

تحلیل محیط رسوب گذاری و پس از رسوب گذاری سازند فهلیان در تاقدیس های لار و خامی (پهنه ایذه)

لیلا آزاد شهرکی^۱، حسین رحیم پور بناب^{۲*}، محسن رنجبران^۳ و عبدالحسین گنگازیان^۴

^۱دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲استاد، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳استادیار، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۵/۳۱

چکیده

سازند کربناته فهلیان با سن کرتاسه زیرین (نئوکومین) یکی از سنگ مخزن های مهم گروه خامی در حوضه نفتی زاگرس است. در این پژوهش، توالی رسوبی این سازند در تاقدیس های لار (با ستبرای ۶۲۰ متر) و خامی (با ستبرای ۵۱۷ متر) در پهنه ایذه به منظور شناسایی ریزرخساره ها، محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنزی مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات سنگ نگاری به شناسایی ۱۶ ریزرخساره مربوط به ۵ کمربند رخساره ای پهنه کشندی، کولاب، پشته کربناته، رمپ میانی و بیرونی انجامید. ریزرخساره های گریستونی در برش لار در مقایسه با برش خامی فراوان تر بوده اند. نبود رسوبات توریدایتی و رخساره های ریفی و وجود تغییرات تدریجی در رخساره ها نشان می دهد که سازند فهلیان در محیط رمپ کربناته همشیب نهشته شده است که ویژگی های رخساره ای مانند گل غالب بودن و گسترش کم رخساره های پراثری (همچون رخساره های پشته کربناته) نشان از پشت به باد بودن این رمپ دارد. بر پایه مطالعات سنگ نگاری، مهم ترین فرایندهای دیاژنزی که کربنات های این سازند را تحت تأثیر قرار داده اند، میکریتی شدن، سیمانی شدن، انحلال، نوشکلی، فشردگی، شکستگی و دولومیتی شدن هستند. به دلیل نهشت در پهنه نوری کم ژرفا و نرخ بالای رسوب گذاری کربنات، ستبرای سازند فهلیان در هر دو برش قابل توجه است؛ ولی نقشه هم ستبرای رسم شده (برای پهنه ایذه و پهنه های هم جوار)، بیشترین ستبرای سازند فهلیان را در برش لار نشان می دهد. از این رو، کانون رسوب گذاری فهلیان در ناحیه لار در نظر گرفته می شود. تغییرات در ستبرای توالی رسوبی فهلیان در برش های لار و خامی، به گمان قوی ناشی از فعالیت هم زمان با رسوب گذاری گسل های پی سنگی شمالی- جنوبی (همچون گسل کازرون) بوده است. تفاوت در میزان فشردگی تدفینی نهشته ها (ناشی از تفاوت های رخساره ای و دیاژنزی) نیز موجب تغییرات ثانویه (تدفینی) ستبرای سازند فهلیان شده است.

کلیدواژه ها: سازند فهلیان، ریزرخساره، محیط رسوبی، دیاژنز، رمپ کربناته، گسل های پی سنگی، پهنه ایذه.

E-mail: rahimpor@ut.ac.ir

* نویسنده مسئول: حسین رحیم پور بناب

۱- پیش نوشتار

و در جنوب خاوری پهنه ایذه جای گرفته است (شکل ۱). فعالیت های ساختاری چیره ای در این پهنه گسلی رخ داده که سبب ایجاد یک حوضه رسوبی کم ژرفا در ناحیه فارس و حوضه رسوبی ژرف در لرستان شده است (Sepehr and Cosgrove, 2004). برش های کوه لار با ستبرای ۶۲۰ متر و مختصات $56^{\circ}12'50''$ طول خاوری و $30^{\circ}36'40''$ عرض شمالی و کوه خامی با ستبرای ۵۱۷ متر و مختصات $50^{\circ}59'33''$ طول خاوری و $30^{\circ}25'16''$ عرض شمالی در حدود ۵۰ کیلومتری شمال شهرستان گچساران جای گرفته اند. در این برش ها مرز بالایی سازند فهلیان به طور پیوسته با شیل ها و مارن های گدوان و مرز پایینی به طور ناپیوسته با دولومیت های سازند سورمه محدود شده است. در مرز زیرین این سازند با سازند سورمه چند نوار دولومیتی قهوه ای رنگ دیده می شود که ممکن است در این نواحی، آخرین نوارهای دولومیتی قهوه ای رنگ معادل سازند هیث باشد (شکل ۲).

۲- روش کار

در این پژوهش و به منظور تعیین ریزرخساره های رسوبی و فرایندهای دیاژنزی اثرگذار بر کربنات های سازند فهلیان در پهنه ایذه، ۴۳۰ برش نازک میکروسکوپی از برش های چینه ای لار و خامی برای مطالعات سنگ نگاری استفاده شد. ریزرخساره ها بر پایه تفاوت های بافتی، نوع و میزان فراوانی دانه های اسکلتی و غیراسکلتی، فراوانی خمیره و سیمان نمونه ها شناسایی و تفکیک و بر پایه رده بندی (Dunham (1962) و (Embry and Klovan (1971) نام گذاری شدند ریزرخساره های تعیین شده با ریزرخساره های استاندارد (Flugel (2010) و Wilson (1975) همخوانی داده شده اند. سپس جایگاه ریزرخساره های شناسایی شده در مدل رسوبی و همچنین نوع محیط رسوبی، با مدل های رسوبی ارائه شده (Burchette and Wright, 1992)؛

سازند کربناته فهلیان با سن کرتاسه زیرین یکی از مخازن مهم گروه خامی در حوضه نفتی زاگرس و معادل سازند یاماما در عربستان سعودی و عراق و همچنین سازند رتاوی در کویت و عراق است (Sharland et al., 2004). سازند فهلیان را می توان در همه مناطق فارس، شمال خاوری خوزستان و شمال خاوری لرستان دید؛ ولی در جنوب باختری لرستان و خوزستان، این سازند به شیل و سنگ آهک های سازند گرو تبدیل می شود (آقناباتی، ۱۳۸۳؛ مطیعی، ۱۳۷۲). برش نمونه این سازند در نزدیکی دهکده فهلیان از توابع نورآباد ممسنی در ناحیه فارس قرار دارد که نخستین بار (James and Wynd (1965) آن را مطالعه و سن آن را نئوکومین معرفی کرده و آن را در گروه خامی بالایی جای داده اند. در سال های اخیر پژوهش های گوناگونی بر روی محیط های رسوبی (هادی پیکانی، ۱۳۸۳؛ شاه کرم، ۱۳۸۴؛ Jamalian et al., 2011؛ Sahraeyan et al., 2013؛ چینه نگاری سکاسی (نورافکن، ۱۳۸۷؛ Van Buchem et al., 2006؛ Maleki and Lasemi, 2011) و دیاژنز (Jamalian and Adabi, 2015؛ Adabi et al., 2010) سازند فهلیان انجام شده است. این مطالعات نشان می دهند که حوضه نهشت سازند فهلیان در برگیرنده محیط های رسوبی متفاوت در موقعیت های گوناگون است و بررسی این سازند در نواحی مختلف زاگرس امری ضروری است. برش های چینه ای لار و خامی در سال ۱۳۸۳ توسط پیریایی و همکاران در یک مطالعه ناحیه ای برداشت و به طور اجمال مطالعه شد. از آنجایی که مطالعه حاضر در راستای پروژه های شرکت نفت تعریف شده، سعی شده است تا در یک مقیاس محلی تر ریزرخساره ها، محیط های رسوب گذاری و همچنین فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر سازند فهلیان در این برش ها مورد کنکاش ناحیه مورد مطالعه در میان گسل کازرون در خاور و گسل ایذه در باختر

Wilson, 1975; Flugel, 2010) مقایسه و تعیین شده است. همچنین فرایندهای دیاژنزی اثرگذار بر این نهشته‌ها شناسایی و توصیف شده‌اند.

۳- بررسی ریزرخساره‌ها در برش‌های لار و خامی

بر پایه مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی کربنات‌های سازند فهلیان در برش‌های لار و خامی، ۱۶ ریزرخساره در پنج کمربند رخساره‌ای شناسایی شده که در ادامه شرح داده می‌شوند.

۳-۱. ریزرخساره‌های رمپ بیرونی (Outer ramp)

– **مادستون/وکستون دارای سوزن اسفنج (F1) (Sponge spicule mudstone/wackestone):** این ریزرخساره دارای لایه‌بندی متوسط تا ستر است که مهم‌ترین اجزای آن را سوزن اسفنج کلسیتی شده با فراوانی ۱۰ تا ۳۰ درصد تشکیل می‌دهد. دیگر بیوکلاست‌های این ریزرخساره شامل قطعات اکتینودرم و دوکفه‌ای‌های پوسته نازک با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد هستند و به مقدار کمتر گاستروپود نیز در این ریزرخساره دیده می‌شود (شکل ۳- الف). این ریزرخساره معادل با Flugel (2010) RMF3 است و بافت گل‌پشتیبان و مقادیر فراوان سوزن اسفنج، آن را به رمپ بیرونی نسبت می‌دهد.

– **مادستون بیوکلاستی (F2) (Bioclast mudstone):** قطعات کوچک اکتینودرم، دوکفه‌ای‌های با دیواره نازک و گاستروپود اجزای فسیلی هستند که به مقدار بسیار کم در زمینه کاملاً گلی در این ریزرخساره دیده می‌شوند (شکل ۳- ب). این ریزرخساره معادل با Flugel (2010) RMF5 است و بافت گل‌پشتیبان و مقادیر کم بیوکلاست در آن نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط کم‌انرژی رمپ بیرونی است.

۳-۲. ریزرخساره‌های رمپ میانی (Mid ramp)

– **وکستون بیوکلاستی (F3) (Bioclast wackestone):** الگوی لایه‌بندی در این ریزرخساره بیشتر ستر تا توده‌ای است و بیوکلاست اصلی آن را خرده‌های اکتینودرم با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد تشکیل می‌دهد. دوکفه‌ای، گاستروپود، خرده‌های جلبک سبز، روزن‌بران کفزی (برای نمونه شوفا، لنتیکولینا و تکستولاریا) و مقادیر ناچیزی سوزن اسفنج در برخی بخش‌ها، از دیگر قطعات فسیلی در این رخساره هستند (شکل ۳- پ). این ریزرخساره قابل مقایسه با رخساره Flugel (2010) RMF7 است. از آنجا که نبود موجودات چارچوب‌ساز در سکوی کربناتی سبب جابه‌جایی زیاد نهشته‌ها می‌شود و همچنین با توجه به حمل آسان خرده‌های جلبک آهکی این ذرات می‌تواند از محیط‌های کولابی و پشته‌های زیرآبی حمل شوند و به محیط‌های دریای باز گسترش یابند (Flugel, 2010). وجود خمیره گلی به همراه فراوانی قطعات فسیلی (اکتینودرم و دوکفه‌ای) و مقادیر کم خرده‌های جلبک سبز و روزن‌بران کفزی نشان‌دهنده تشکیل این ریزرخساره در رمپ میانی است.

۳-۳. ریزرخساره‌های رمپ درونی (Inner ramp)

– **ریزرخساره‌های پشته کربناته (Shoal):**

• **گرینستون اینتراکلاستی (F4) (Intraclast grainstone):** اینتراکلاست‌های گردشده با جورشدگی ضعیف (در اندازه ۱ تا ۴ میلی‌متر) با فراوانی بیش از ۴۰ درصد و اگرگات‌ها (در اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر) با فراوانی ۲۰ درصد اجزای اصلی در این ریزرخساره هستند. آئیدها (در اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، پلوییدها (در اندازه ۰/۲ میلی‌متر) و بیوکلاست‌ها (در اندازه میانگین ۱ تا ۲ میلی‌متر) نیز با فراوانی ۵ درصد، اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۳- ت). این رخساره قابل مقایسه با Flugel (2010) RMF26 است. حضور اینتراکلاست‌ها و دانه‌های اگرگات در سیمان کلسیت اسپاری نشان‌دهنده افزایش انرژی در محیط (Adabi et al., 2010) و گسترش سیمان دریایی هم‌ستبر، تشکیل این ریزرخساره را در محیط فریاتیکی دریایی تأیید می‌کند (Bathurst, 1975) و به محیط رو به دریای پشته کربناته تعلق دارد. لایه‌بندی در این ریزرخساره بیشتر نازک تا متوسط با لامیناسیون افقی و مورب است.

• **گرینستون آئیدی (F5) (Ooid grainstone):** جزو اصلی این ریزرخساره را که بیشتر با لایه‌بندی نازک تا متوسط دیده می‌شود، آئیدهای هم‌مرکز در اندازه ۰/۵ میلی‌متر و با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ تشکیل می‌دهد. در برخی نمونه‌ها ساختمان هم‌مرکز

در اثر میکرایتی شدن از بین رفته است که در این صورت شناسایی آئیدها بر پایه شبه آنها صورت می‌گیرد. اکتینودرم با حاشیه میکرایتی، دوکفه‌ای و روزن‌بران کفزی شامل تکستولاریا و میلیولید از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند (شکل ۳- ج). این ریزرخساره معادل با Flugel (2010) RMF29 بوده و تنها در برش چینه‌ای لار دیده شده است. زمینه اسپاریتی و فراوانی آئیدها بیانگر نهشت این ریزرخساره در انرژی بالای محیط در بخش رو به دریای پشته‌های کربناته است (Tucker, 2001).

• **گرینستون بیوکلاستی (F6) (Bioclast grainstone):** قطعات بیوکلاستی در این ریزرخساره شامل روزن‌بران کفزی بیشتر از نوع تکستولاریا، میلیولید، دوخانیا (در اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر) با فراوانی بیش از ۳۰ درصد، قطعات جلبک سبز (حدود ۲۵ درصد) در اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر، بیوکلاست‌های میکرایتی شده (حدود ۵ درصد) و به مقدار کمتر دوکفه‌ای، گاستروپود و اکتینودرم است که در یک زمینه اسپاریتی و در لایه‌بندی‌های بیشتر متوسط سازمان پیدا کرده‌اند (شکل ۳- چ). این ریزرخساره قابل مقایسه با Flugel (2010) RMF 27 بوده و بافت دانه‌پشتیبان و بدون میکرایت آن، بیانگر انرژی بالای محیط رسوب‌گذاری است و با توجه به اجزای این ریزرخساره به یک پشته بیوکلاستی، به ویژه بخش رو به کولاب پشته کربناته تعلق دارد.

• **گرینستون پلوییدی (F7) (Peloid grainstone):** این ریزرخساره دارای لایه‌بندی نازک تا متوسط، لامیناسیون افقی و دانه‌بندی تدریجی عادی است که بیشتر از پلویید (بیش از ۶۰ درصد) در اندازه ۰/۲ تا ۱ تشکیل شده است. همچنین با توجه به وجود اثراتی از دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی به نظر می‌رسد که این پلوییدها از میکرایتی شدن دانه‌های کربناته پیشین حاصل شده باشند. دیگر آلوکم‌های دیده شده در این ریزرخساره، اینتراکلاست و مقادیری بیوکلاست شامل قطعات اکتینودرم، روزن‌بران کفزی (تکستولاریا و میلیولید) هستند (شکل ۳- ح). این ریزرخساره معادل Flugel (2010) RMF 27 است و بافت دانه‌پشتیبان، جورشدگی و گردشگی خوب اجزای، دانه‌بندی تدریجی و سیمان دور ذره‌ای هم‌ستبراً همگی نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در زیرمحیط پشته کربناته است.

• **گرینستون گاستروپودی (F8) (Gastropod grainstone):** گاستروپودهای دارای پوشش میکرایتی در اندازه ۰/۵ تا ۴ میلی‌متر با فراوانی بیش از ۵۰ درصد، جزو اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره به شمار می‌آیند. اجزای فرعی این ریزرخساره، جلبک سبز داسی کلازاسه با حاشیه میکرایتی (کمتر از ۵ درصد) است (شکل ۳- خ). این ریزرخساره که بیشتر دارای لایه‌بندی متوسط تا ستر است را می‌توان معادل Flugel (2010) RMF 27 در نظر گرفت که در بخش رو به کولاب پشته‌های بیوکلاستی نهشته شده و تنها در برش چینه‌ای لار دیده شده است. گاه اندازه گاستروپودها به میزان زیادی افزایش می‌یابد و حالتی شبیه به فلوتستون را در سطح سنگ نشان می‌دهد.

• **پگستون – گرینستون آنکوئید پلوییدی (F9) (Peloid oncoid packstone-grainstone):** آنکوئید با فراوانی بیش از ۳۵ درصد و در اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، جزو مهم تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است که به همراه پلویید (۲۰ درصد) آلوکم‌های آن را تشکیل می‌دهد (شکل ۳- د). هسته آنکوئیدها را قطعات فسیلی تشکیل می‌دهند. از اجزای فرعی این ریزرخساره که دارای لایه‌بندی ستر تا توده‌ای است می‌توان به اکتینودرم، دوکفه‌ای و لیتوکودیم اشاره کرد. این ریزرخساره قابل مقایسه با Flugel (2010) RMF 21 بوده و تنها در برش چینه‌ای خامی دیده شده است. بافت دانه‌پشتیبان و میکرایت ناچیز این رخساره نشان‌دهنده نهشته شدن آن در محیطی با انرژی بالا و احتمالاً در پشته‌های کربناته است که بیشتر با آرایش موازی خط ساحلی بر روی رمپ کربناته جای می‌گیرند (Flugel, 2010).

– **ریزرخساره‌های کولاب (Lagoon):**

• **پگستون پلوییدی بیوکلاستی (F10) (Bioclast peloid packstone):** این ریزرخساره که دارای لایه‌بندی ستر تا توده‌ای است از اجزای پلوییدی در اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر با فراوانی حدود ۴۰ درصد تشکیل شده است. بیوکلاست‌های این

Flugel (2010) RMF 19 است و با توجه به افزایش یک‌باره انرژی در شرایط توفانی در پهنه‌های کشتندی و محیط‌های کم‌ژرفای دریایی تشکیل می‌شود (Flugel, 2010).

• **دولومادستون (F16) (Dolomudstone):** این ریزرخساره کاملاً از بلورهای دولومیت ریزدانه (۱۰ تا ۲۰ میکرونی) تشکیل شده است (شکل ۱۲- س). با توجه به فابریک و اندازه بسیار ریز بلورها، حفظ بافت اولیه رسوبی و نبود آلوکم می‌توان نتیجه گرفت این دولومیت‌ها از نوع اولیه هستند و در شرایط سطحی، دمای پایین و در زیر محیط‌های فراکشنندی تشکیل شده‌اند (Adabi, 2009). این ریزرخساره را می‌توان معادل RMF 22 (Flugel, 2010)، متعلق به بخش بالایی پهنه کشتندی در نظر گرفت که تنها در برش چینه‌ای لار به چشم می‌خورد.

با توجه به ریزرخساره‌های شناسایی شده در دو برش چینه‌ای (شکل‌های ۴ و ۵)، گسترش هر یک از ریزرخساره‌ها و کمربند‌های رخساره‌ای در برش‌های مورد مطالعه به دست آمده است که بررسی آماری آنها (شکل‌های ۶ تا ۹) می‌تواند موقعیت آنها را در محیط رسوبی مشخص کند. بیشترین فراوانی در برش کوه لار در کل مربوط به کمربند رخساره‌ای کولاب (۵۵٪) و پس از آن کمربند رخساره‌ای پشته کربناته (۲۳٪) است. در جایگاه‌های بعدی کمربند‌های رخساره‌ای رمپ میانی (۱۰٪) و پهنه کشتندی (۷٪) و در پایان کمربند رخساره‌ای رمپ بیرونی با کمترین فراوانی جای می‌گیرد (۵٪). در برش کوه خامی فراوانی بیشتر با ریزرخساره‌های کولاب است (۷۷٪) و پس از آن، کمربند پشته کربناته با فراوانی ۱۱٪ دیده می‌شود. کمربند‌های رخساره‌ای رمپ بیرونی با فراوانی ۷٪، رمپ میانی با فراوانی ۴٪ و پهنه کشتندی با فراوانی ۱٪ در جایگاه‌های بعدی قرار می‌گیرند.

۴- محیط رسوبی و تغییر ستبرای سازند فهلیان در برش‌های مورد مطالعه

تعیین محیط رسوبی یک سازند تنها بر پایه داده‌های یک یا دو برش نمی‌تواند تحلیل جامعی را به همراه داشته باشد. از این رو لازم است تا از مطالعات ناحیه‌ای هم استفاده شود تا بتوان درک بهتری از موقعیت رسوبی زمان رسوب گذاری سازند به دست آورد. مطالعات ناحیه‌ای نشان می‌دهد که سازند فهلیان در کل ناحیه فارس تا بخش جنوبی فروفادگی دزفول و همچنین خلیج فارس گسترش دارد و در بخش شمالی دزفول به سازند گرو تبدیل می‌شود که یک سازند نهشته شده در یک حوضه درون پلاتفرمی است. تغییرات ناچیز رخساره‌ای و ستبرای سازند فهلیان در گستره زاگرس نشان‌دهنده رسوب گذاری آن در یک رمپ کربناته کم‌شیب است. مطالعه دو برش مورد بررسی در جایی که فهلیان به تدریج به گرو تبدیل می‌شود، برای تعیین دقیق‌تر رخساره‌ها و شرایط دیاژنزی اهمیت بسیاری دارد. با توجه به ریزرخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای تعیین شده، ارتباط‌های عمودی و جانبی رخساره‌ها بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی در برش‌های چینه‌ای (شکل‌های ۴ و ۵)، نبود اجزای موجودات ریف‌ساز مهم، نبود نهشته‌های ریزشی و توریدیتی و همچنین با مقایسه زیرمحیط‌های تعیین شده با محیط‌های عهد حاضر و مدل‌های استاندارد، محیط رسوب گذاری این سازند در برش‌های مورد مطالعه، رمپ کربناته همیشب تشخیص داده شده است. شکل ۱۰ طرح ساده‌ای از محیط رسوب گذاری توالی سازند فهلیان و پراکنش ریزرخساره‌های مطالعه شده را نشان می‌دهد. ویژگی‌های رخساره‌ای مانند گل‌پشتیان بودن آنها و نیز نبود گسترش چشمگیر رخساره‌هایی مانند رخساره‌های پشته کربناته نشان از پشت به باد بودن این رمپ دارند. نتایج مطالعات (Sadooni, 1997) روی کربنات‌های کم‌ژرفا سازند یاماما به سن بریازین- والائزنین (Ziegler, 2001) نیز نشان داده که این سازند در جنوب خاوری عراق در یک رمپ باد پناه با شیب ملایم روی صفحه عربی رسوب گذاری کرده است.

سازند فهلیان در برش لار با ستبرای ۶۲۰ متر و در فاصله ۱۶ کیلومتری کوه خامی جای دارد که ستبرای این سازند در آن حدود ۵۱۷ متر است. به طور کلی، ستبرای قابل توجه توالی کربناته در هر دو برش دال بر نرخ بالای رسوب گذاری کربنات کلسیم در این نواحی است (Coe, 2003). از آنجایی که رسوب گذاری سازند فهلیان

ریزرخساره شامل خرده‌های جلبک سبز، روزن‌بران کفزی (تکستولاریا، میلیوید و نائیلو کولینا)، لیتو کودیوم، استرماتوپورایید و دوکفه‌ای و اکتینودرم هستند (با فراوانی ۱۵ درصد) که در یک خمیره میکربیتی قرار گرفته‌اند. این رخساره قابل مقایسه با RMF 20 (Flugel, 2010) است. وجود پلویید (Cadjenovic et al., 2008) و خمیره میکربیتی، همراهی جلبک و روزن‌بران کفزی (Flugel, 2010) نشان از تشکیل این ریزرخساره در یک محیط کم‌ژرفا و کم‌انرژی مانند کولاب دارد. گاه در این ریزرخساره وجود برخی اجزای شاخص انرژی بالا مربوط به زیر محیط پشته کربناته (آیید) همراه با آلو کم‌های شاخص زیر محیط کولاب می‌تواند به صورت مخروط‌های شسته شده از پشته‌های کربناته به سوی کولاب در نظر گرفته شود (Flugel, 2010) (شکل ۳- ذ).

• **فلوتستون لیتوکودیوم‌دار (F11) (Lithocodium floatstone):** اجزای کربناته در این ریزرخساره با لایه‌بندی ستبر تا توده‌ای بیشتر شامل جلبک‌های خانواده لیتوکودیوم- باسینلا در اندازه ۱ تا ۵ میلی‌متر و با فراوانی ۳۵ درصد است. از دیگر اجزای اسکلتی آن، روزن‌بران کفزی سدوسیکلامینا، دخانیا، تکستولاریا و میلیوید، خرده‌های جلبک سبز داسی کلاداسه، دوکفه‌ای، استرماتوپورایید و اکتینودرم (با فراوانی مجموع ۲۵ درصد) را می‌توان نام برد (شکل ۳- ر). گسترش لیتوکودیوم- باسینلا با شرایط شوری عادی آب دریا و محیط‌های بسیار کم‌ژرفا با میزان اکسیژن مناسب مرتبط است (Pittet et al., 2002). این ریزرخساره در برش چینه‌ای خامی ستبری بیشتری را به خود اختصاص داده و معادل RMF 17 (Flugel, 2010) است. به طور کلی فراوانی لیتوکودیوم به همراه روزن‌بران کفزی و جلبک‌های سبز آهکی و استرماتوپورویید و بافت گل‌پشتیان در این ریزرخساره گواه بر رسوب گذاری در محیط کولاب است. در چنین جایگاهی، ساختارهای زیستی کومه‌ای لیتوکودیوم تشکیل می‌شود (Koch et al., 2002).

• **وکستون بیوکلاستی (F12) (Bioclast wackestone):** بیوکلاست‌های اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره توده‌ای، قطعات جلبک سبز، روزن‌بران کفزی (بیشتر تکستولاریا، سدوسیکلامینا و میلیوید) است. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل قطعات دوکفه‌ای، گاستروپود، لیتوکودیوم، استرماتوپورایید و اکتینودرم در یک خمیره میکربیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳- ز). این ریزرخساره در هر دو برش چینه‌ای لار و خامی بیشترین ستبرای از ستون چینه‌ای را به خود اختصاص داده و معادل رخساره RMF 20 (Flugel, 2010) است. حضور اجزای اسکلتی مانند جلبک سبز و روزن‌بران کفزی در یک خمیره میکربیتی نشان از انرژی پایین محیط در بخش‌های کولاب دارد (Bachmann and Hirsch, 2006).

• **مادستون بیوکلاستی (F13) (Bioclast mudstone):** اجزای اسکلتی در این ریزرخساره کم و شامل روزن‌بران کفزی، خرده‌های جلبک سبز، اکتینوید و دوکفه‌ای در خمیره‌ای کاملاً گلی است. این ریزرخساره معادل RMF 19 (Flugel, 2010) است و در تناوب با رخساره‌های کولابی دیده می‌شود (شکل ۳- س). گوناگونی و فراوانی روزن‌بران کفزی در بخش‌های دریایی محدود شده و بسیار کم‌ژرفا کاهش می‌یابد (Amodio, 2006).

– ریزرخساره‌های پهنه کشتندی (Tidal flat):

• **پکستون – گرینستون پلوییدی (F14) (Peloid packstone - grainstone):** این ریزرخساره دارای لایه‌بندی متوسط تا نازک بوده و بیشتر از پلویید (بیش از ۶۰ درصد) همراه با مقادیر کمی استراکدا تشکیل شده است که فابریک روزنه‌ای (keystone) دارد (شکل ۳- ش). این ریزرخساره در ارتباط با زیر محیط پهنه میان کشتندی نهشته شده و معادل RMF 27 (Flugel, 2010) است.

• **وکستون/پکستون اینتراکلاستی پلوییدی (F15) (Peloid intraclast wackestone/packstone):** این ریزرخساره با لایه‌بندی متوسط، بافت گل‌پشتیان، اینتراکلاست به میزان ۱۵ تا ۳۵ درصد و پلویید با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد دیده می‌شود (شکل ۳- ص). دانه‌های آرداری کوتاه‌تر در ابعاد سیلت، با فراوانی کمتر از ۵ درصد در این ریزرخساره دیده شده است که احتمالاً توسط باد به محیط آورده شده‌اند. این ریزرخساره معادل

کمر بند رخساره‌ای کولاب و یا کمر بندهای مجاور (بخش رو به کولاب پشته) دیده می‌شود (شکل ۳-خ).

۵-۲. نوشکلی

دو نوع فرایند نوشکلی افزایشی و کلسیتی شدن در برش‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. در نوع اول، میکریتم خمیره، موزایک‌هایی از بلورهای میکرواسپار و بلورهای سدواسپار درشت تر را ایجاد می‌کند که رخداد آن مرتبط با دیاژنز جوی اولیه و دیاژنز دفنی است (Flugel, 2010). فرایند کلسیتی شدن در تحول پوسته‌های آراگونیتی (اولیه) جلبک سبز، تروکولینا، گاستروپود و دوکفه‌ای‌ها به کلسیت، از جمله عوارض دیاژنزی رایج در سازند فهلیان بوده است (شکل ۳-ز). این عوارض را می‌توان به روشنی در بیشتر رخساره‌ها، به‌ویژه در ریزرخساره‌های وکستونی متعلق به کولاب دید که دانه‌های اسکلتی آراگونیتی در آن گسترش بیشتری دارند.

۵-۳. شکستگی

شکستگی در سنگ‌های کربناته معمولاً در اثر فشارهای زمین‌ساختی و یا در طی دیاژنز دفنی حاصل می‌شود (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴). دو مرحله شکستگی در سازند فهلیان قابل تفکیک است: شکستگی‌هایی که در مرحله تدفین تشکیل شده‌اند و بیشتر به همراه استیلولیت‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۱۲-الف و ب) و بیشتر توسط سیمان تدفینی هم‌بعد و بلوکی پر شده‌اند؛ و شکستگی‌هایی که هنگام بالاآمدگی چینه‌ها (دیاژنز تلوژنتیک) شکل گرفته و بیشتر توسط سیمان متوریک پر شده‌اند (شکل ۱۲-ت). در برخی موارد شکستگی در سنگ می‌تواند سبب ایجاد حفره‌هایی شود که به وسیله انحلال یا فرسایش مکانیکی بزرگ شده‌اند. قطعات و خرده‌ها در قاعده این حفره‌ها تجمع می‌یابند و فضای باقیمانده، در ادامه توسط سیمان کلسیتی پر می‌شود و عوارضی را ایجاد می‌کند که دارای کف مسطح و سقف‌های نامنظم هستند و استروماتاکتوید نامیده می‌شوند (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴؛ شکل ۱۲-ج). شکستگی‌ها در بیشتر ریزرخساره‌ها به‌ویژه در ریزرخساره‌های گل پشیمان گسترش داشته‌اند. میزان و گسترش شکستگی‌ها در بخش بالایی سازند فهلیان برش خامی نسبت به برش لار چشمگیرتر بوده است.

۵-۴. انحلال

عبور سیال‌های تحت اشباع از کربنات از میان حفرات سنگ‌های کربناته موجب انحلال بخشی از کانی‌های ناپایدار می‌شود. این فرایند معمولاً در محیط‌های نزدیک به سطح رخ می‌دهد اما احتمال رخداد آن در کف دریا و طی دفن ژرف نیز وجود دارد (Tucker, 2001). در نمونه‌های مطالعه شده، فرایند انحلال نقش اساسی در ایجاد تخلخل‌های قالبی، حفره‌ای و کانالی ایفا کرده است. اگر چه تخلخل قالبی در سازند فهلیان در بیشتر ریزرخساره‌ها دیده می‌شود اما در ریزرخساره‌های وکستونی (ریزرخساره ۱۲)، به علت فراوانی دانه‌های اسکلتی آراگونیتی، گسترش بیشتری یافته که این حفرات در مراحل بعدی تا حدود ۹۵ درصد توسط سیمان کلسیتی متوریک و دفنی پر شده‌اند (شکل ۳-ز). تخلخل حفره‌ای و کانالی در این سازند بیشتر در ارتباط با استیلولیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۲-پ) و نشان‌دهنده انحلال در مرحله تدفین ژرف است که این تخلخل‌ها هم بیشتر توسط سیمان پر شده‌اند.

۵-۵. سیمانی شدن

انواع سیمان‌های دیده شده در سازند فهلیان در برش‌های مورد مطالعه به شرح زیر است: سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌سترا پیرامون آلوکم‌ها و تقریباً در بیشتر ریزرخساره‌های گرینستونی متعلق به زیرمحیط پشته کربناته در نهشته‌های فهلیان دیده می‌شوند و از جمله سیمان‌های اولیه (انوژنتیک) (Flugel, 2010) هستند که در محیط دیاژنزی دریایی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲-چ). سیمان‌های کلسیتی هم‌بعد (شکل ۱۲-ج)، دروزی (شکل ۱۲-ح) و بلوکی از سیمان‌های اصلی پرکننده بخش‌های متخلخل در سنگ‌های کربناته هستند که در محیط‌های جوی نزدیک سطح یا در محیط دفنی رسوب می‌کنند (شکل ۱۲-خ). چنین سیمان‌هایی از انحلال خود رسوبات منشأ می‌گیرند (Tucker, 2001). در سازند فهلیان، این سیمان‌ها در ریزرخساره‌های گرینستونی به صورت پرکننده تخلخل اولیه به‌ویژه تخلخل‌های میان‌دانه‌ای و رشدی در

در برش‌های مورد بررسی در محدوده پهنه گسل ایذه و کازرون قرار دارد؛ تغییر در ستبرای نهشته‌های این سازند می‌تواند ناشی از فعالیت گسل‌های پی‌سنگی در زمان رسوب‌گذاری باشد. گسل‌های ایذه و کازرون از گسل‌های پی‌سنگی با روند شمالی-جنوبی هستند که از زمان پالئوزویک فعال بوده‌اند و سبب تغییر ستبرای رسوبات در حوضه زاگرس شده‌اند (Sepehr and Cosgrove, 2004). بر پایه اطلاعات ستبرای به دست آمده از دو برش در مطالعه حاضر و استفاده از اطلاعات پژوهش‌های انجام شده در ۸ برش سطحی و ۷ برش زیر سطحی در پهنه ایذه و پهنه‌های هم‌جوار (پیریایی و همکاران، ۱۳۸۳؛ کاوسی و همکاران، ۱۳۸۸؛ نورافکن، ۱۳۸۷؛ Van Buchem et al., 2006; Adabi et al., 2010; Maleki and Lasemi, 2011; Hosseini et al., 2013; Sahraeyan et al., 2013; Jamalian et al., 2011) نقشه هم‌ستبرای سازند فهلیان در منطقه مورد مطالعه تهیه شد (شکل ۱۱). نتایج به دست آمده از نقشه هم‌سترا نشان می‌دهد که از سوی جنوب خاوری (محدوده سرخ رنگ) به سوی شمال باختری (محدوده آبی رنگ) ستبرا افزایش می‌یابد و بیشترین ستبرای سازند فهلیان در باختر گسل کازرون و به‌ویژه در برش لار وجود دارد. این افزایش ستبرا می‌تواند به علت بازویایی گسل کازرون در دوره کرتاسه پیشین بوده باشد (Sepehr and Cosgrove, 2005). (Alavi (2004) نیز تغییرات ستبرای نهشته‌های کرتاسه زیرین زاگرس را در راستای خطواره‌های کهن شمالی-جنوبی همچون گسل کازرون تأیید کرده است. چنین فعالیت‌های زمین‌ساختی موجب تغییرات ریخت‌شناختی در سکوی کربناته فهلیان شده که افزایش فرونشست حوضه و ایجاد فضای رسوب‌گذاری کافی برای کارخانه کربنات‌سازی و نهشت کربنات در ناحیه لار را به دنبال داشته است. بر این اساس می‌توان چنین عنوان کرد که به طور محلی مرکز انباشت رسوب حوضه در شروع رسوب‌گذاری نهشته‌های فهلیان در لار جای دارد. همچنین نظر به فراوانی بیشتر رخساره‌های گرینستونی و سیمان‌های اولیه در برش لار (۲۳٪) نسبت به برش خامی (۱۱٪)، میزان اثر فشردگی (به عنوان یک فرایند دیاژنزی) در برش لار کمتر بوده و در برابر آن، فراوانی بالاتر رخساره‌های زیرمحیط کولاب در برش خامی (۷۷٪) نسبت به برش لار (۵۵٪) موجب افزایش میزان فشردگی و کاهش ثانویه (دیاژنزی) ستبرای توالی رسوبی شده است. بنابراین به نظر می‌رسد تفاوت در میزان تأثیر فرایند فشردگی (ناشی از تفاوت در ماهیت رسوبات) نیز به عنوان عاملی فرعی در اختلاف ستبرای سازند فهلیان در دو برش نقش داشته است. به علت نبود داده‌های دقیق زیست‌چینه‌ای و سن‌سنجی استرانسیم برای این نهشته‌ها، امکان محاسبه دقیق نرخ رسوب‌گذاری، مدت زمان وقفه‌های رسوب‌گذاری و نبودهای رسوبی وجود نداشته که امید است با انجام این گونه مطالعات با کیفیت بالا، زمینه تحلیل حوضه رسوبی فهلیان فراهم شود.

۵- فرایندهای دیاژنزی سازند فهلیان در برش‌های لار و خامی

رسوبات آهکی بی‌فاصله پس از رسوب‌گذاری و با قرارگیری در محیط‌های مختلف تحت تأثیر انواع فرایندهای دیاژنزی قرار می‌گیرند (Moore, 2001). با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناختی سازند فهلیان، فرایندهای دیاژنزی گوناگونی بر آن اعمال شده است. برخی از این فرایندهای دیاژنزی تنها در ارتباط با رخساره‌های ویژه و یا در رخساره‌هایی به‌گونه‌ای فراوان‌تر به چشم دیده می‌خورند و در دیگر رخساره‌ها کمیاب‌تر بوده و برخی دیگر عمومیت بیشتری داشته‌اند. در ادامه فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر نهشته‌های سازند فهلیان در برش‌های چینه‌ای لار و خامی شرح داده می‌شوند. این فرایندها رسوبات سازند فهلیان را در سه مرحله انوژنز، موزونز و تلوژنز تحت تأثیر قرار داده‌اند.

۵-۱. میکریتمی شدن

در سازند فهلیان، فرایند میکریتمی شدن به دو صورت جزئی یعنی تشکیل پوشش میکریتمی در پیرامون اجزای اسکلتی مانند گاستروپودها، جلبک‌های سبز و دوکفه‌ای‌ها و میکریتمی شدن کامل رخ داده است که در نتیجه آن دانه‌های اسکلتی و گچ اسکلتی به بلو بید یا دانه‌هایی بی‌شکل بدل شده‌اند. هر چند که این فرایند می‌تواند به‌طور میکروسکوپی هم صورت گیرد. این فرایند تنها در ریزرخساره‌های وابسته به

انحلال فشاری در سنگ آهک عامل اصلی منبع Mg در تشکیل این دولومیت هاست (Wanless, 1979)؛ همچنین استیلولیت‌ها می‌توانند به صورت مجرایی برای عبور سیال‌های دولومیت‌ساز در مرحله تدفین رفتار کنند (Shakeri and Parham, 2013). با این وجود به منظور تشخیص دقیق منشأ منیزیم در دولومیت‌های یادشده لازم است تا افزون بر مطالعات سنگ‌نگاری، تجزیه‌های ژئوشیمیایی و مطالعات کاتدولومینسانس نیز صورت گیرد تا زمینه تحلیل دقیق‌تر این فرایندها فراهم شود.

۶- توالی پاراژنی

فرایندهای میکربیتی شدن، نوشکلی، انحلال، سیمانی شدن، فشردگی، دولومیتی شدن و شکستگی، ۷ عارضه دیاژنزی شاخص در نهشته‌های کربناته فلهلیان بوده‌اند. فرایندهای دیاژنزی در طی سه مرحله انورژن، مزورژن و تلورژن رسوبات سازند فلهلیان را تحت تأثیر قرار داده‌اند. انورژن اولین مرحله از اثرگذاری فرایندهای دیاژنزی بر این رسوبات بوده که بی‌فاصله پس از ته‌نشست و گاه در هنگام ته‌نشست و پیش از مرحله تدفین ژرف بر رسوبات اثر کرده و عوارض آن به صورت میکربیتی شدن، تشکیل سیمان هم‌ستبره، تشکیل دولومادستون، فشردگی فیزیکی و انحلال برخی دانه‌های ناپایدار در سطوح بیرون آمده از آب و ایجاد تخلخل‌های قالبی (به‌گونه انتخابی) تظاهر یافته است. سیمان‌های کلسیتی هم‌بعد، دروزی و هم‌محور نیز در این محیط تشکیل شده‌اند. فرایندهای دیاژنزی مرتبط با مرحله مزورژن، هنگام تدفین رسوبات، شامل فشردگی، تشکیل سیمان‌های دنی، شکستگی‌های پر شده با سیمان، استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن مرتبط با آن بوده است. همچنین حفرها و کانال‌های انحلالی مرتبط با استیلولیت‌ها نیز در این مرحله شکل گرفته‌اند. سرانجام در مرحله تلورژن یعنی در هنگام بالا آمدگی چینه‌های سازند فلهلیان، شکستگی‌هایی گسترش یافته که بیشتر با سیمان متوریک پر شده و با قطع رگه‌ها و سیمان‌های ایجاد شده در مرحله مزورژن همراه بوده‌اند. این نتایج با مطالعات مشابه انجام شده در مناطق دیگر روی سازند فلهلیان (Sahraeyan et al., 2013; Shakeri and Parham, 2013; Jamalian and Adabi, 2015) همخوانی دارد. جدول ۱ انواع فرایندهای دیاژنزی را در مراحل مختلف نشان می‌دهد.

۷- نتیجه‌گیری

بررسی توالی رسوبی سازند فلهلیان در تاق‌دیس‌های لار و خامی به شناسایی ۱۶ ریزرخساره مربوط به ۵ کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی، کولاب، پشته کربناته، رمپ میانی و بیرونی انجامید. سازند فلهلیان در این نواحی در یک رمپ کربناته گل‌پشتیان نهشته شده است.

بر پایه نمودارهای دایره‌ای پراکنش رخساره‌ها در دو برش چینه‌ای، بیشترین فراوانی در کل مربوط به کمر بند رخساره‌ای کولاب است و پس از آن، کمر بند رخساره‌ای پشته کربناته قرار می‌گیرد. در برش لار، جایگاه‌های بعدی به ترتیب متعلق به کمر بند رخساره‌ای رمپ میانی، کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی و در پایان، کمر بند رخساره‌ای رمپ بیرونی است. در برش خامی، پس از پشته کربناته، جایگاه‌های بعدی متعلق به کمر بندهای رخساره‌ای رمپ بیرونی و میانی است و در پایان، پهنه کشندی با کمترین فراوانی قرار می‌گیرد. برتری رخساره‌ای در هر دو برش لار و خامی با زیر محیط رمپ درونی است و بنابراین می‌توان دریافت که نواحی لار و خامی در زمان نهشت سازند فلهلیان، بخش‌های کم‌ژرفا و حاشیه‌ای حوضه رسوبی زاگرس را تشکیل می‌داده‌اند.

نهشته‌های کربناته سازند فلهلیان در مناطق مورد بررسی در مراحل انورژن، مزورژن و تلورژن دچار فرایندهای گوناگون دیاژنزی شده‌اند که عوارض آن به صورت میکربیتی شدن، سیمانی شدن، استیلولیتی شدن، نوشکلی، انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی دیده می‌شود.

فرونشست حوضه در پهنه ایزه و نرخ بالای رسوب‌گذاری کربنات کلسیم عامل ستبرای قابل ملاحظه توالی رسوبی فلهلیان در برش‌های چینه‌ای بوده است. ناحیه لار (با بیشترین ستبرای سازند فلهلیان) به عنوان کانون رسوب‌گذاری این سازند مشخص

رخساره فلوئستون لیتو کو دیوم دار زیر محیط کولاب (شکل ۳-ر) و در شکستگی‌های گسترش یافته در این سازند دیده می‌شوند. این سیمان‌ها همچنین به صورت پرنکنده حفرات در قالب‌های حل شده بیوکلاستی‌های با ترکیب کانی شناختی ناپایدار به‌ویژه در ریزرخساره و کستون بیوکلاستی کولاب (ریزرخساره ۱۲) دیده و به مقدار کمتر در ریزرخساره‌های مربوط به رمپ میانی (ریزرخساره ۳) هم یافت می‌شود (شکل ۳-ز). سیمان ورشده هم‌محور (شکل ۱۲-د) در ریزرخساره‌های پشته کربناته و به‌ویژه زیر محیط جلوی پشته (ریزرخساره‌های شماره ۴ و ۵) پیرامون بیشتر دانه‌های اکینودرم گسترش یافته است. گاه گسترش سیمان هم‌محور روی این قطعات کلسیتی تک‌بلورین، دانه‌های مجاور را در بر گرفته و سیمان فراگیر را که مشخصه محیط دیاژنزی تدفینی است (Flugel, 2010) پدید آورده است (شکل ۱۲-ذ).

۵-۶. فشردگی

فشردگی در طی تدفین رسوبات به دو گونه فیزیکی و شیمیایی رخ می‌دهد. اثرات فشردگی فیزیکی در سازند فلهلیان به دلیل گل‌پشتیان بودن (Ahmad et al., 2006) و یا گسترش سیمان‌های هم‌ستبره در پیرامون دانه‌ها، کمتر مشخص است؛ ولی انواع تماس‌های نقطه‌ای، خطی و محدب-مقعر میان دانه‌ها از جمله عوارض آن به شمار می‌روند. فشردگی شیمیایی یا انحلال فشاری، پس از عملکرد فشردگی فیزیکی روی داده است که تماس‌های میان‌دانه‌ای از نوع مضرسی (شکل ۱۲-ر) و تشکیل استیلولیت جزو شواهد اصلی این نوع فشردگی در نمونه‌های مطالعه شده هستند. در سازند فلهلیان، استیلولیت‌ها با سطوح مضرس با دامنه تضاریس کوتاه تا بلند در رخساره‌های گل‌پشتیان (بیشتر مادستونی - و کستونی) مربوط به همه زیر محیط‌ها و در بیشتر موارد همراه با ایجاد شکستگی در خمیره میکربیتی گسترش داشته‌اند (شکل ۱۲-ز). استیلولیت‌ها در این سازند بیشتر همراهی نزدیکی با دولومیت‌های دنی دارند و تمرکز مواد باقیمانده در مسیر آنها دیده می‌شود.

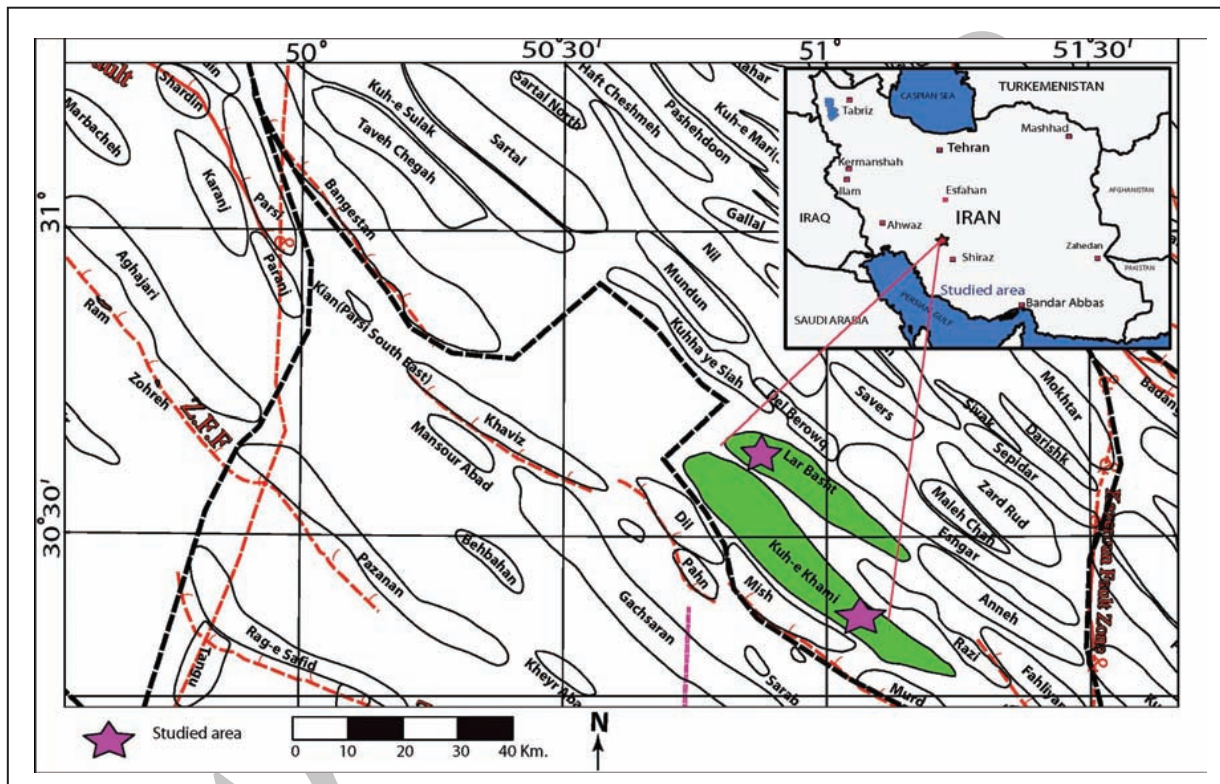
۵-۷. دولومیتی شدن

دولومیتی شدن در آهک‌های سازند فلهلیان با گسترش محدود به ۳ صورت دیده می‌شود؛ در نوع اول، دولومیتی شدن جانیشینی اولیه به گونه یکنواخت و بیشتر به شکل بلورهای هم‌اندازه، دارای مرزهای مسطح، نیمه‌شکل‌دار و ریزبلور (کوچک‌تر از ۲۰ میکرون) (شکل ۱۲-س) تظاهر دارد که در زیر محیط‌های فراکشندی هنگام دیاژنزی اولیه (انورژن) گل‌های آهکی گسترش یافته است (Khalifa, 2005; Adabi, 2009). آب دریا و یا محلول‌های میان‌ذره‌ای غنی از Mg احتمالاً عامل دولومیتی شدن در این ریزرخساره‌ها بوده است (Adabi, 2009; Sahraeyan et al., 2013). این دولومیت‌ها با فراوانی کم تنها در برش چینه‌ای لار دیده می‌شوند که ممکن است نشان‌دهنده عامل دولومیتی‌کننده در این ناحیه باشد. دولومیتی شدن در برخی ریزرخساره‌های و کستون بیوکلاستی (زیر محیط کولاب)، در چینه‌های دارای آثار زیست‌آشفته‌گی دیده می‌شود. زیست‌آشفته‌گی به وجود آمده در رسوبات، در کنترل فرایندهای دیاژنزی بعدی نقش مؤثری دارد و با پدید آوردن ناهمگنی در تخلخل و تراوایی رسوب، مسیرهای مهاجرت سیال‌ها را تعیین می‌کند (Libelo et al., 1994). حفاری در رسوبات، میزان حمل محلول‌ها و در پی آن، نرخ واکنش سیال‌های دیاژنزی با رسوب را افزایش می‌دهد و سبب افزایش در سرعت انحلال کربنات و دولومیتی شدن آن می‌شود (Green et al., 1992). از این رو، چنین دریافت می‌شود که فضاهای به وجود آمده در اثر زیست‌آشفته‌گی، مسیر عبور سیال‌های دولومیت‌ساز را کنترل کرده‌اند (شکل ۱۲-ش). این امر روشن می‌سازد که دولومیتی شدن این ریزرخساره‌ها نیز فرایندی انورژنیک بوده و پیش از رخداد سنگی شدن آنها و بسته شدن مسیرهای حاصل از حفاری موجودات روی داده است. اما بخش چیره‌ای از دولومیت‌های سازند فلهلیان در رخساره‌های مادستونی و کستونی زیر محیط‌های رمپ میانی و به‌ویژه کولاب که ارتباط مشخصی با استیلولیت‌ها داشته‌اند، به چشم می‌خورد (شکل ۱۲-ص). دولومیت‌های گسترش یافته در مسیر این عوارض، بیشتر دانه‌متوسط تا درشت و نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و حالت مات و کدر در سطوح خود نشان می‌دهند. احتمالاً فرایند

سپاسگزاری

از همکاری مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به‌ویژه اداره زمین‌شناسی و بخش مطالعات سطح‌الارضی به سبب در اختیار گذاشتن مقاطع نازک و از آقایان دکتر علیرضا پیریایی، دکتر امیر محمد جمالی، مهندس علی امیرخانی و مهندس بهروز آریافر به سبب مشاوره‌های ارزنده‌شان سپاسگزاری می‌شود.

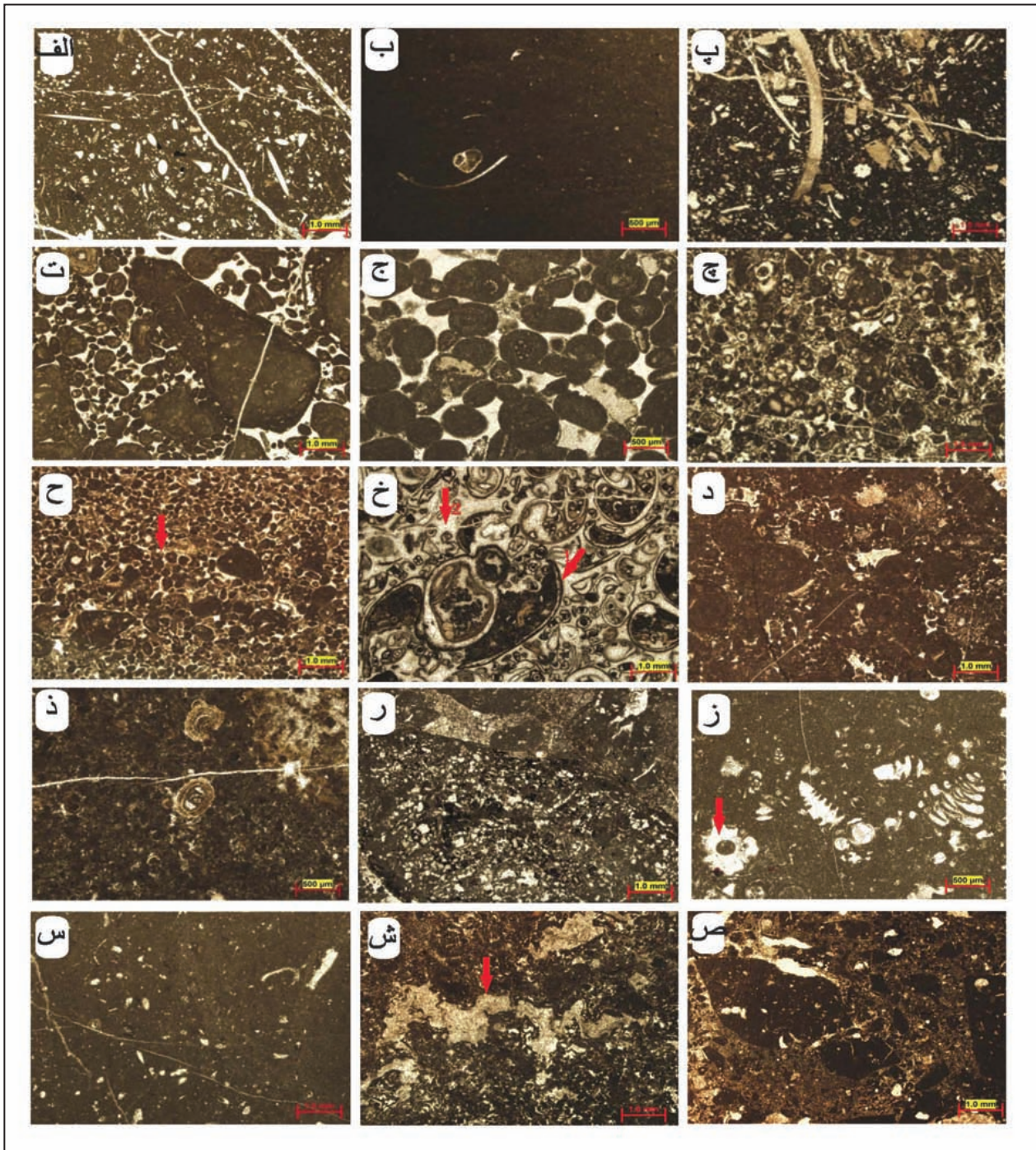
شده است. به گمان قوی زمین‌ساخت فعال ناحیه، متأثر از بازپویایی گسل کازرون، عامل اصلی تفاوت در ستبرای سازند فهلیان در برش‌های خامی و لار بوده است. اختلاف در میزان اثرگذاری فرایندهای ثانویه دیاژنزی به‌ویژه میزان فشردگی رسوبات (ناشی از تفاوت در اختصاصات سنگ‌شناختی سازند در دو برش) نیز به عنوان عاملی فرعی در این تفاوت ستبرای نقش داشته است.



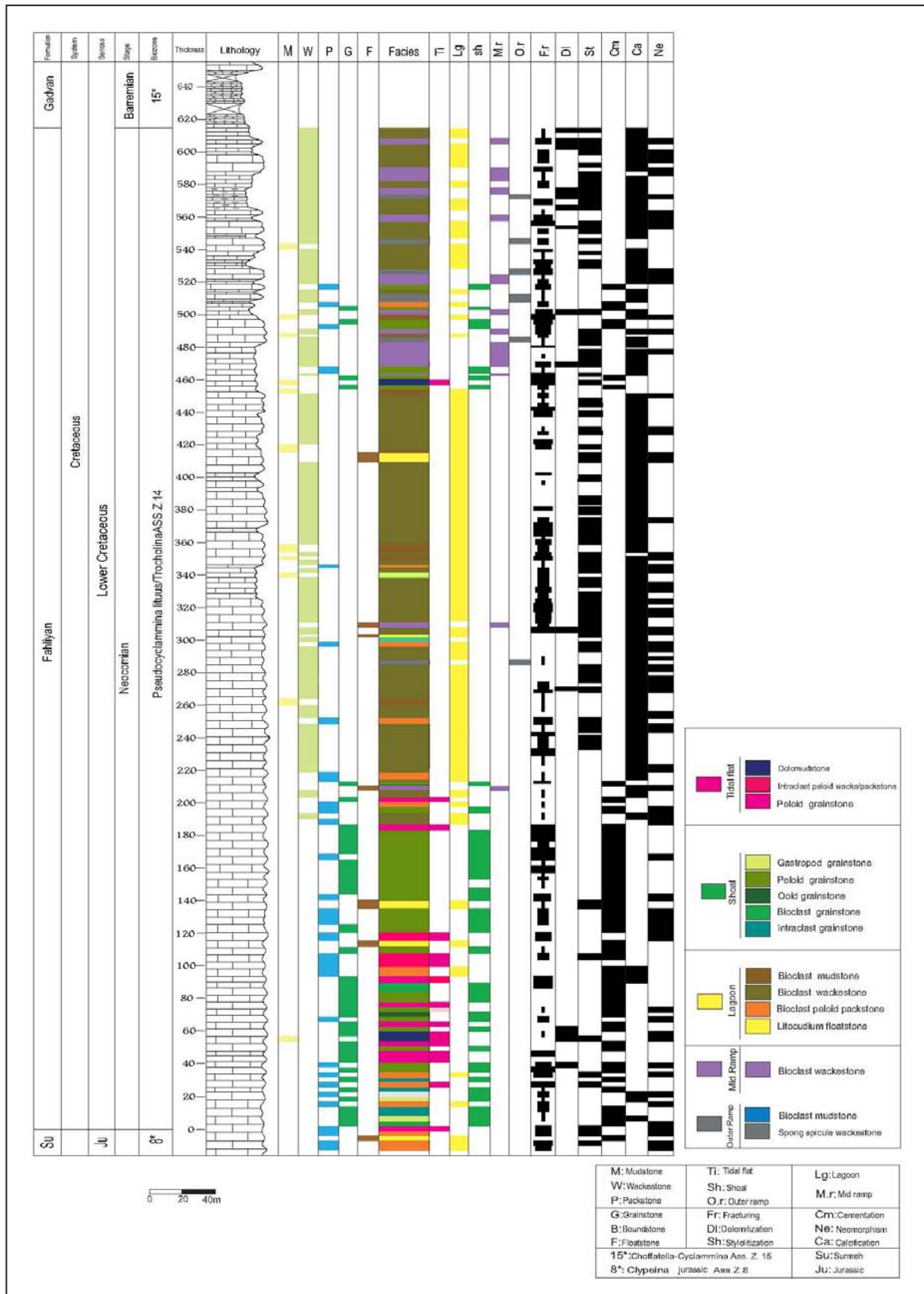
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه.

Stage	Lurestan	Dezful Embayment	Izeh Zone	Fars
Aptian			Dariyan	U. Gadvan
Barremian			Khalij member	L. Gadvan
Neocomian	Garau		Fahliyan	
Late Jurassic	Gotnia	Hith	Hith equ.	Surmeh
		Najmeh		
	Evaporite	Argilliceous limestone		Shale
	Oolitic limestone	Limestone		Dolomite

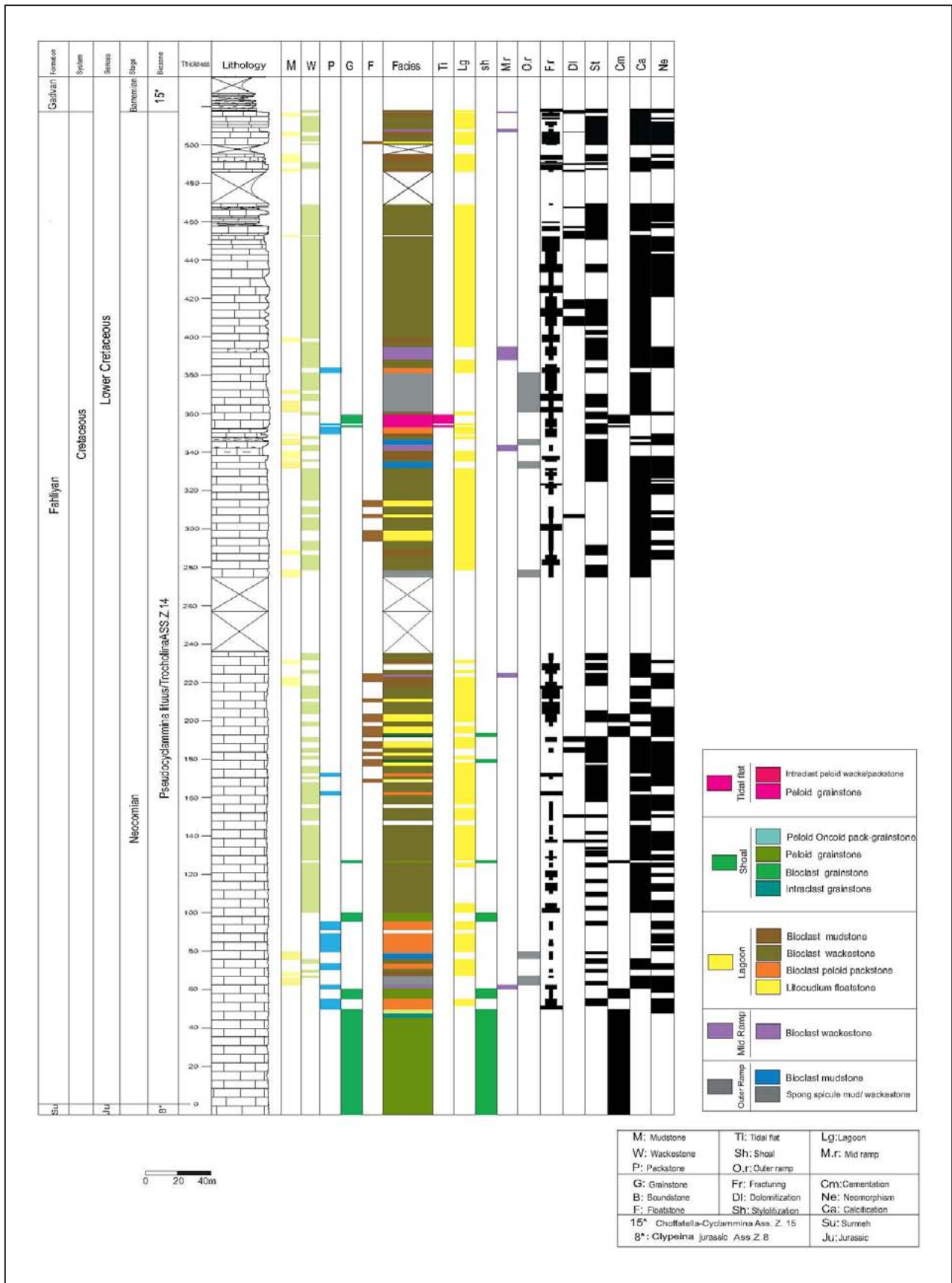
شکل ۲- جایگاه چینه‌ای سازند فهلیان در پهنه ایده (با تغییرات از James and Wynd, 1965).



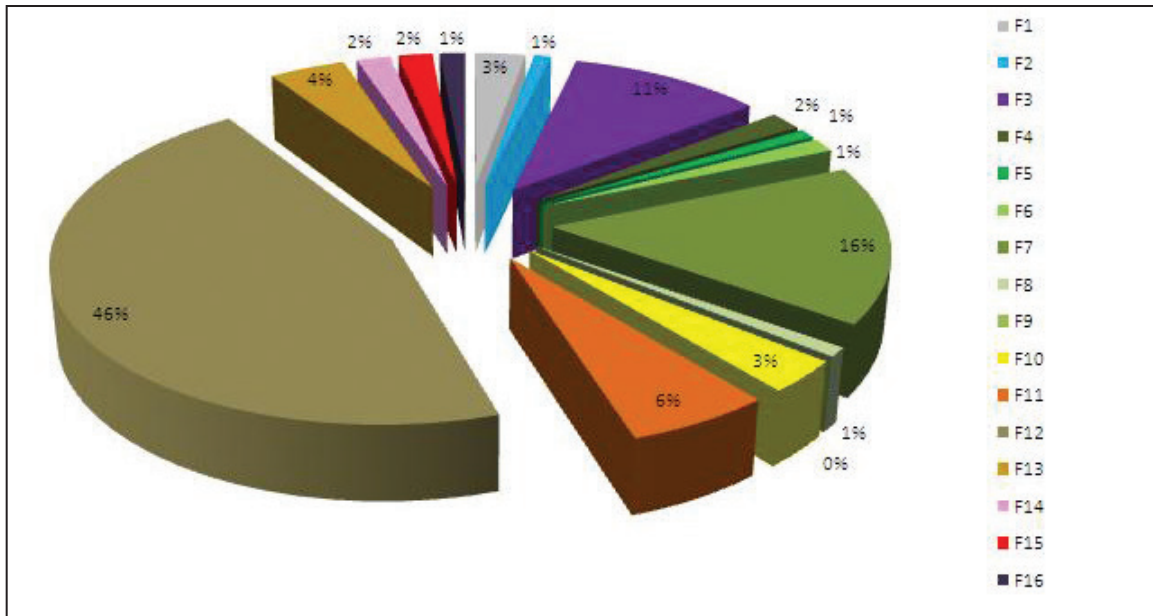
شکل ۳- الف) ریزرخساره مادستون/ وکستون دارای سوزن اسفنج؛ ب) ریزرخساره مادستون بیوکلاستی؛ پ) ریزرخساره وکستون بیوکلاستی؛ ت) ریزرخساره گرینستون اینتراکلاستی؛ ج) ریزرخساره گرینستون آئیدی؛ چ) ریزرخساره گرینستون بیوکلاستی؛ ح) ریزرخساره گرینستون پلوییدی دارای دانه‌بندی تدریجی؛ خ) ریزرخساره گرینستون گاستروپودی؛ د) ریزرخساره پکستون- گرینستون آنکوئیدی پلوییدی؛ ذ) ریزرخساره پکستون پلوییدی بیوکلاستی؛ ر) ریزرخساره فلوئستون لیتوکودیم‌دار؛ ز) ریزرخساره وکستون بیوکلاستی؛ انحلال و تخلخل قالبی ایجاد شده که کاملاً با سیمان پر شده؛ س) ریزرخساره مادستون بیوکلاستی؛ ش) ریزرخساره پکستون- گرینستون پلوییدی دارای فابریک روزنه‌ای؛ ص) ریزرخساره وکستون/ پکستون اینتراکلاستی پلوییدی.



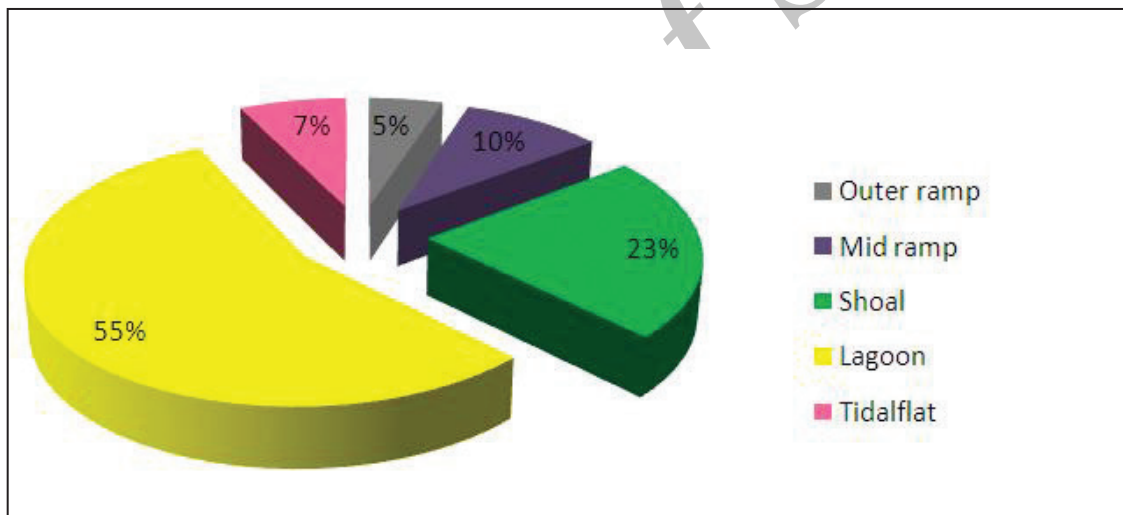
شکل ۴- ستون رخساره‌ای و فرایندهای دیازتری در برش لار.



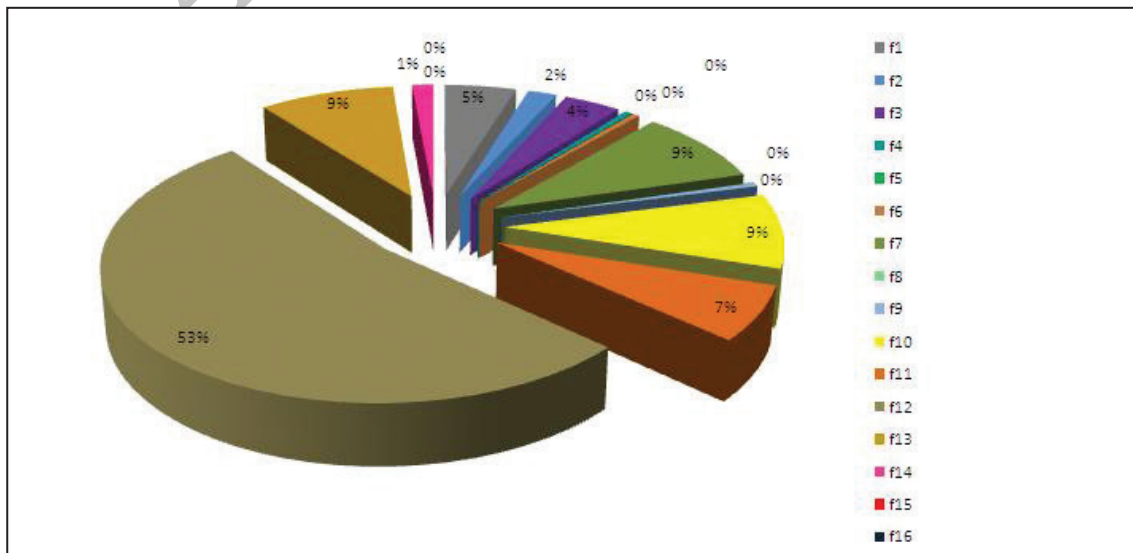
شکل ۵- ستون رخساره‌ای و فرایندهای دیاژنی در برش خامی.



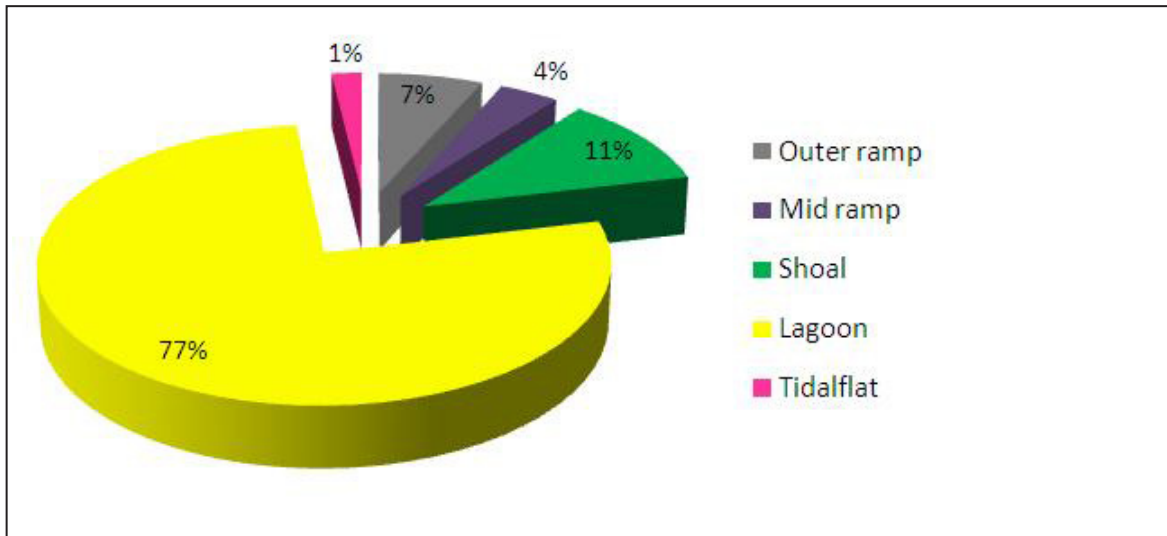
شکل ۶- فراوانی رخساره‌های تعیین شده در برش لار.



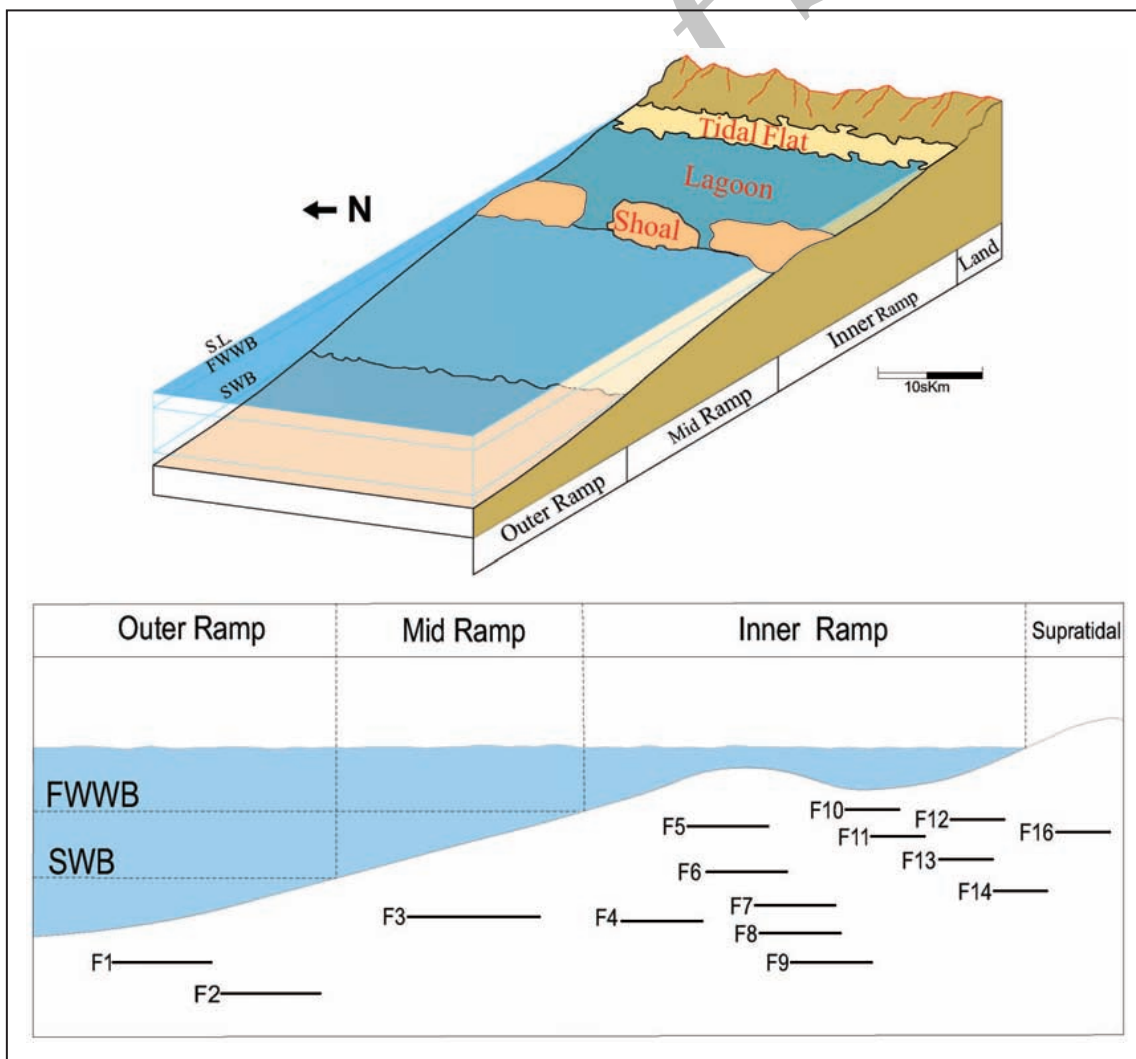
شکل ۷- فراوانی کمرندهای رخساره‌های تعیین شده در برش لار.



شکل ۸- فراوانی رخساره‌های تعیین شده در برش خامی.

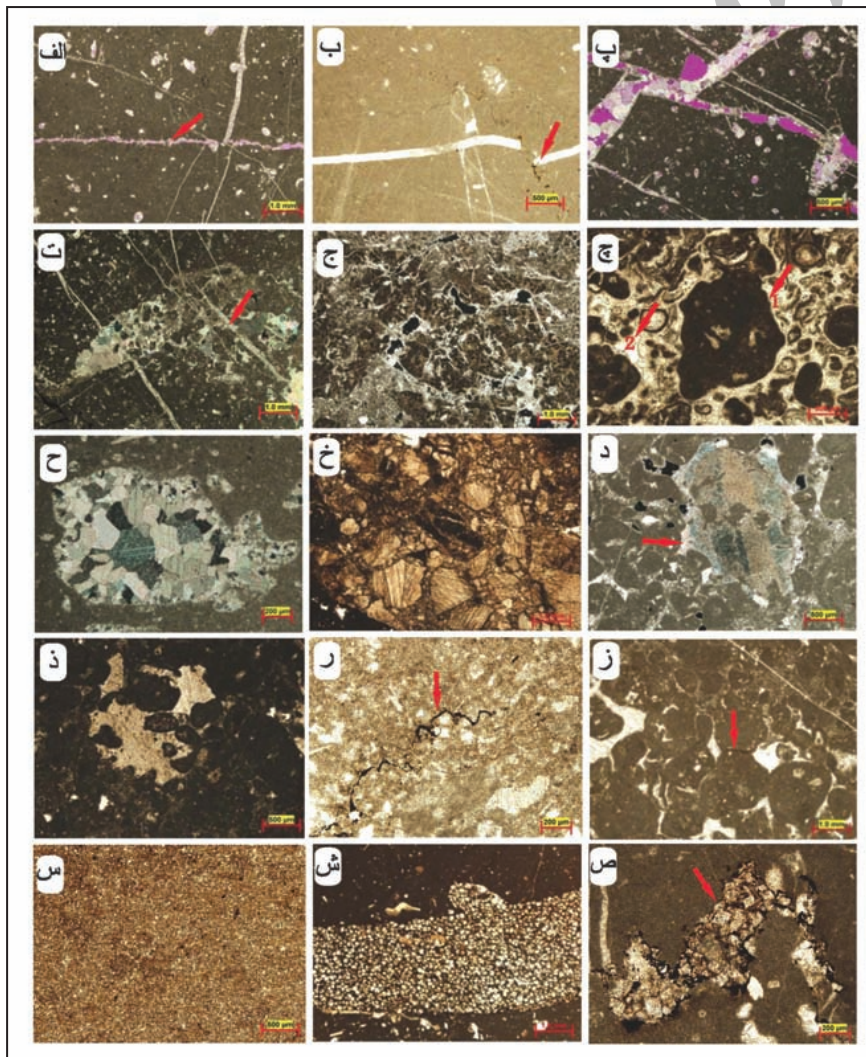
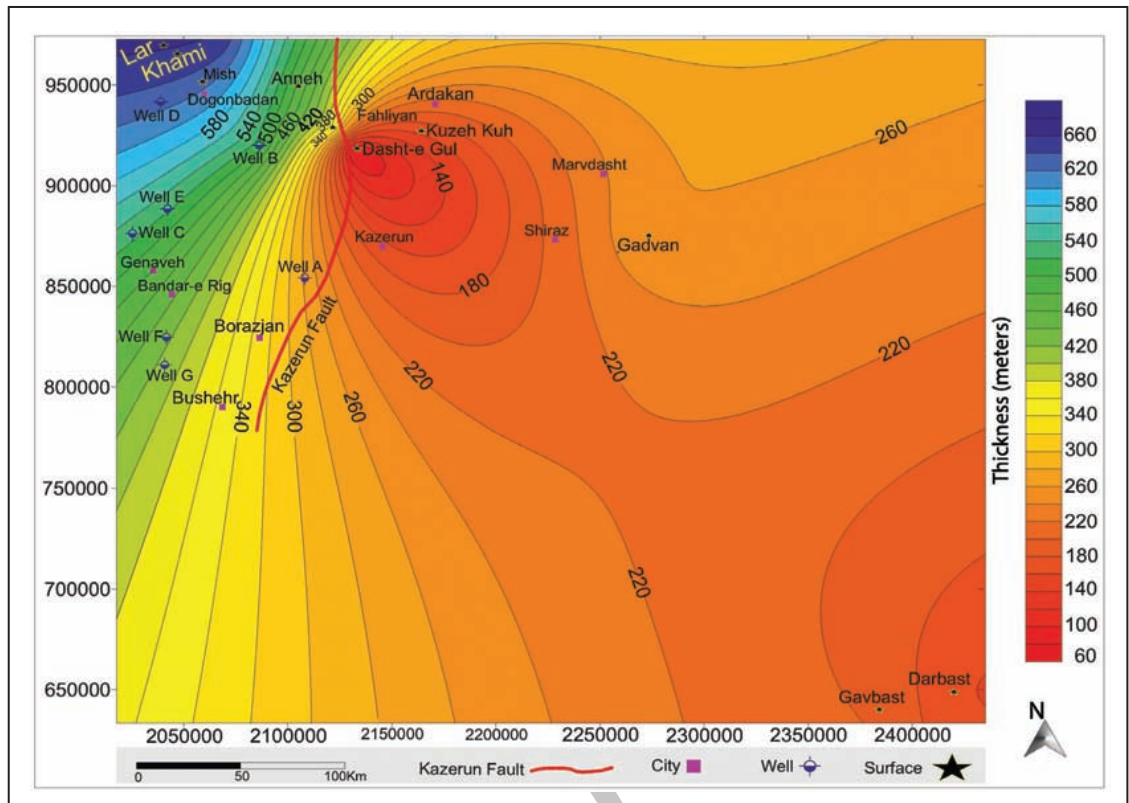


شکل ۹- فراوانی کمربندهای رخساره‌های تعیین شده در برش خامی.



شکل ۱۰- مدل رسوبی سازند فهلیان در برش‌های مطالعه شده و موقعیت تقریبی ریزرخساره‌ها در نیمرخ رسوبی.

شکل ۱۱- نقشه هم‌ستبرای سازند فهلیان (بر پایه داده‌های برش‌های لار و خامی و دیگر برش‌ها از مطالعات پیشین)، از سوی جنوب خاوری (محدوده سرخ رنگ) به شمال باختری (محدوده آبی رنگ) ستبرای سازند فهلیان افزایش می‌یابد.



شکل ۱۲ - الف) تخلخل کانالی در راستای استیلولیت؛ ب) شکستگی قطع شده با استیلولیت؛ پ) تخلخل حفره‌ای و شکستگی؛ ت) شکستگی پر شده با سیمان متئوریک (۲) که سیمان دفنی (۱) را قطع کرده است؛ ج) استروماتاکتوید؛ چ) سیمان هم‌ستبر (۱) و هم‌بعد میان‌دانه‌ای (۲)؛ ح) سیمانی شدن دروزی؛ خ) سیمانی شدن دفنی؛ د) تخلخل میان‌دانه‌ای (۱) و سیمانی شدن هم‌محور (۲)؛ ذ) سیمانی شدن فراگیر؛ ر) استیلولیت؛ ز) انواع تماس‌های نقطه‌ای و محدب-مقعر و مضرس؛ س) دولومادستون؛ ش) دولومیتی شدن در فضای زیست‌آشفته‌گی؛ ص) استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن همراه آن.

جدول ۱- انواع عوارض دیاژنزی شناسایی شده در سازند فهلیان.

زمان	اژونز	مزونز	تلونز	زمان	اژونز	مزونز	تلونز
میکریتی شدن	✓			فشرده‌گی فیزیکی	✓		
سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبر	✓			فشرده‌گی شیمیایی و استیلولیت	✓		
سیمان هم‌بعد	✓	✓	✓	انحلال	✓	✓	✓
سیمان دروزی	✓			دولومیتی شدن اولیه	✓		
سیمان رورشدی هم‌محور	✓			دولومیتی شدن (مرتبط با استیلولیت)	✓		
سیمان بلوکی		✓		نوشکلی	✓		
سیمان فراگیر		✓	✓	شکستگی و پرشدگی		✓	

کتابنگاری

- آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ ص.
- پیریایی، ع.، فیضی، ا. و جمالی، ا. م.، ۱۳۸۳- چینه نگاری سکانسی نهشته‌های خامی بالایی (کرتاسه زیرین) در قسمتی از ناحیه دزفول جنوبی و جنوب شرق زون ایذه، گزارش داخلی شرکت ملی نفت ایران، شماره ۲۰۴۷، ۷۲ ص.
- رحیم‌پور بناب، ح.، ۱۳۸۴- سنگ شناسی کربناته، دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.
- شاه کرم، م.، ۱۳۸۴- بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند فهلیان در تاقدیس خامی و چاه گرنکان-۲، جنوب غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، ۷۹ ص.
- کاوسی، م.ع.، جمالی، ا. م.، مبشری، ع. و نظریان، م.، ۱۳۸۸- چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های کرتاسه زیرین (خامی بالایی) در باختر و خاور گسل کازرون (تاقدیس‌های شوروم، دودرو، هفت چشمه، مختار، کوزه‌کوه و فهلیان). گزارش داخلی شرکت ملی نفت ایران، شماره ۲۲۲۳، ۱۲۷ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۳ ص.
- نورافکن، خ.، ۱۳۸۷- محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین و کوه آنه، جنوب باختر ایران. رساله دکترا، دانشگاه تربیت معلم، ۱۵۰ ص.
- هادی پیکانی، م.، ۱۳۸۳- پتروگرافی و محیط رسوبی سازند فهلیان در منطقه ایذه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۰۳ ص.

References

- Adabi, M. H., 2009- Multistage dolomitization of upper Jurassic mozduran formation, Kopet-Dagh Basin, n.e. Iran. Carbonates and Evaporites 24:16-32.
- 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. Asian Earth Sciences 39: 148-160.
- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M. and Haris Azim Khan, M., 2006- Depositional environments and diagenesis of the kuldhar and keera dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India. Asian Earth Sciences 27: 765-778.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Science 304: 1-20.
- Amodio, S., 2006- Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, southern Italy. Facies 52:53-67.
- Bachmann, M. and Hirsch, F., 2006- Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. Cretaceous Research 27:487-512.
- Bathurst, R. G. C., 1975- Carbonate Sediments and their Diagenesis, Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 658 pp.
- Burchette, T. P. and Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional system. Sedimentary Geology 79: 3-57.
- Cadjenovic, D., Kilibarda, Z. and Radulovic, N., 2008- Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro. Sedimentary Geology 24: 1-17.
- Coe, A. L., 2003- The sedimentary record of sea level change. The Open University, Cambridge University press, 287pp.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture In: Ham, W.E. Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists 1, 108-121.
- Embry, A. F. and Klovan, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT, Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19: 730 - 781.

- Flugel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, second ed. Springer-Verlag, Berlin, 984pp.
- Green, M. A., Aller, R. C. and Aller, J. Y., 1992- Experimental evaluation of the influences of biogenic reworking on carbonate preservation in nearshore sediments. *Marine Geology* 107: 175-18.
- Hosseini, S. A., Conrad, M. and Kindler, P., 2013- *Iranella inopinata* Gollestaneh 1965, a puzzling dasycladalean alga from the Lower Cretaceous shallow carbonate shelf deposits of the Zagros fold-thrust belt, SW Iran. *Facies* 59:231–245.
- Jamalian, M. and Adabi, M. H., 2015- 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* 30:77–98.
- Jamalian, M., Adabi, M. H., Moussavi, M. R., Sadeghi, A., Baghbani, D. and Ariyafar, B., 2011- Facies characteristic and paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation, Lower Cretaceous, in the Kuh-e Siah area, Zagros Basin, southern Iran. *Facies* 57:101–122.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 2182-2245.
- Khalifa, M. A., 2005- Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the 'Lower Member' of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia. *Asian Earth Sciences* 25: 719–734.
- Koch, R., Moussavian, E., Ogorelec, B., Skaberne, D. I. and Bucur, I., 2002- Development of a *Lithocodium* (syn.*Bacinella irregularis*)-reef-mound-apatch reef within middle Aptian lagonal limestone sequence near Nova Gorica (Sabotin Mountain, W-Slovenia). *Geologija* 45: 71-90.
- Libelo, E. L., Macintyre, W. G., Seitz, R. D. and Libelo, L. F., 1994- Cycling of water through the sediment-water interface by passive ventilation of relict biological structures. *Marine Geology*: 120, 112.
- Maleki, S. and Lasemi, Y., 2011- Sedimentary Environment Sequence Stratigraphy of the Fahliyan Formation in Assaluyeh (Bidkhon) and Khartang Sections, Southwest Iran. *Basic and Applied Scientific Research* 12:2641-2647.
- Moore, C. H., 2001- Carbonate reservoir porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Elsevier, Amsterdam, 444 pp.
- Pittet, B., Van Bachman, F., Hillgartner, H., Razzin, P., Grottsch, J. and Drostes, H., 2002- Ecological succession, paleoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian- Aptian Shallow- Water carbonates in northern Oman: *Sedimentology* 49: 555-581.
- Sadooni, F. N., 1997- Stratigraphy and petroleum prospects of Upper Jurassic carbonates in Iraq. *Petroleum Geoscience* 3:233–243.
- Sahraeyan, M., Bahrami, M., Hooshmand, M., Ghazi, Sh. and Al-Juboury, A., 2013- Sedimentary facies and diagenetic features of the Early Cretaceous Fahliyan Formation in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Asian Earth Sciences* 87:59-70.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology* 21: 829–843.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2005- Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Tectonics* 24: TC5005.
- Shakeri, A. and Parham, S., 2013- Reservoir Characterization and Quality Controlling Factors of the Fahliyan Formation Located in Southwest Iran. *Sciences Islamic Republic of Iran* 24: 135-148.
- Sharland, P. R., Casey, D. M., Davis, R. B., Simmons, M. D. and Sutcliffe O. E., 2004- Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia* 9: 199-214.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology*, Black Scientific Pub, 260pp.
- Van Buchem, F. S. P., Gaumet, F., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2006- MiddleEast Cretaceous sequence stratigraphy study, part1- SW Iran. National Iranian Oil Company (NIOC) internal report.
- Wanless, H. R., 1979- Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Sedimentary Petrology*, 49: 437-462.
- Wilson, B. R., 1975- *Carbonate Facies in Geological History*. Springer, Berlin, 471pp.
- Ziegler, M. A., 2001- Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia* 6:445–504.

Depositional and post - depositional analysis of the Fahliyan Formation in Lar and Khami Anticlines (Izeh zone)

L. Azad Shahraki¹, H. Rahimpour-Bonab^{2*}, M.Ranjbaran³ and A. Kangazian⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

³Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Khorasgan (Esfahan) Branch, Tehran, Iran

Received: 2016 April 23

Accepted: 2016 August 21

Abstract

The Lower Cretaceous (Neocomian) carbonates of the Fahliyan Formation are considered as important reservoir rocks in the Zagros Basin. In this study, the sedimentary successions of this formation in Lar (620m thick) and Khami (517m thick) anticlines, located in the Izeh zone, were investigated to analyze microfacies, depositional environment, and diagenetic phenomena. Based on petrographic studies, 16 microfacies related to five facies belts of tidal flat, lagoon, carbonate shoal, mid ramp and outer ramp were recognized. Grainstone microfacies were found more abundant in the Lar stratigraphic section than the Khami section. Lack of turbidite deposits and reefal facies, and transitional changing of the facies show that the Fahliyan Formation was deposited in a homoclinal carbonate ramp. Abundance of mud dominated facies and rarity of high energy facies (like shoal facies) show that the ramp was a leeward one. According to petrographic studies, the main diagenetic features of the carbonates were micritization, cementation, dissolution, neomorphism, compaction, fracturing, and dolomitization. Due to deposition in the photic zone and high sedimentation rate, the thickness of the Fahliyan Formation in both stratigraphic sections is considerable, but based on the drawn isopach map, the thickest succession of the formation is found in the Lar section. Therefore, the Lar area is considered as the depocenter of the Fahliyan Formation. Difference in the thickness of the Fahliyan successions of Lar and Khami, most probably, is caused by the syndepositional activity of the north-south trending basement faults (like Kazeroon fault) in the region. Also, difference in the quantity of the burial compaction of the carbonate successions (caused by facies and diagenetic differences) played a role in secondary (burial) thickness changes.

Keywords: Fahliyan Formation, Microfacies, Depositional Environment, Diagenesis, Carbonate Ramp, Basement Faults, Izeh Zone.

For Persian Version see pages 81 to 94

*Corresponding author: H. Rahimpour-Bonab; E-mail: rahimpor@ut.ac.ir