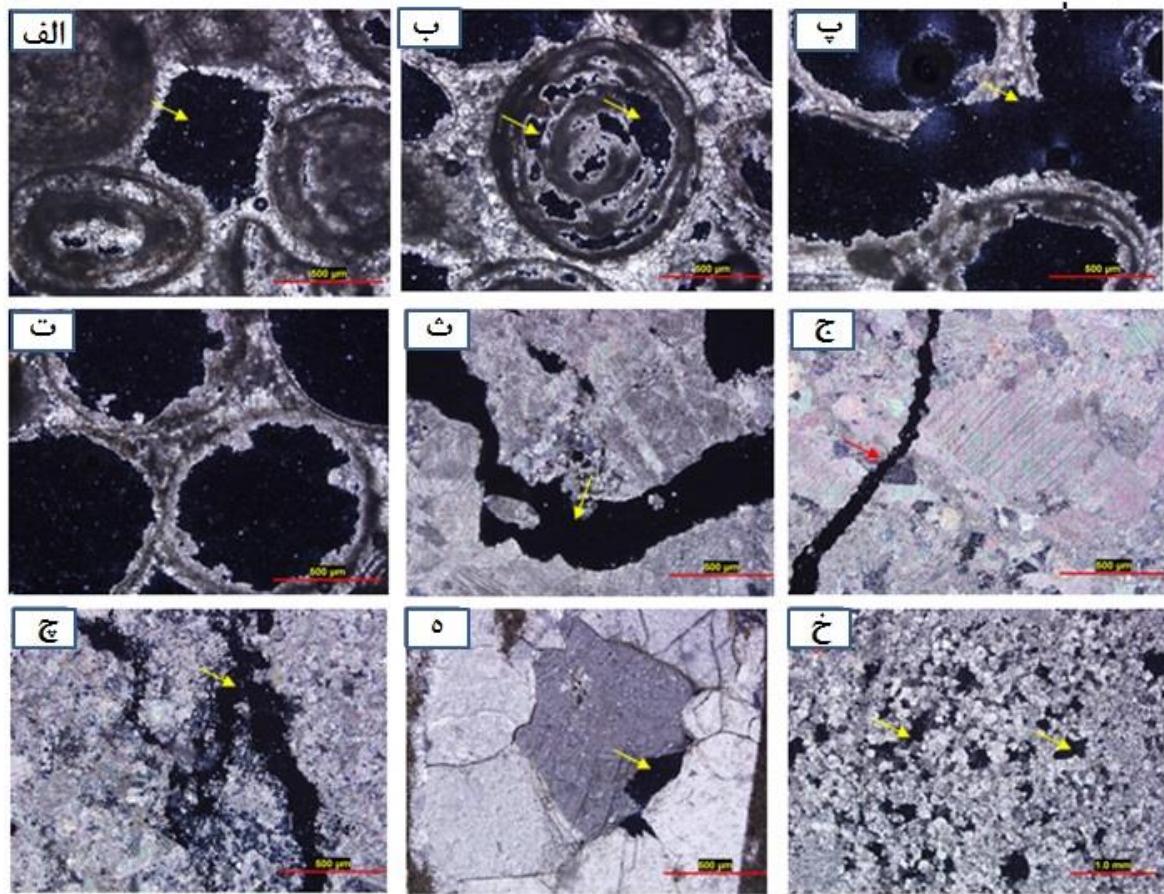


شکل ۷- الف و ب: سیمان هلاله‌ای (مینیسک) بین دانه‌ها (پیکان‌های قرمز)، پیکان‌های زرد رنگ در تصویر a، حفرات گرد تشکیل شده در محیط وادوز را نشان می‌دهند (نمونه شماره Ga-78). پ و ت: سیمان آویزهای (نقلي یا پندنت) تشکیل شده در زير دانه‌ها (نمونه شماره Ga-89). ث: سیمانی شدن

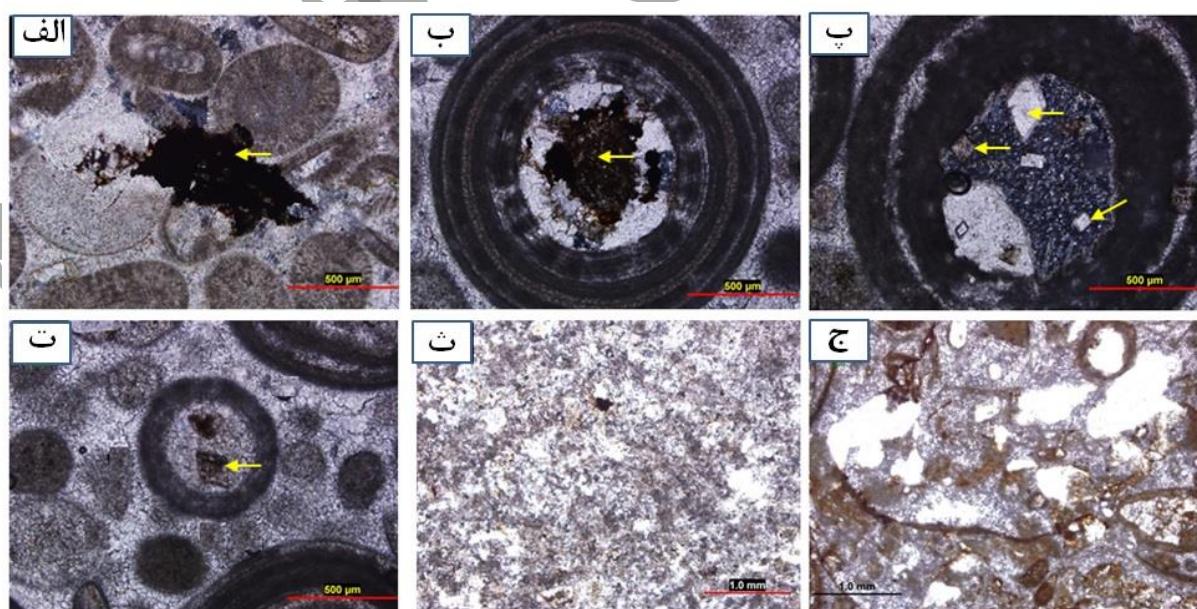
ناقص درون دانه‌ای به دلیل تابع اش باع بودن حفرات از آب (نمونه شماره 91-Ga). ج: سیمانی شدن ناقص اطراف دانه‌ها به دلیل گردش محدود آب در بین رسوبات (نمونه شماره 90-Ga). در تمام تصاویر به وجود اتحال گسترده در محیط وادوز توجه شود.



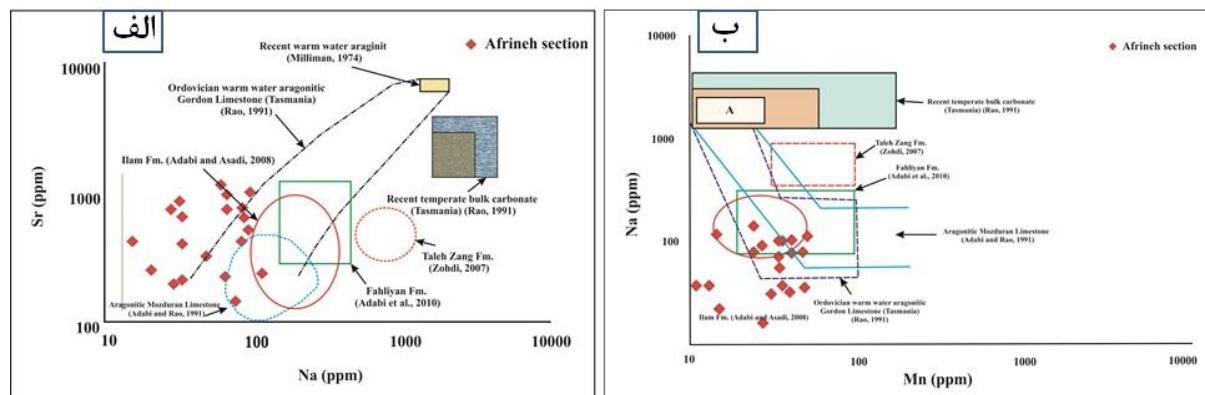
شکل ۸- آلف: شکستگی ایجاد شده در پوسته الپید. این شکستگی در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده است (نمونه شماره 27-Ga). ب: شکستگی‌های ایجاد شده در ریزرساره و کستون بایوکلسیتی. پیکان قرمز رنگ شکستگی جدیدتر می‌باشد و شکستگی قدیمی‌تر (پیکان زرد رنگ) را قطع کرده و آن را جایجا کرده است (نمونه شماره 7-Ga). پ: شکستگی ایجاد شده در یک قطعه جلبک قرمز که در مرحله بعد با سیمان کلسیتی پر شده اند (نمونه شماره 32-Ga). ت: ایجاد فابریک دانه به دانه. توسعه سیمان در برخی از قسمت‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ) مانع از نزدیک شدن بیشتر دانه‌ها به هم شده است (نمونه شماره 34-Ga). ث: استیلولیت (نمونه شماره 11-Ga). ج: استیلوموتل (نمونه شماره 19-Ga).



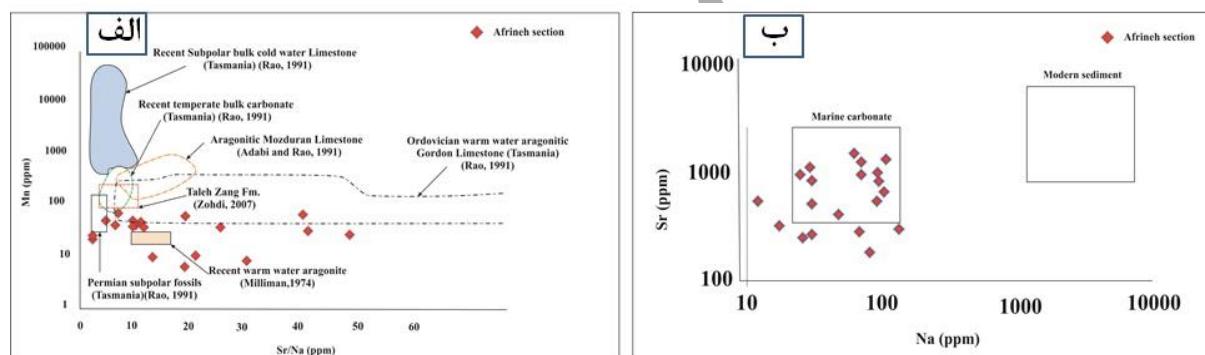
شکل ۹-الف: تخلخل بین دانه‌ای در ریزرساره گرینستون الییدی(نمونه شماره Ga-86). ب: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای (دانه مورد نظر یک الیید است) (نمونه شماره Ga-88). پ: تخلخل کانالی (نمونه شماره Ga-93). ت: تخلخل قالبی در دانه‌های الیید (نمونه شماره Ga-95). ج: تخلخل حاصل از استیلوموقل (نمونه شماره Ga-70). ج: تخلخل حاصل از شکستگی (نمونه شماره Ga-59). د: تخلخل حاصل از استیلوولیت (نمونه شماره Ga-43). ح: تخلخل بین بلوری در بلورهای درشت کلسیتی (نمونه شماره Ga-30). خ: تخلخل بین بلوری در ریزرساره دولومادستونی (نمونه شماره Ga-36).



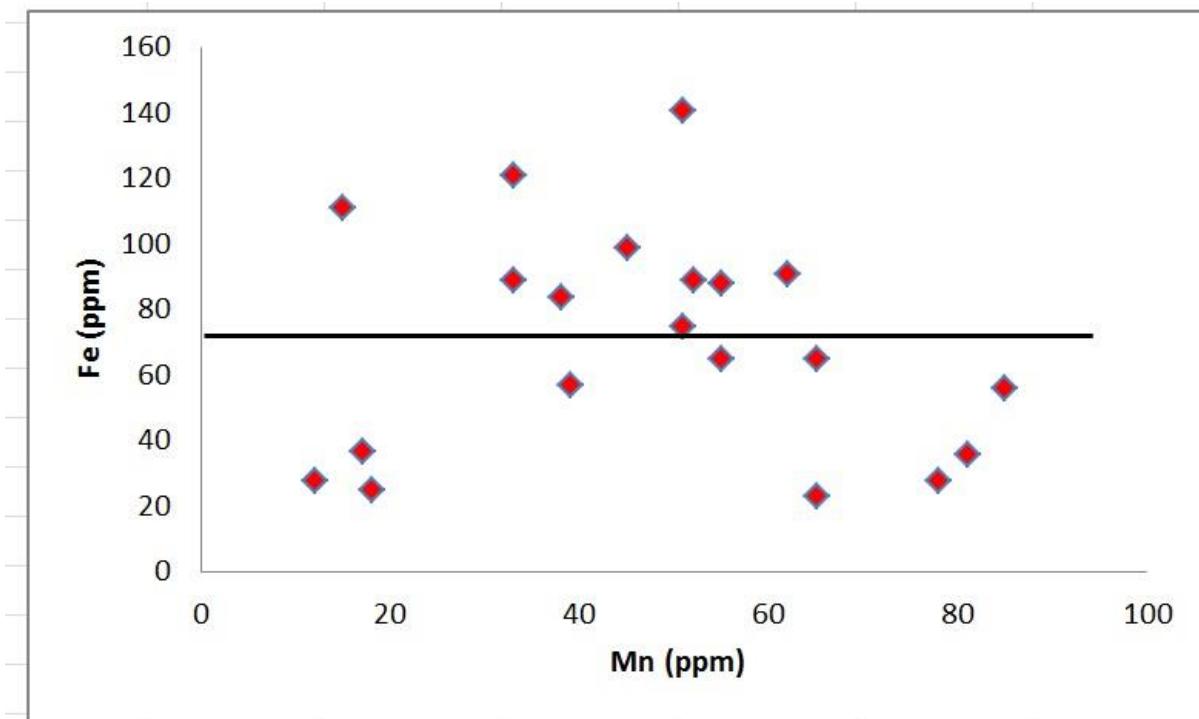
شکل ۱۰-۱: الف: تشکیل پیریت به صورت جانشینی در ریزرساره گرینستون اییدی (نمونه شماره Ga-52). ب: تشکیل پیریت به صورت جانشینی در درون دانه (دانه مورد نظر یک ایید است) (نمونه شماره Ga-53). پ و ت: تشکیل دولومیت به صورت جانشینی در درون دانه‌های ایید (نمونه شماره Ga-55). ث: سیلیسی شدن به صورت جانشینی در زمینه سنگ (نمونه شماره ۱۹). ج: سیلیسی شدن به صورت جانشینی در آلوکمها (نمونه شماره .(Ga-21



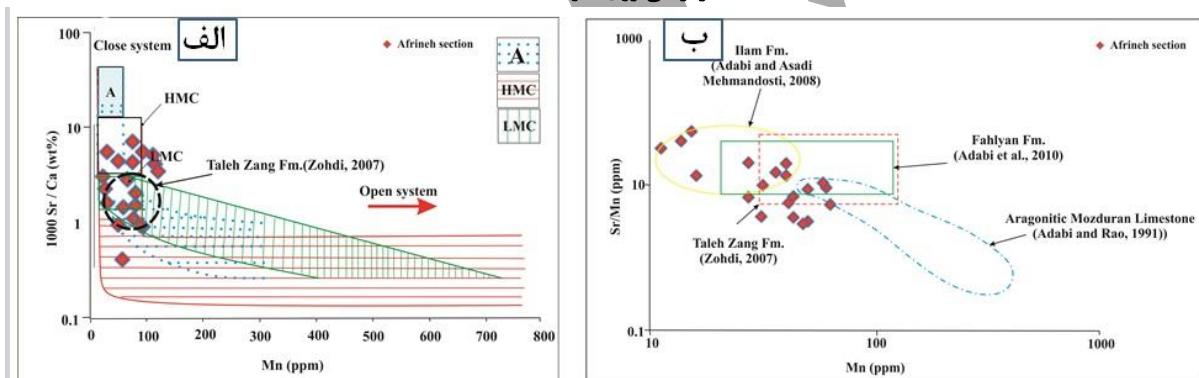
شکل ۱۱: الف: تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ آهک‌های سازند گچساران در برش ناودیس افرینه با محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) [۲۲]، سنگ آهک‌های آراغونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوبیسین) [۱۳]، محدوده آرگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر [۱۱]، محدوده کربنات‌های معتدل عهد حاضر تاسمانیا [۷۴ و ۷۳]، سنگ آهک‌های سازند تلهزنگ برش نمونه و تقدیس کیالو [۸۰]. سازند ایلام [۹]. مقایسه شده است. همانطور که از شکل پیداست، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده سنگ آهک‌های سازند گوردون اردوبیسین تاسمانیا و یا نزدیک به محدوده آن با ترکیب کانی شناسی اولیه آراغونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیاژن متاوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد. ب: ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز در سنگ آهک‌های سازند گچساران. همان طور که مشاهده می‌شود، تقریباً بیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوبیسین تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیه آراغونیتی قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲-۱: الف: تغییرات نسبت Sr/Na در برابر Mn. همان‌طور که مشاهده می‌شوند نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران، برش ناودیس افرینه در محدوده سنگ آهک‌های آراغونیتی گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند. تمام نمونه‌های آهکی مطالعه شده از برش مورد مطالعه دارای مقادیر  $(Sr/Na > 1)$  هستند که گویای ترکیب کانی شناسی اولیه آراغونیتی هستند. ب: روند تغییرات Na در برابر Sr از قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کربنات‌های دریایی است. ج: روند تغییرات Mn در برابر Sr، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشابه کانی شناسی اولیه کربنات‌های آراغونیتی سازند مزدوران قرار دارند [۲۴].

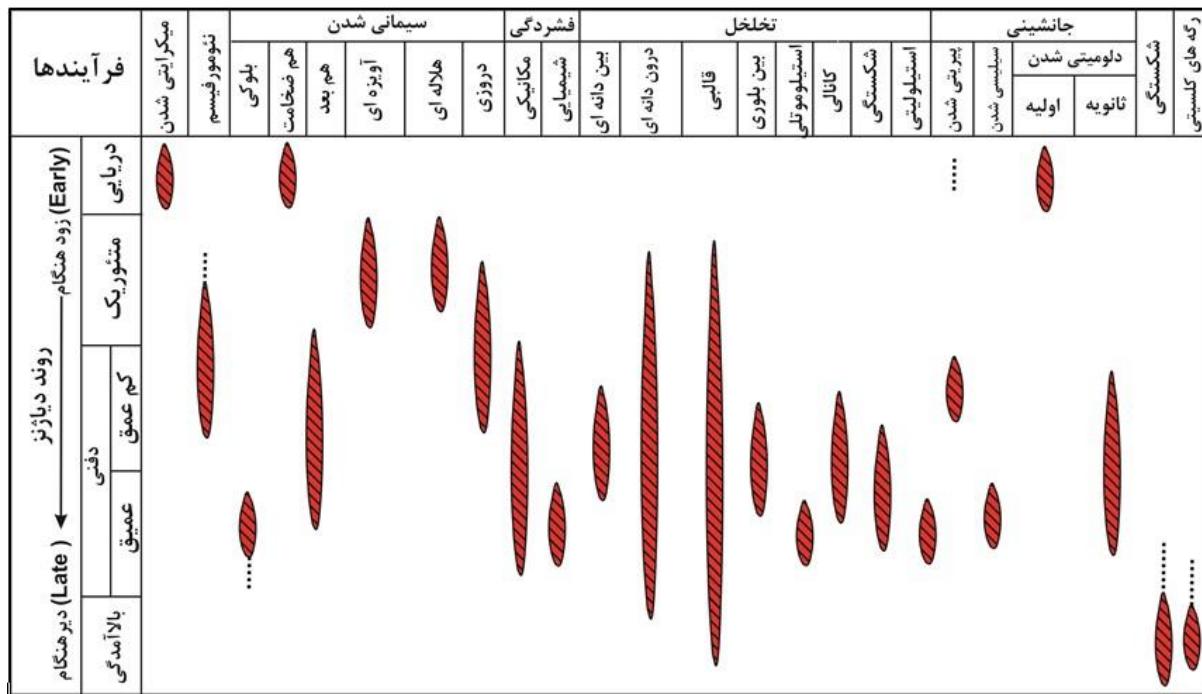


شکل ۱۳: رسم مقادیر آهن در برابر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند گچساران برش افرینه که بیانگر تأثیر فرایندهای دیاژنزی غیردریابی روی نمونه هاست.



شکل ۱۴-الف: روند تغییرات نسبت  $\text{Sr}/\text{Ca}$  در برابر  $\text{Mn}$ . مقادیر متوسط نسبت استرانسیم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد. ب: نمودار تغییرات نسبت  $\text{Sr}/\text{Mn}$  در برابر  $\text{Mn}$ . نسبت بالای  $\text{Sr}/\text{Mn}$  در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به سنگ آهک‌های مزدوران، بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد.

جدول ۱ - توالی پارازیتیکی سازند گچساران در برش مورد مطالعه (ناودیس افرینه)، بخش قرمز رنگ فراوانی زیاد و خط چین فراوانی کمتر را نشان می‌دهد.



جدول ۲- نتایج آنالیز عنصری سازند گچساران در ناحیه مورد مطالعه. پارامترهای آماری میانگین، حداقل نیز گزارش شده است.

Sample No.	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Sr/Mn	Sr/Ca	Sr/Na	1000*Sr/Ca (wt.%)
Ga-1	۴۵/۵	۱/۲	۱۴۱	۵۱	۱۴۸۰	۵۸	۲۹	۳۲/۵	۲۵/۵	۳/۲۵
Ga-۲	۳۷/۶	-۰/۲۵	۸۹	۳۳	۳۳۸	۱۲۱	۱۰/۲	۱۰/۱	۲/۸	۱/۰۱
Ga-۳	۲۲/۸	۱/۱۲	۲۵	۱۸	۳۵۸	۱۷	۱۹/۹	۱۵	۲۱/۱	۱/۰
Ga-۴	۲۱	-۰/۰۲	۸۸	۵۵	۳۰۲	۲۹	۵/۵	۱۴/۴	۱۰/۴	۱/۴۴
Ga-۵	۳۶/۲	-۰/۴	۳۶	۸۱	۱۱۲۱	۲۸	۱۳/۸	۳۱	۴۰	۳/۱
Ga-۶	۲۹/۷	۲/۶	۱۲۱	۳۳	۹۸۰	۶۵	۷۶۲۹	۳۳	۱۵/۱	۳/۳
Ga-۷	۴۴/۶	۳/۶	۱۱۱	۱۵	۸۷۲	۲۹	۵۸/۱	۱۹/۶	۳۰/۱	۱/۹۶
Ga-۸	۳۳/۹	۲/۵	۲۸	۷۸	۱۲۵۱	۶۵	۱۶	۳۶/۹	۱۹/۲	۳/۶۹
Ga-۹	۲۱/۸	۱/۱	۶۵	۶۵	۸۶۰	۸۷	۱۳/۲	۳۹/۴	۹/۹	۳/۹۴
Ga-۱۰	۳۹/۷	۲/۹	۸۹	۵۲	۴۵۰	۴۵	۸/۷	۱۱/۳	۱۰	۱/۱۳
Ga-۱۱	۴۱/۸	-۰/۲۳	۵۷	۳۹	۵۸۰	۱۲	۱۴/۹	۱۳/۹	۴۸/۳	۱/۳۹
Ga-۱۲	۲۵/۷	۲/۷	۵۶	۸۵	۶۹۹	۹۵	۸/۲	۲۷/۲	۷/۴	۲/۲۷
Ga-۱۳	۳۳/۱	-۰/۹	۲۳	۶۵	۳۲۱	۶۳	۴/۹	۹/۷	۵/۱	-۰/۹۷
Ga-۱۴	۲۸/۹	-۰/۵	۹۱	۶۲	۲۸۵	۲۵	۴/۶	۹/۹	۱۱/۴	-۰/۹۹
Ga-۱۵	۴۲/۱	۱/۸	۹۹	۴۵	۹۸۳	۲۴	۲۱/۸	۲۲/۳	۴۱	۲/۳۳

Ga-۱۶	۲۲/۵	۰/۱	۲۸	۱۲	۵۵۴	۲۹	۴۶/۲	۲۴/۶	۱۹/۱	۲/۴۶
Ga-۱۷	۳۳/۷	۱/۸	۳۷	۱۷	۱۳۱۱	۹۸	۷۷/۱	۳۸/۹	۱۳/۴	۳/۸۹
Ga-۱۸	۳۱/۸	۱/۵	۶۵	۵۵	۵۷۹	۸۴	۱۰/۵	۱۸/۲	۶/۹	۱/۸۲
Ga-۱۹	۴۰/۶	۱/۳	۸۴	۲۸	۲۱۴	۷۵	۵/۶	۵/۳	۲/۹	۰/۵۳
Ga-۲۰	۲۱/۲	۱/۱۲	۷۵	۵۱	۱۰۱۱	۸۵	۱۹/۸	۷۴۷/۷	۱۱/۹	۴/۷۷
Max	۴۵/۵	۳/۶	۱۹۱	۸۵	۱۴۸۰	۱۲۱	۷۷/۱۲	۴۷/۶۹	۴۸/۳۴	۴/۷۷
Min	۲۱	۰/۰۲	۲۳	۱۲	۲۱۴	۱۲	۴/۶	۵/۲۷	۲/۷۹	۰/۵۳
Average	۳۲/۵۶	۱/۳۹	۷۰/۴	۴۷/۵۰	۷۲۷/۴۵	۵۶/۷	۲۰/۹	۲۳/۰۹	۱۷/۵۷	۲/۳۱

دسته هایی از  
گلخانه های  
گلخانه های