



## مقایسه چینه نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند آسماری در نواحی فارس، خوزستان و لرستان از حوضه زاگرس

بهناز کلنات<sup>۱\*</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۲</sup>، محمد وحیدی نیا<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

\*پست الکترونیک: be.kalanat@stu.um.ac.ir

تاریخ پذیرش: 92/11/7

تاریخ دریافت: 91/10/25

### چکیده

سازند آسماری توالی ضخیم کربناته‌ای در حوضه فورلند زاگرس می‌باشد که در زمان الیگوسن - میوسن پیشین نهشته شده است. به منظور تفسیر محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی، برش فیروزآباد با 4 برش از سازند آسماری در حوضه زاگرس مورد مقایسه قرار گرفته است. بررسی ریزخساره‌های موجود نشان دهنده چهار زیر محیط رسوبی مختلف شامل پهنه جزرومدی، لاگون، پشته و دریای باز در سازند آسماری می‌باشد. این محیط‌های رسوبی قابل تطابق با بخش‌های رمپ داخلی، میانی و خارجی هستند. در برش فیروزآباد دو سکانس رسوبی درجه 3 بر اساس الگوهای عمیق و کم عمق شدگی ریزرخساره‌ها و الگوهای پراکندگی روزن‌داران الیگوسن تشخیص داده شد. این سکانسها با سکانسهای شناسایی شده در برشهای دهلران، معمولان، دیل و تنگ آب جهرم تطابق داده شدند.

**واژه‌های کلیدی:** الیگوسن؛ میوسن پیشین؛ چینه نگاری سکانسی؛ سازند آسماری؛ حوضه فورلند زاگرس.

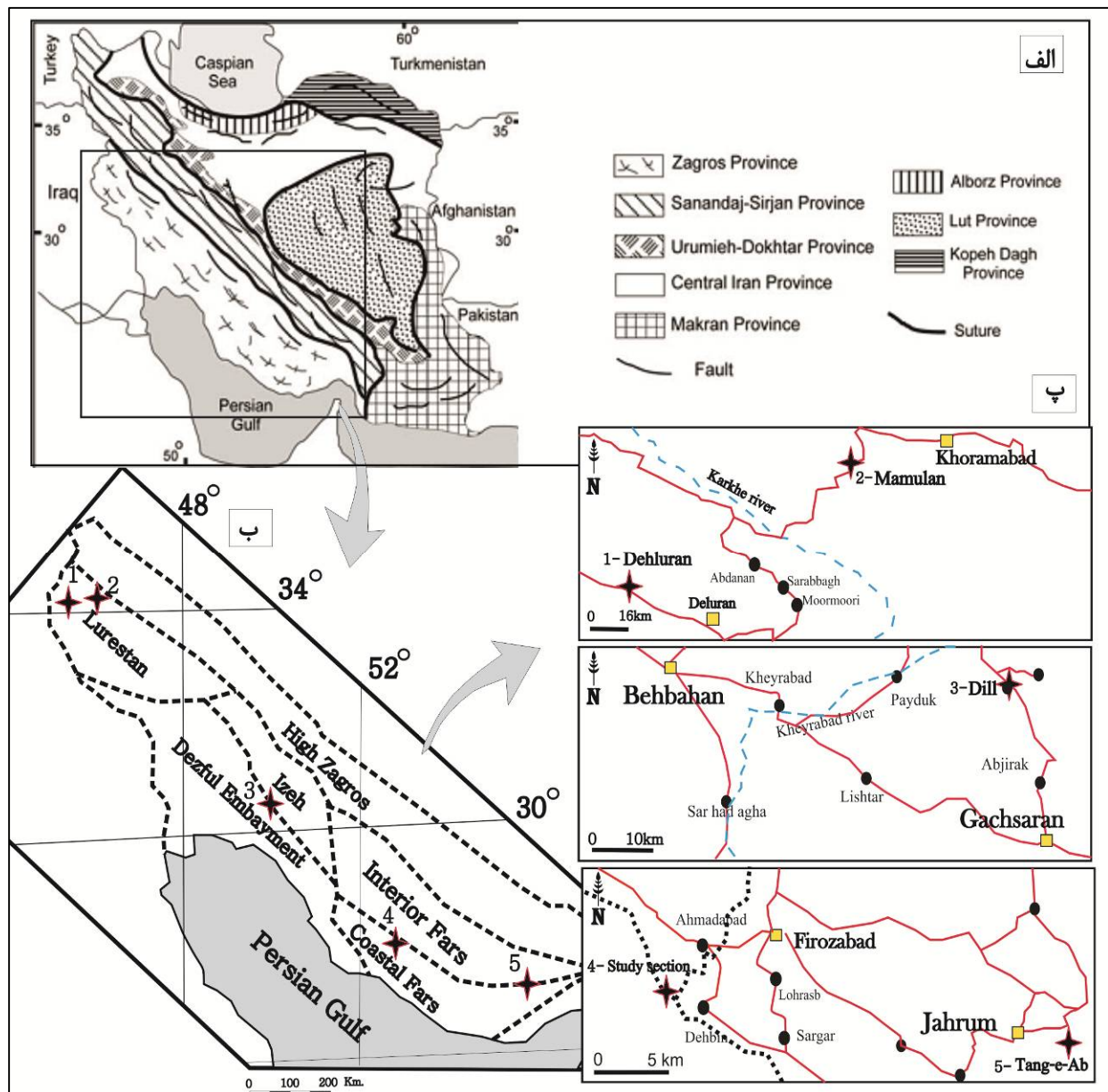
### مقدمه

سازند به طور عمده کربناته و شامل سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک رسی و شیل است. سازند آسماری دارای دو عضو تبخیری کلهر (در جنوب باختری لرستان و شمال باختری فروافتادگی دزفول) و ماسه سنگی اهواز (در جنوب فروافتادگی دزفول) می‌باشد (مطیعی، 1372). زمان زیادی از انتشار اولین تعاریف چینه شناسی سازند آسماری توسط James & Wynd (1965) می‌گذرد و تا امروز مطالعات زیادی در زمینه زیست چینه نگاری (Laursen et al., 2009; Ehrenbrg et al., 2007)

حوضه زاگرس به سبب ذخایر هیدروکربنی قابل توجه و فعالیت تکتونیکی بسیار جوان، از دیر باز مورد توجه محققان قرار داشته است. در این میان رسوبات پلاتفرم کربناته‌ای که سازند آسماری را تشکیل می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین مخازن نفتی در دنیا بوده و به همین علت از اهمیت خاصی برخوردارند (آقاباتی، 1385). حداکثر گسترش سازند آسماری در ناحیه فروافتادگی دزفول بوده، ولی از سمت شمال باختری تا خاک عراق و از جنوب تا عمان هم گسترش دارد. سنگ شناسی این

آسماری در نواحی مختلف حوضه زاگرس و تفسیر تغییرات این حوضه رسوبی طی زمان الیگوسن - میوسن می‌باشد. سازند آسماری در برش مورد مطالعه در پهنه فارس ساحلی، در 16 کیلومتری جنوب غرب فیروزآباد و در نزدیکی روستای ده‌بین واقع شده است. این برش از طریق جاده فیروزآباد - جم قابل دسترس بوده (شکل 1) و با دو سازند پابده در پایین و گچساران در بالا مرز همساز و تدریجی دارد.

(Van Buchem *et al.*, 2010) ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی (Sadeghi *et al.*, 2009)؛ Vaziri Moghaddam *et al.*, 2010 و همچنین دیرینه بوم شناسی سازند آسماری (al., 2011) و همچنین دیرینه بوم شناسی سازند آسماری (Rahmani *et al.*, 2009؛ Sadeghi *et al.*, 2009)؛ Allahkarampour dill *et al.*, 2012) صورت گرفته است. هدف این پژوهش مقایسه ویژگیهای زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها و چینه نگاری سکانشی سازند آسماری در ناحیه فیروزآباد فارس با 4 برش از سازند

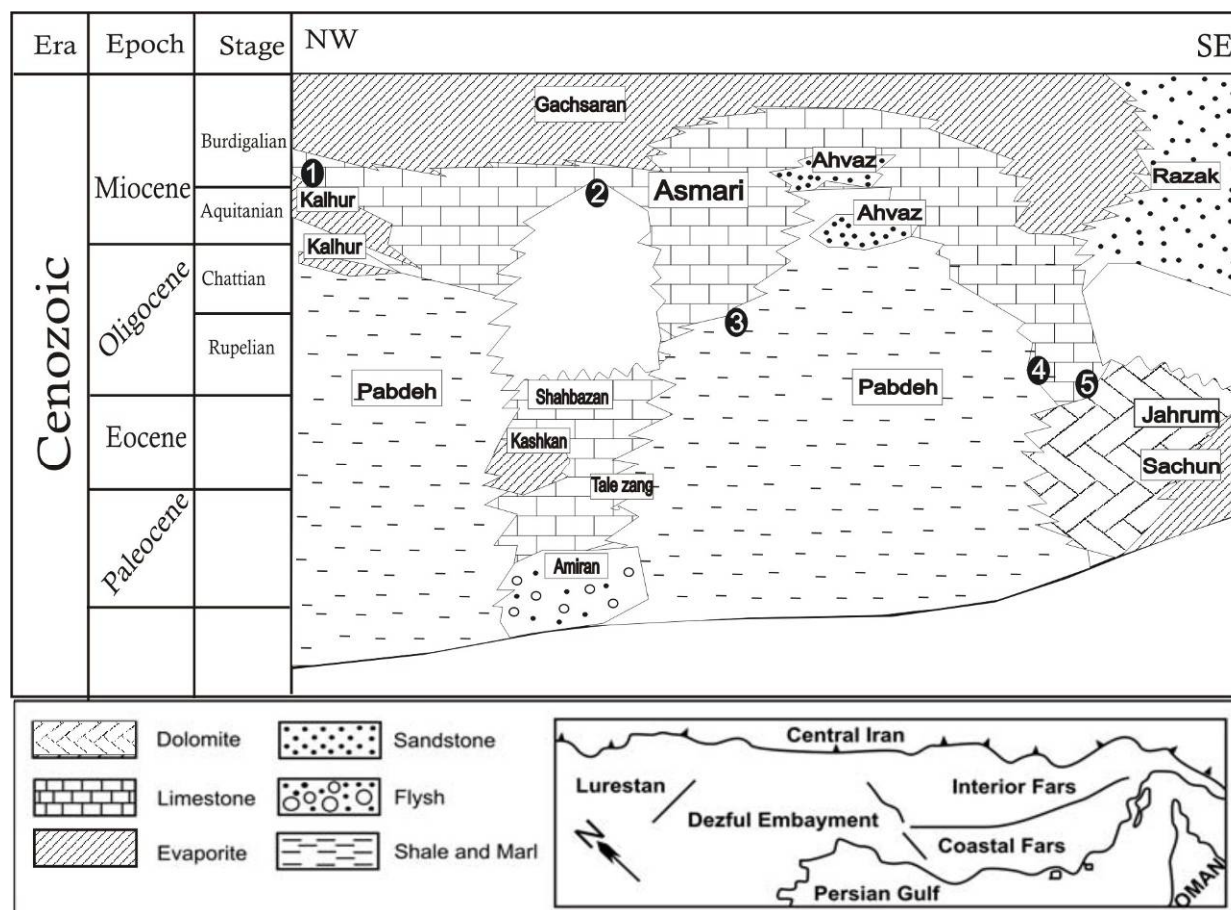


شکل 1: الف) پهنه‌های ساختاری ایران (Heydari, 2008)؛ ب) تقسیم‌بندی‌های موجود در حوضه زاگرس (Alavi, 2004, 2007)؛ پ) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برشهای مورد بحث در این نوشتار (1- برش دهلران، 2- برش معمولان، 3- برش دیل، 4- برش فیروزآباد، 5- برش تنگ آب چهارم)

## روش مطالعه

تعداد 148 نمونه از ضخامت 185 متری برش فیروزآباد برداشت شد که مورد مطالعات زیست چینه نگاری (با استفاده از بیوزوناسیون Laursen et al. (2009) و Van Buchem et al. (2010) و ریزرخساره‌ای قرار گرفتند. نام گذاری سنگهای کربناته بر اساس تقسیم بندی Dunham (1962) صورت گرفت. این برش با چهار برش تنگ آب

جهرم در فارس (Sadeghi et al., 2010)، دیل در فروافتادگی دزفول (Allahkarampour dill et al., 2010)، معمولان و دهلران در لرستان (Vaziri Moghaddam et al., 2010) مورد مقایسه قرار گرفته است (شکل 2).



شکل 2: شمای کلی از واحدهای سنگ چینه‌ای سنوزوئیک پیشین - میانی در حوضه زاگرس (Alavi, 2004, 2007) به همراه موقعیت تقریبی برشهای مورد مقایسه (1- برش دهلران، 2- برش معمولان، 3- برش دیل، 4- برش فیروزآباد، 5- برش تنگ آب جهرم)

## موقعیت زمین شناسی

ناهمسانی زمین ساختی مناطق مختلف ایران تا بدان جاست که بیان ویژگیهای یکسان برای آن را ناممکن می‌سازد. به همین دلیل از گذشته‌های دور تقسیم ایران به پهنه‌های رسوبی و ساختاری گوناگون مورد توجه بوده است (آقاباتی، 1385) (شکل 1). رسوبات حوضه زاگرس با ضخامت 7 تا 14 کیلومتر بر روی لبه شمال شرقی صفحه

عربی نهشته شده است. این حوضه در زمان پالئوزوئیک بخشی از قاره گندوانا را تشکیل می‌داده است. در پرمین پیشین چندین خرده قاره (ایران مرکزی، لوت، افغانستان و ...) از گندوانا جدا شدند و با تشکیل قاره سیمین، اقیانوس نئوتتیس را ایجاد کردند. خرده قاره سندج - سیرجان در تریاس پسین - ژوراسیک پیشین از پلاتفرم عربی جدا شد. در کرتاسه پسین، رژیم حاکم بر صفحه عربی و خرده قاره

سندج - سیرجان، از یک حاشیه غیرفعال به یک حاشیه فعال همگرا تبدیل شد. در این زمان با برخورد صفحه عربی به پهنه سندج - سیرجان (بسته شدن نئوتیس و کوه‌زایی زاگرس) حوضه فورلند زاگرس شکل گرفت. وقایعی که حوضه فورلند زاگرس را به وجود آورد تا امروز ادامه داشته و با تشکیل رسوبات سنوزوئیک در یک حوضه باریک شمال غربی - جنوب شرقی مشخص می‌شود (Heydari, 2008) (شکل 2). شکل‌گیری این حوضه فورلند به همراه وجود گسل‌های فعال در منطقه باعث تنوع جانبی رخساره‌ها در این زمان شده به طوری که حوضه زاگرس را بر اساس تغییرات جانبی رخساره‌ها به نواحی مختلفی همچون ناحیه فارس (زاگرس شرقی)، زون ایزه و فروافتادگی دزفول (زاگرس مرکزی) و لرستان (زاگرس غربی) تقسیم می‌کنند (Alavi, 2004, 2007) (شکل 1). همچنین نهشته شدن عضو تبخیری کلهر سازند آسماری در جنوب باختری لرستان و شمال باختری فروافتادگی دزفول را به فعالیت دو گسل فروافتادگی دزفول (DEF: Dezful Embayment Fault) و گسل پیشانی کوهستان (MFF: Mountain Front Fault) و شکل‌گیری عضو ماسه سنگی اهواز در این سازند را به حضور گسل فروبال زاگرس (ZFF: Zagros Foredeep Fault) نسبت می‌دهند (Ahmadhadi et al., 2007).

### زیست چینه نگاری

(Laursen et al., 2009) و (Van Buchem et al., 2010) با توجه به داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم بیوزوناسیون جدیدی برای سازند آسماری ارائه دادند (جدول 1). در برش فیروزآباد بیوزونهای 2، 3 و 4 از 7 بیوزون ارائه شده (جدول 1) یافت شده‌اند (بیوزون 2: *Nummulites vascus* - *Nummulites fichteli* Assemblage Zone - بیوزون 3: *Lepidocyclina* - *Operculina* - *Ditrupe* Assemblage Zone، بیوزون 4: *Archaias asmaricus* -

*Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone) که در مجموع سن روپلین - شاتین را برای این برش مشخص می‌کنند. همچنین در برش دهلران (Vaziri Moghaddam et al., 2010) بیوزونهای 5 و 7 با سن اکیٹانین - بوردیگالین، (بیوزون 5: *Miogypsina* - *Elphidium* sp. 14 - *Peneroplis farsensis* Assemblage Zone، بیوزون 7: *Borelis melo curdica* - *Borelis melo melo* Assemblage Zone -)، در برش معمولان (Vaziri Moghaddam et al., 2010) بیوزون 7 با سن بوردیگالین (بیوزون 7: *Borelis melo curdica* - *Borelis melo melo* Assemblage Zone)، در برش دیل (Allahkarampour dill et al., 2010) بیوزونهای 4، 5، 6 و 7 با سن شاتین - بوردیگالین (بیوزون 4: *Archaias asmaricus* - *Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone، بیوزون 5: *Miogypsina* - *Elphidium* sp. 14 - *Peneroplis Indeterminate* Assemblage Zone، بیوزون 6: *Borelis melo curdica* - *Borelis melo melo* Assemblage Zone) و در برش تنگ آب جهرم (Sadeghi et al., 2010) بیوزونهای 2 و 4 با سن روپلین - شاتین (بیوزون 2: *Nummulites vascus* - *Nummulites fichteli* Assemblage Zone، بیوزون 4: *Archaias asmaricus* - *Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone) شناسایی شده‌اند (اطلاعات مربوط به بیوزونهای شناسایی شده در برشهای مورد مقایسه در جدول 1 به طور خلاصه آمده است).

### ریزرخساره‌های میکروسکپی

مطالعه مقاطع نازک میکروسکپی 148 نمونه از سازند آسماری در برش فیروزآباد به تفکیک 7 ریزرخساره انجامیده است (شکل 3). این ریز رخساره‌ها به همراه ریزرخساره‌های برشهای مورد مقایسه در چهار زیرمحیط پهنه جزرومدی، لاگون، شول و دریای باز نهشته شده‌اند.



جدول ۱: بیوزوناسیون ارائه شده توسط Laursen et al. (2009) و Van Buchem et al. (2010) برای سازند آسماری، به همراه بیوزونهای موجود در برشهای مورد مقایسه (۱- برش دهلران، ۲- برش معمولان، ۳- برش دیل، ۴- برش فیروزآباد، ۵- برش جهرم)

| Stage             | No. | Assemblage zone (Laursen et al., 2009, Van buchem et al., 2010)                   | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------------|-----|-----------------------------------------------------------------------------------|---|---|---|---|---|
| Burdigalian       | 7   | <i>Borelis melo curdica</i> – <i>B. melo melo</i>                                 | • | • | • |   |   |
| Aquitanian        | 6   | Indeterminate zone                                                                |   |   | • |   |   |
| Aquitanian        | 5   | <i>Miogypsina</i> – <i>Elphidium</i> sp. 14– <i>Peneroplis farsensis</i>          | • |   | • |   |   |
| Chattian          | 4   | <i>Archaias asmaricus</i> – <i>A. hensoni</i> – <i>Miogypsinoides complanatus</i> |   |   | • | • | • |
| Rupelian-Chattian | 3   | <i>Lepidocyclina</i> – <i>Operculina</i> – <i>Ditrupa</i>                         |   |   |   | • |   |
| Rupelian          | 2   | <i>Nummulites vascus</i> – <i>N. fichteli</i>                                     |   |   |   | • | • |
| Eocene-Oligocene  | 1   | <i>Globigerina</i> spp. – <i>Turborotalia cerroazulensis</i> – <i>Hantkenina</i>  |   |   |   |   |   |

ریز رخساره مادستون (شکل 3ب): این ریزرخساره در برشهای دهلران (A2)، معمولان (B1)، دیل (C1 و C2) و تنگ آب جهرم (E1) شناسایی شده است (جدول 2، شکل 5). حضور گل کربناته، دانه‌های پراکنده کوارتز، نبود و یا تنوع بسیار پایین فونا، فقدان ساختمانهای نشان دهنده خروج از آب (نظیر ساخت چشم پرنده‌ای) و همراهی با ریزرخساره‌های لاگونی در انباشت رسوبی، رسوب گذاری در بخش نزدیک به ساحل یک لاگون را برای این ریزرخساره مشخص می‌کند.

ریز رخساره انیدریت (شکل 3پ): این ریزرخساره تنها در برش دهلران شناسایی شده است (A3) (جدول 2، شکل 5). ضخامت این انیدریت و امتداد جانبی آن، رسوب گذاری در یک حوضه بسته بسیار شور که از دریای باز جدا می‌شده است را نشان می‌دهد. مطالعات ایزوتوپ استرانسیوم (Ehrenberg et al., 2007)، سن این انیدریت را مطابق با سن مورد انتظار آن یعنی مرز الیگوسن - میوسن نشان می‌دهد که حاکی از رسوب گذاری اولیه این نهشته‌ها می‌باشد.

ریز رخساره حاوی روزن داران پورسلانوز با تنوع پایین: این ریزرخساره در برش دهلران (A4)، معمولان (B2)، فیروزآباد (D1) و تنگ آب جهرم (E2) قابل شناسایی است (جدول 2، شکل‌های 4 و 5). از تشکیل دهندگان اصلی

فهرست کامل ریزرخساره‌های شناسایی شده در همه برشها در جدول 2 آمده است. در این جا نیز این ریزرخساره‌ها با توجه به محیط تشکیل، تقسیم بندی شده و شرح مختصری از آنها ارائه خواهد شد:

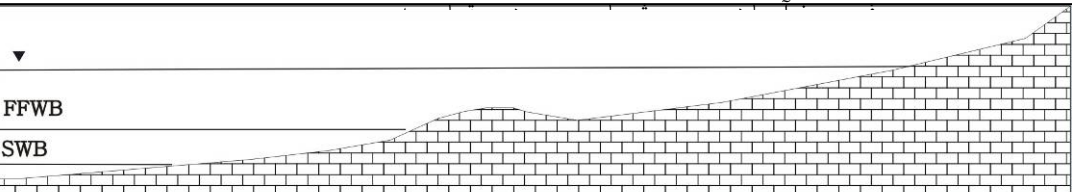
### پهنه جزر و مدی

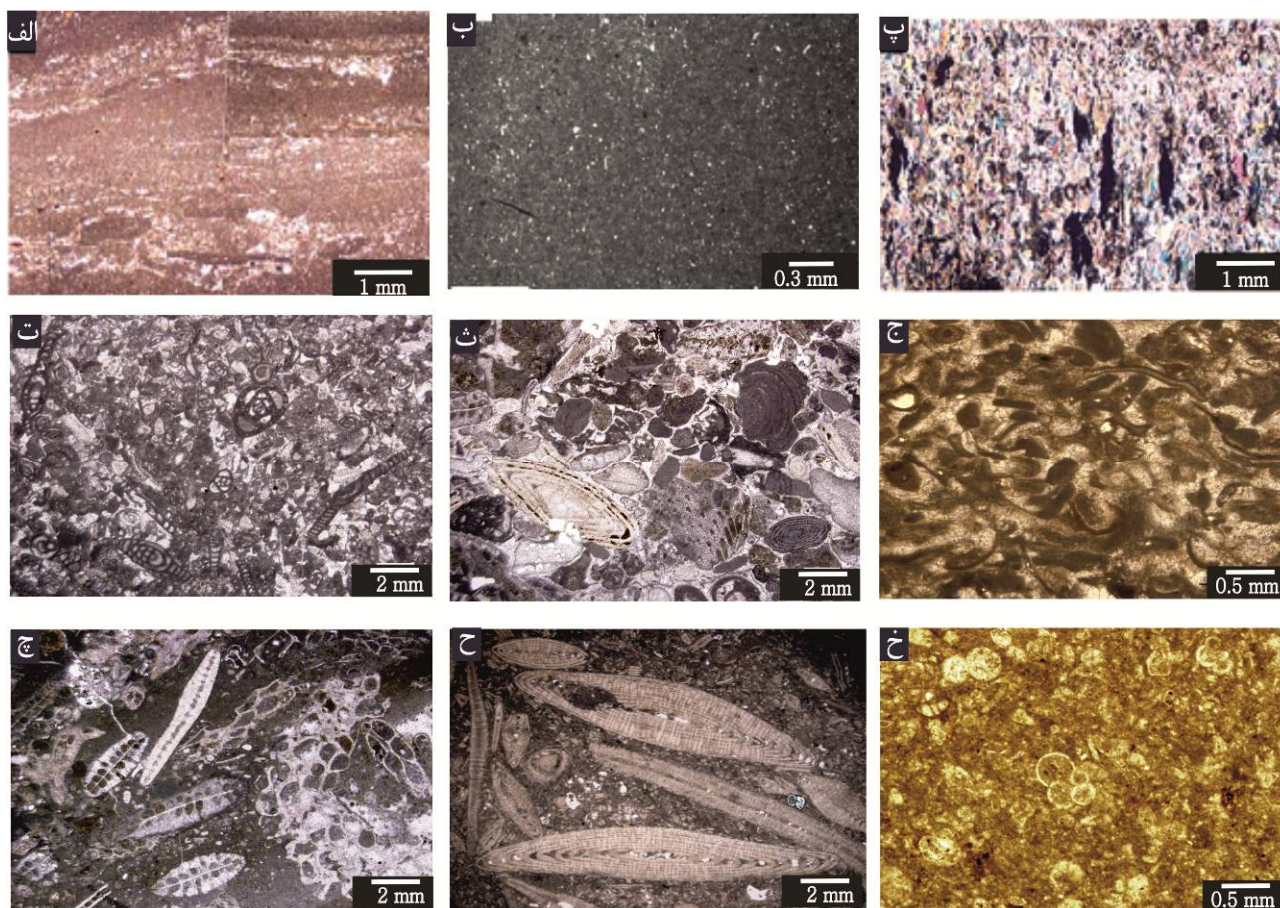
ریز رخساره باندستون استروماتولیتی (شکل 3الف): این ریزرخساره تنها در برش دهلران شناسایی شده است (A1) (جدول 2، شکل 5). استروماتولیتها از اتصال ذرات رسوبی به یک بستر جلبکی یا پوششی از سیانو باکتریها تشکیل می‌شوند. بهترین مکان برای تشکیل استروماتولیتها محیطهایی هستند که موجودات پرسلولی همچون ماهیها و شکم‌پایان نتوانند پوششهای جلبکی را بخورند و از بین ببرند (Hernández-Romano, 2004, Flugel, 2010). به همین دلیل استروماتولیتهای عهد حاضر را می‌توان در مناطق گرم، مرطوب و آبهای شور محیطهایی چون سواحل جنوبی خلیج فارس، باهاماس و شارک بی یافت (Hoffman, 1976).

### پهنه لاگون

ریز رخساره‌های مربوط به لاگون را در برشهای مورد مقایسه می‌توان به پنج دسته تقسیم کرد:

جدول ۲: ریزخساره ها و الگوی رسوبی سازند آسماری در برش

|                                                                                                                       |  |                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                 |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|--------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| FFWB<br>SWB                                                                                                                                                                                             |  |                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                 |
| Outer ramp      Middle ramp      Inner ramp                                                                                                                                                             |  |                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | environment                                                                                                                                                                                                     |
| Open marine                                                                                                                                                                                             |  | Shoal                                            | Lagoon                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | Tidal flat                                                                                                                                                                                                      |
| A6: Bioclastic Miogypsina corallinacean wackestone-packstone<br>A7: Bioclastic planktonic foraminifera wackestone                                                                                       |  |                                                  | A2: Mudstone<br>A3: Anhydrite<br>A4: Dendritina miliolids peloids wackestone-packstone-grainstone<br>A5: Bioclastic rotaliids miliolids wackestone-packstone                                                                                                                                                                                | A1: Stromatolitic boundstone                                                                                                                                                                                    |
| B5: Bioclastic corallinacean coral floatstone-rudstone                                                                                                                                                  |  |                                                  | B1: Mudstone<br>B2: Dendritina miliolids peloids wackestone-packstone-grainstone<br>B3: Bioclastic rotaliids miliolids wackestone-packstone<br>B4: Bioclastic miliolids coral floatstone-rudstone                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                                                                 |
| C8: Bioclast perforate foraminifer-packstone-wackestone<br>C9: Bioclast perforate foraminifera coral packstone-rudstone<br>C10: Bioclast corallinacean Neorotalia Miogypsinoides packstone/grainstone   |  | C7: Bioclast miliolids and Neorotalia grainstone | C1: sandy mudstone<br>C2: Bioclast laminated mudstone<br>C3: Bioclast peloidal Archaias, miliolidsDendritina packstone-grainstone<br>C4: Bioclast porcelaneous foraminifera wakestone - packstone<br>C5: Bioclast miliolid corallinacea wackestone-packstone to grainstone<br>C6: Bioclast perforate and imperforate foraminifera packstone |                                                                                                                                                                                                                 |
| D5: perforate foraminifera bryozoa packstone- grainstone<br>D6: large perforate foraminifera, planktonic foraminifera bioclast wackestone -packstone<br>D7: Bioclast planktonic foraminifera wackestone |  | D4: Bioclast peloidal grainstone                 | D1: Miliolids bioclast wackestone<br>D2: Imperforate foraminifera bioclast wackestone- packstone- grainstone<br>D3: Benthic foraminifera (perforate and imperforate) bioclast wackestone - packstone-grainstone                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                 |
| E5: bioclastic nummulitid wackestone-packston                                                                                                                                                           |  |                                                  | E1: bioclastic mudstone<br>E2: peloidal miliolid bioclast wackestone packstone-grainstone<br>E3: imperforate foraminifera bioclast peloids packstone-grainstone<br>E4: nummulitid miliolid peloidal bioclast-wackestone-packstone-grainston                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                 |
|                                                                                                                                                                                                         |  |                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | Dehluran (Vaziri-Moghadam et al. 2010)<br><br>Mamulan (Vaziri-Moghadam et al. 2010)<br><br>Dill (Allahkarampour dill et al., 2010)<br><br>Firuzabad (this study)<br><br>Tange ab (Jahrum) (Sadeghi et al. 2010) |



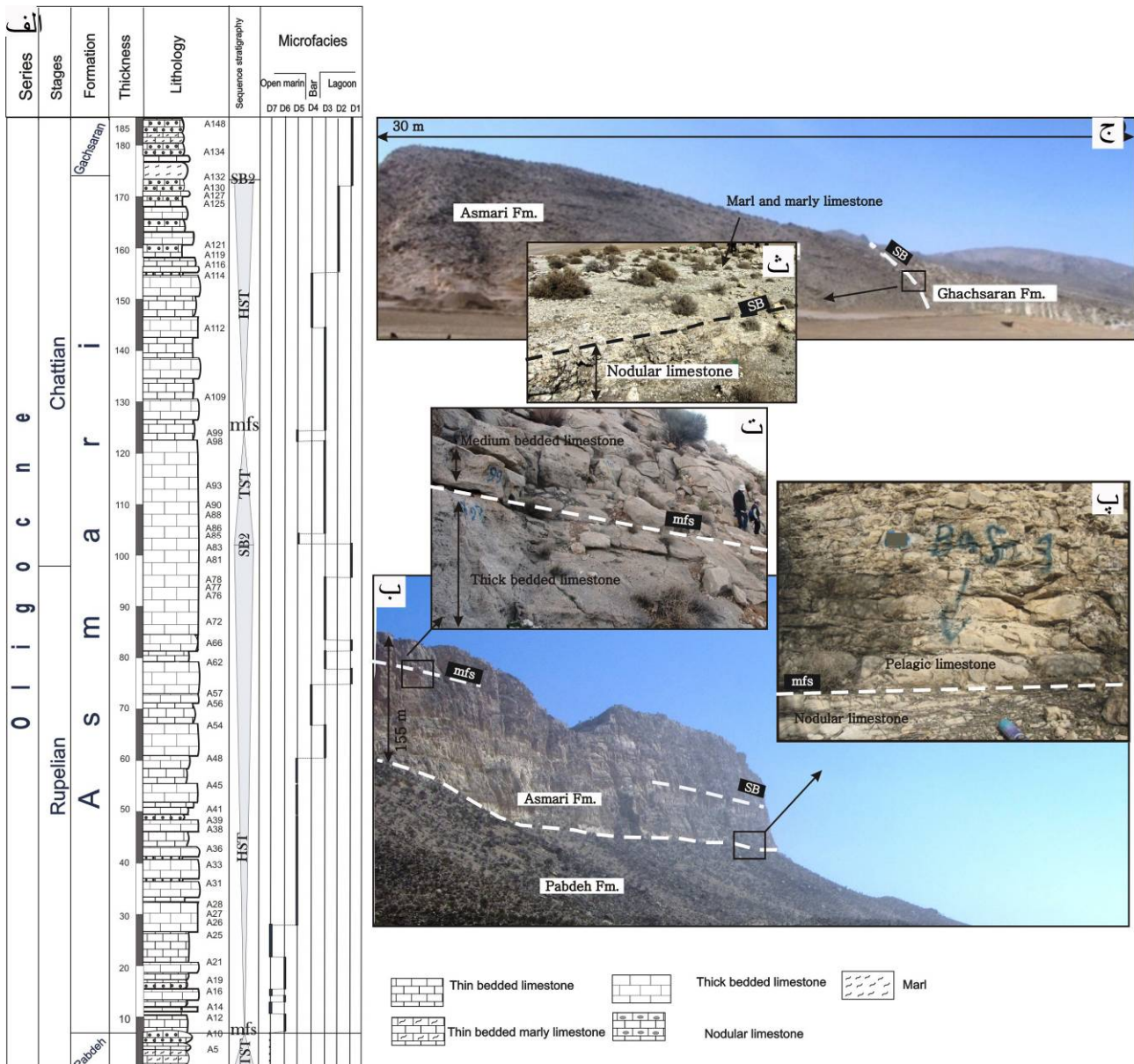
شکل 3: ریزرخساره‌های موجود در سازند آسماری (نور معمولی): الف) باندستون استرماتولیتی (A1- Vaziri-Moghaddam *et al.*, 2010)، ب) مادستون کوارتزدار (C1- Allahkarampour dill *et al.*, 2010)، پ) انیدریت (A3- Vaziri-Moghaddam *et al.*, 2010)، ت) وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران پورسلانوز با تنوع زیاد (D2)، ث) پکستون - گرینستون حاوی فونای دریای باز و لاگون (D3)، ج) گرینستون حاوی بیوکلاست و پلوئید (D4)، چ) پکستون حاوی فونای دریای باز (D5)، ح) پکستون حاوی پلانکتون و کفزی (D6)، خ) وکستون حاوی بیوکلاست و روزن‌داران پلانکتون (D7).

این ریزرخساره، روزن‌داران دارای پوسته پورسلانوز مانند میلیولیدها با تنوع محدود و فراوانی زیاد، پلوئید و خرده‌های بیوکلاستی می‌باشند. تنوع کم فونا و فراوانی گل کربناته، رسوب‌گذاری در بخشهای کم انرژی لاگون که ارتباط کمی با دریای باز داشته را تایید می‌کند (Flügel, 2010). Geel (2000) رخصاره‌های غنی از میلیولید را شاخص محیطهای با شوری و یا مواد غذایی زیاد می‌داند.

**ریزرخساره حاوی روزن‌داران پورسلانوز با تنوع زیاد (شکل 3ت):** این ریزرخساره در برش دیل (C3 و C4)، فیروزآباد (D2) و تنگ آب جهرم (E3) شناسایی شده است (جدول 2، شکل 4 و 5). روزن‌داران با پوسته پورسلانوز (*Borelis*, *Peneroplis*, *Archaias* و ...) با

تنوع زیادی در این ریزرخساره وجود دارند. خرده‌های بایوکلاستی نظیر پوسته دوکفه‌ای، گاستروپود، جلبک سبز و ... دیگر تشکیل دهندگان این ریزرخساره می‌باشند. تنوع بالای موجودات در این ریزرخساره حاکی از افزایش عمق و چرخش خوب آب می‌باشد (Flügel, 2010). امروزه بعضی از روزن‌داران پورسلانوز نظیر آرکیاسها و پنروپلیدها در مناطق حاره‌ای و نیمه حاره‌ای و محیطهای کم عمق فراوان هستند. این روزن‌داران میزبان جلبکهای همزیست می‌باشند و به دلیل همین رابطه همزیستی، قادر نیستند در محیطهایی با شوری زیاد زندگی کنند (Lee, 1990). نفوذ زیاد نور در این محیط باعث می‌شود روزن‌دارانی با پوسته شفاف تقریباً در این عمق غایب باشند (Brandano *et al.*, 2008).





شکل 4: الف) الگوهای کم عمق و عمیق شدگی ریز رخساره‌ها به همراه چینه نگاری سکansı سازند آسماری در برش فیروزآباد، ب) مرز زیرین سازند آسماری با سازند پابده (دید به سمت شرق و جنوب شرق)، پ) نمای نزدیک از مرز سازند آسماری و پابده که به عنوان حداکثر سطح غرقابی در نظر گرفته شده است، ت) نمای نزدیک از حداکثر سطح غرقابی سکانس دوم در برش فیروزآباد، ث) مرز بالایی سازند آسماری با سازند گچساران (دید به سمت جنوب شرق)، ج) نمای نزدیک از مرز سازند آسماری و گچساران که به عنوان SB2 در نظر گرفته شده است.

می‌باشد. حضور همزمان این فونا حاکی از عدم حضور یک سد پیوسته می‌باشد (Vaziri-Moghaddam et al., 2010). ترکیب فونا و موقعیت این ریز رخساره‌ها در بالای ریز رخساره‌های لاگون، رسوب گذاری در محیط لاگون رو به سد با چرخش خوب آب و میزان اکسیژن بالا را پیشنهاد می‌دهد (Romero et al., 2002).

**ریز رخساره حاوی حضور همزمان فونای دریای باز و لاگون (شکل 3ث):** این ریز رخساره در برش دهلران (A5)، معمولان (B3 و B4)، دیل (C5 و C6)، فیروزآباد (D3) و تنگ آب جهرم (E4) یافت شده است (جدول 2، شکل 4 و 5). ویژگی مشترک این ریز رخساره‌ها حضور همزمان فونای دریای باز (روزن‌داران با پوسته هیالین، جلبک قرمز، بریوزوآ و ...) و لاگون (روزن‌داران با پوسته پورسلانوز)

## پهنه شول

این ریزرخساره در برش دیل (C7) و در برش فیروزآباد (D4) شناسایی شده است (جدول 2، شکل 4 و 5). جورشدگی خوب و عدم حضور گل کربناته حاکی از نهشته شدن این ریزرخساره در محیطی پر انرژی (نظیر شول) می‌باشد. این فرضیه به دلیل نبود روزن‌داران کامل و برجایی که نشان دهنده محیط آبی عمیقتر باشند، بیان شده است. این محیط پرانرژی در حاشیه پلاتفرم قرار داشته و دریای باز را از محیط محصورتر جدا می‌کند (Flugel, 2010).

## پهنه دریای باز

ریزرخساره‌های دریای باز را در برشهای مورد مقایسه می‌توان به سه دسته تقسیم کرد:

**ریزرخساره حاوی فونای نرمال دریایی (شکل 3ج):** این ریزرخساره در برشهای دهلران (A6)، معمولان (B5)، دیل (C8، C9 و C10)، فیروزآباد (D5) و تنگ آب جهرم (E5) شناسایی شده است (جدول 2، شکل 4 و 5). این ریزرخساره با توجه به وجود روزن‌داران هیالین، جلبک قرمز، بریوزوآ، مرجان و ... در یک محیط دریایی با شوری نرمال، درون پهنه نورانی و در بخش رو به دریای سد نهشته شده است (Corda & Brandano, 2003; Bassi et al., 2007). خرد شدگی دانه‌ها و وجود بافت گریستونی در این ریزرخساره در بعضی از برشها حاکی از شرایط موقت پرانرژی و رسوب گذاری این ریزرخساره در بالای خط اثر امواج طوفانی می‌باشد (Flugel, 2010).

**ریزرخساره حاوی روزن‌داران با پوسته هیالین کشیده و روزن‌داران پلانکتون (شکل 3ح):** محیط کم انرژی به دلیل بافت ریزدانه و شوری نرمال دریایی به علت حضور فونای استنوهالین (Flugel, 2010)، از خصوصیات این ریزرخساره می‌باشد که تنها از برش فیروزآباد (D6) گزارش شده است (جدول 2، شکل 4). این ریزرخساره به دلیل حضور روزن-

داران هیالین با پوسته کشیده در عمیقترین بخش پهنه نوری نهشته شده است (Hottinger, 1973).

**ریزرخساره حاوی روزن‌داران پلانکتون (شکل 3خ):** این ریزرخساره از برش دهلران (A7) و برش فیروزآباد (D7) گزارش شده است (جدول 2، شکل 4 و 5). مقدار زیاد میکرایت و همچنین فقدان ساختهای رسوبی پرانرژی حاکی از نهشته شدن این ریزرخساره در محیطی آرام با انرژی هیدرودینامیکی پایین (Scholle et al., 1983) و در زیر قاعده امواج طوفانی می‌باشد (Flugel, 2010). نبود روزن‌داران همزیست دار و موجودات وابسته به نوری مثل جلبک قرمز، رسوب گذاری در زیر پهنه نورانی را پیشنهاد می‌دهد (Cosovic et al., 2004).

## محیط رسوبی

یکی از عوامل مهم در شکل گیری پلاتفرمهای کربناته، نوع اجتماعات کربنات ساز در آن حوضه می‌باشد. Einsele (2000) معتقد است با تغییر اجتماعات کربنات ساز، میزان تولید کربنات در قسمت‌های مختلف یک پلاتفرم کربناته تغییر می‌یابد و نوع پلاتفرم تغییر می‌کند. به عنوان مثال، حضور اجتماع کلروزوئن (به طور عمده شامل مرجانهای همزیست‌دار و جلبک سبز) در پهنه یوفوتیک، با ایجاد شیبی در حاشیه پلاتفرم، آن را به یک شلف لبه دار تبدیل می‌کند، اما تولید یکنواخت کربنات در حوضه با ایجاد یک شیب ملایم، منجر به تشکیل یک رمپ هموکلینال می‌شود (Pomar et al., 2004).

کربناتهای گرمسیری سازند آسماری با تولید یکنواخت کربنات توسط روزن‌داران کفزی بزرگ، جلبکهای قرمز و ... در بالای پهنه نورانی و روزن‌داران پلانکتون در زیر پهنه نورانی و نبود ریف مشخص می‌شوند.

علاوه بر نوع اجتماعات کربناته، هندسه حوضه نیز بر شکل گیری پلاتفرمهای کربناته تأثیرگذار است. به عنوان مثال حوضه‌های فورلند به دلیل شیب ملایم لبه حوضه به



سمت مرکز برای ایجاد رمپهای کربناته مستعد هستند (Dorobek, 1995).

بنابراین با توجه به تشکیل پلاتفرم کربناته سازند آسماری در حوضه فورلند زاگرس و نوع اجتماعات کربناته، همچنین بررسی ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش فیروزآباد و برشهای مورد مقایسه، تطبیق این ریزرخساره‌ها با کمربندهای رخساره‌ای Wilson (1975) و Flugel (2010)، با استناد به قانون والتر و با توجه به شواهدی مانند عدم رشد ریفهای سدی، شیب کم حوضه به دلیل عدم وجود رخساره‌های ریزشی و لغزشی و تبدیل آرام ریزرخساره‌ها به هم (شکل 4 و 5)، سازند آسماری در حوضه زاگرس در یک رمپ کربناته نهشته شده است.

### چینه نگاری سکansı

بر اساس آخرین تعاریف، چینه نگاری سکansı عبارت از مطالعه تغییرات دوره‌ای در الگوهای انباشتگی لایه‌ها در پاسخ به فضای رسوب گذاری و مقدار تأمین رسوب است (Catuneanu, 2012). چینه نگاری سکansı ابزار مؤثری در تطابقهای ناحیه‌ای و جهانی بوده و به تفسیر تغییرات جغرافیای دیرینه در مقیاس ناحیه‌ای و جهانی کمک می‌کند (Catuneanu et al., 2009). از دیگر کاربردهای چینه نگاری سکansı می‌توان به ایجاد روشهای جدیدی در اکتشاف نفت، زغال و سایر کانیهای رسوبی اشاره کرد (Catuneanu, 2006). هر سکانس را می‌توان بر اساس الگوهای انباشتگی (پیش‌روی و پس‌روی) و نوع سطوح محدود کننده سکانس، به بسته‌های رسوبی (systems tract) تقسیم کرد. از جمله بسته‌های رسوبی قابل شناسایی در یک سکانس می‌توان به LST (Lowstand systems tract)، TST (Transgressive systems tract) و HST (Highstand systems tract) اشاره کرد (Catuneanu et al., 2010, 2011).

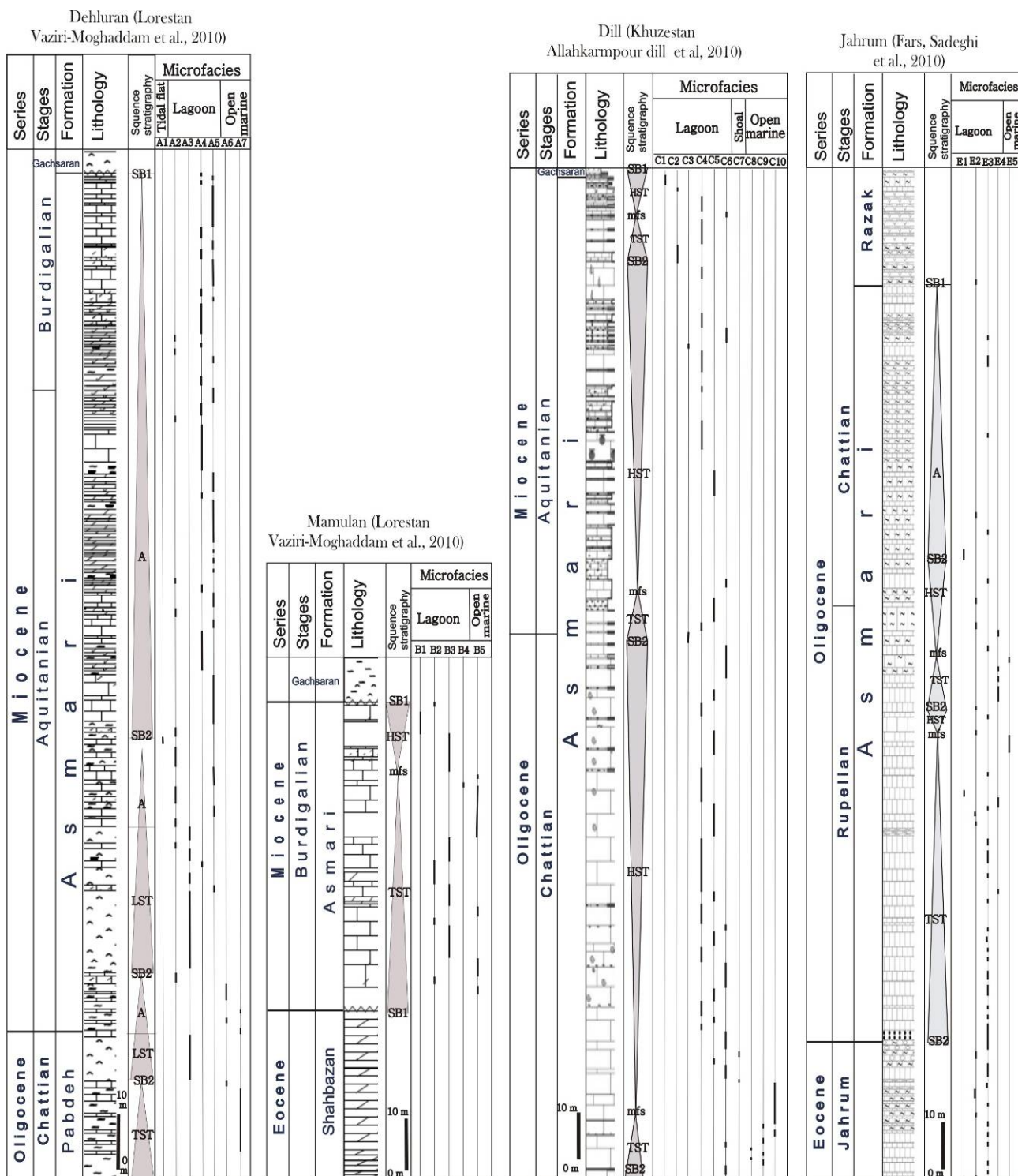
با گذشت زمان، با توجه به نحوه تفسیر چینه نگاری سکansı از توالی چینه‌ای، سه الگوی سکansı شامل سکانس رسوبی (Depositional sequence)، سکانس چینه‌ای تکوینی (Genetic stratigraphic sequence) و سکانس پیش‌رونده - پس‌رونده (Transgressive - Regressive sequence) ارائه شده است که هیچ یک از این الگوها برای همه محیطهای رسوبی قابل استفاده نمی‌باشد (Catuneanu, 2002).

اساس کار چینه نگاری سکansı در این مطالعه، سکانس رسوبی می‌باشد. این نوع سکانس در بین سطوح ناپیوستگی (SB1) و یا پیوستگیهای قابل تطابق با ناپیوستگیها (SB2) محصور می‌باشد. این سکانس طی یک چرخه کامل تغییرات در فضای رسوب گذاری (accommodation) نهشته می‌شود، ولی تشکیل مرزهای این سکانس وابسته به دوره‌هایی است که فضای رسوب گذاری منفی است (Mitchum, 1977). شناسایی سکانسهای رسوبی در رسوبات کربناته یکنواخت مشکل به نظر می‌رسد، ولی استفاده از روزن‌داران کفزی بزرگ به دلیل حساسیت آنها به تغییر عمق، شاخص خوبی برای تعیین سکانسها محسوب می‌شود (Sarg, 1988).

بر اساس پراکندگی روزن‌داران کفزی و پلانکتون و ریزرخساره‌های موجود، دو سکانس رسوبی درجه 3 در برش فیروزآباد شناسایی شد (شکل 4). با تطابق و مقایسه سنی سکانسهای برش فیروزآباد با چهار برش دیگر، به طور کلی 7 سکانس رسوبی قابل تشخیص می‌باشد (شکل 6).

### سکانس 1 (روپلین)

سکانس رسوبی 1 در برش تنگ آب چهارم (Sadeghi et al., 2010) و فیروزآباد شناسایی شده است (شکل 5 و 6). مرز زیرین این سکانس در برش تنگ آب چهارم با سازند چهارم می‌باشد که به دلیل عدم شناسایی شواهد خروج از آب از نوع SB2 در نظر گرفته شده است.



شکل 5: ریزرخساره‌ها و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در برشهای مورد مقایسه (به دلیل تأثیر شدید دیاژنز در بعضی از مقاطع نازک برشهای دیل و تنگ آب جهرم، ریز رخساره‌ها در بعضی از ضخامتها قابل شناسایی نبوده است).

دریای باز سازند پابده می‌باشد. سطح حداکثر غرقابی (mfs) در برش تنگ آب جهرم شامل ریز رخساره دریای باز حاوی روزن‌داران با پوسته هیالین (E5) بوده و در برش فیروزآباد از ریزرخساره دریای باز حاوی روزن‌داران

در برش فیروزآباد، این مرز شناسایی نشده و در سازند پابده قرار دارد. در برش تنگ آب جهرم دسته رسوبی پیش‌رونده (TST) از ریز رخساره‌های لاگونی تشکیل شده است. اما TST در برش فیروزآباد شامل ریزرخساره‌های

پلانکتون (D7) تشکیل شده است. سطح حداکثر غرقابی در برش تنگ آب جهرم با رسوبات لاگونی و در برش فیروزآباد با رسوبات دریای باز، شول و لاگون (HST) پوشیده می‌شود. مرز بالایی این سکانس در هر دو برش از نوع SB2 بوده و با توجه به الگوی تغییر ریزرخساره‌ها از عمیق به کم عمق (ریزرخساره E2 در برش تنگ آب جهرم و ریزرخساره D1 در برش فیروزآباد) شناسایی شده است.

### سکانس 2 (روپلین - شاتین)

سکانس رسوبی 2 تنها در برش تنگ آب جهرم (Sadeghi *et al.*, 2010) شناسایی شده است و ضخامت کمی دارد (شکل 5 و 6). ریزرخساره‌های لاگون دسته رسوبی پیش‌رونده (TST) را در این سکانس تشکیل می‌دهند. سطح حداکثر غرقابی با رخساره دریای باز (E5) مشخص می‌شود. ریزرخساره‌های لاگونی، مشخص کننده دسته رسوبی HST در این سکانس می‌باشند. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم بوده و با کم عمقترین رخساره لاگونی (E1) مشخص می‌شود.

### سکانس 3 (شاتین)

سکانس رسوبی 3 به سن شاتین بوده و در برشهای تنگ آب جهرم (Sadeghi *et al.*, 2010)، فیروزآباد و دیل (Allahkarampour dill *et al.*, 2010) شناسایی شده است (شکل 5 و 6). توالی رسوبات شاتین در برش تنگ آب جهرم به صورت انباشتی از ریزرخساره‌های لاگونی بوده (Aggregation) و دسته رسوبی TST و HST در آن قابل تفکیک نمی‌باشد.

سکانس 3 در برش فیروزآباد و دیل با پیش‌روی رخساره‌های متعلق به لاگون و دریای باز (TST) بر روی مرز سکانس قبلی آغاز می‌شود. سطح حداکثر غرقابی در برش فیروزآباد با ریزرخساره دریای باز حاوی روزن‌داران با پوسته هیالین (D5) و در برش دیل با عمیقترین رخساره

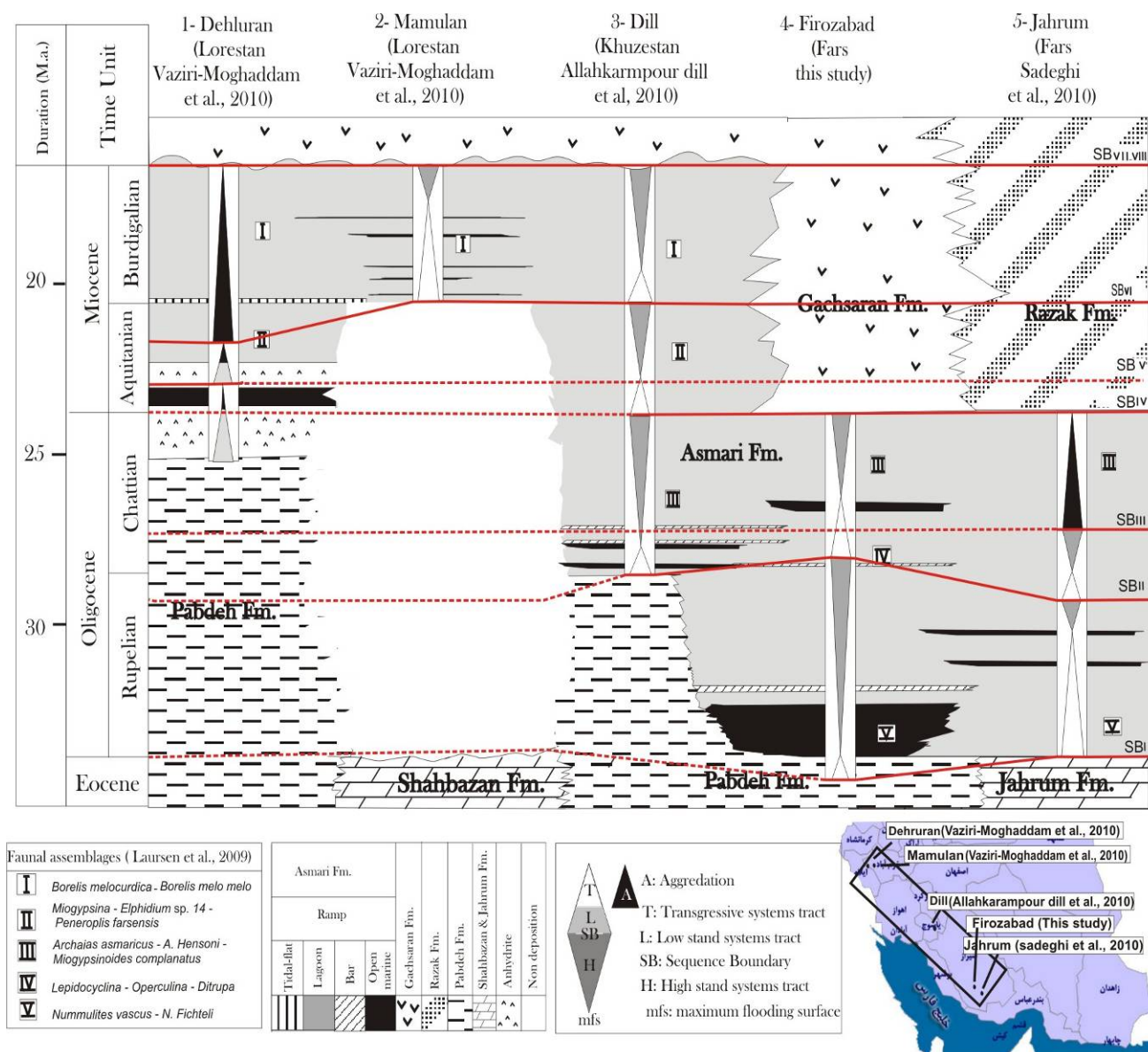
متعلق به دریای باز (D10) مشخص می‌شود. بعد از سطح حداکثر غرقابی، روند کم عمق شدن ریزرخساره‌ها در هر دو برش فیروزآباد و دیل آغاز می‌شود که با نهشته شدن دسته رخساره لاگون در برش دیل، شول و لاگون در برش فیروزآباد (HST) همراه است. مرز بالایی این سکانس در همه برشها از نوع SB2 می‌باشد و با توجه به الگوی کم عمق شدگی ریزرخساره‌ها شناسایی شده است (E2 در برش تنگ آب جهرم، D1 در برش فیروزآباد و C3 در برش دیل).

### سکانس 4 (شاتین - اکتیانین)

سکانس رسوبی 4 با سن شاتین - اکتیانین در برش دهلران (Vaziri Moghaddam *et al.*, 2010) شناسایی شده است (شکل 5 و 6). این سکانس با سنگ شناسی انیدریتی آغاز می‌شود که در رأس سازند پابده نهشته شده است و معرف بسته رسوبی LST می‌باشد. با پیش‌روی و بالا آمدن سطح آب دریا در ادامه، ریزرخساره‌های یکنواخت دریای باز متعلق به سازند آسماری نهشته می‌شوند (Aggregation). به دلیل نبود شواهد خروج از آب، مرز بالایی این سکانس از نوع SB2 در نظر گرفته شده است.

### سکانس 5 (اکتیانین)

این سکانس رسوبی در برشهای دهلران (Vaziri Moghaddam *et al.*, 2010) و دیل (Allahkarampour dill *et al.*, 2010) شناسایی شده است (شکل 5 و 6). این سکانس در برش دهلران نیز با انیدریت در قاعده آغاز شده (LST) که با توالی یکنواختی از رسوبات لاگونی ادامه پیدا می‌کند، اما در برش دیل با پیش‌روی رخساره‌های لاگونی مربوط به TST بر روی مرز سکانس قبلی آغاز می‌شود. سطح حداکثر غرقابی با ریز رخساره لاگون رو به سد (C6) مشخص می‌شود و در ادامه ریزرخساره‌های لاگونی HST مربوط به محیط کم عمقتر بر روی سطح حداکثر غرقابی



شکل 6: مقایسه زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در نقاط مختلف حوضه زاگرس

سازند آسماری و شروع رسوب گذاری رسوبات تبخیری مربوط به سازند گچساران همراه و از نوع SB1 می باشد.

### سکانس 7 (بورديگالين)

سکانس رسوبی 7 دارای سن بورديگالين بوده و در برشهای ديل (Allahkarpour dill et al., 2010) و معمولان (Vaziri Moghaddam et al., 2010) شناسایی شده است (شکل 5 و 6). بسته رسوبی TST در برش ديل شامل رسوبات لاگون و در برش معمولان شامل رسوبات لاگون

قرار می گیرند. مرز سکانس رسوبی 5 در هر دو برش با توجه به نبود شواهد خروج از آب از نوع دوم (SB2) می باشد.

### سکانس 6 (اکيتانين - بورديگالين)

سکانس 6 در برش دهلران (Vaziri Moghaddam et al., 2010) شامل توالی همگنی از رسوبات لاگونی است و بسته های رسوبی TST و HST در آن قابل تفکیک نمی باشند. مرز بالایی این سکانس با خاتمه رسوب گذاری



بوردیگالین از آب خارج شده و رسوبات تبخیری سازند گچساران بر روی سازند آسماری نهشته می‌شوند.

سرگذشت رسوب گذاری سازند آسماری در برش معمولان با سایر نقاط حوضه زاگرس متفاوت است. در این برش یک وقفه رسوب گذاری طولانی مدت مشاهده می‌گردد که باعث شده رسوبات متعلق به روپلین، شاتین و اکتانین وجود نداشته باشند و سازند آسماری به صورت ناپیوسته بر روی سازند شهبازان با سن ائوسن قرار گیرد. تنها یک سکانس رسوبی با سن بوردیگالین در این برش شناسایی شده و پس از آن سازند تبخیری گچساران جانشین سازند آسماری می‌شود.

تاکنون مطالعات چینه نگاری سکانسی زیادی در حوضه زاگرس انجام شده است. *Ehrenberg et al.* (2007) طی مطالعه سازند آسماری در فروافتادگی دزفول در میدانهای نفتی مارون، اهواز و بی بی حکیمه و برشهای سطح الارضی از تاقدیس کوه خویز، 9 مرز سکانسی شناسایی کرده‌اند. *Van-Buchem et al.* (2010) نیز چندین برش سطح الارضی و تحت الارضی از سازند آسماری را در دو روند عمود بر هم در فروافتادگی دزفول مطالعه و با توجه به مطالعات ایزوتوپ استرانسیوم انجام شده، 7 مرز سکانسی تفکیک را نموده‌اند (شکل 7). *Sharland et al.* (2001) و (2004) در مطالعات خود بر روی صفحه عربی، مجموعه‌ای از سطوح حداکثر غرقابی شناسایی و از آن برای تفکیک رسوبات صفحه عربی به بسته‌های هم سن استفاده کرده‌اند. این سکانسهای چینه‌ای تکوینی، رسوبات پلیت عربی را از پرکامبرین تا عهد حاضر به مگاسکانسهای (TMS) تقسیم کرده است. سطح حداکثر غرقابی Pg30 در این مطالعه دارای فسیل شاخص *Nummulites fichteli* می‌باشد که با سن قاعده سازند آسماری در ایران قابل تطابق است (*Sharland et al.*, 2001) (شکل 7).

با مقایسه مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر سیلابی در این پژوهش با مطالعات یاد شده و منحنی تغییرات جهانی سطح

و دریای باز می‌باشد. سطح حداکثر غرقابی در برش دیل با ریزرخساره لاگون رو به سد (C6) و در برش معمولان با ریزرخساره دریای باز (B5) مشخص می‌شود. با کاهش عمق آب در ادامه، بسته رسوبی تراز بالا (HST) که در هر دو برش از رسوبات لاگونی تشکیل شده است، نهشته می‌شود. مرز این سکانس در هر دو برش با رسوبات تبخیری سازند گچساران و از نوع SB1 می‌باشد.

همان طور که قبلاً اشاره شد، تفاوت در عمق حوضه زاگرس در قسمت‌های مختلف، باعث رسوب گذاری سازند آسماری با سن و مرزهای سازندی متفاوت شده است. برش تنگ آب جهرم در مقایسه با سایر برشهای سازند آسماری در کم عمقترین قسمت حوضه قرار گرفته است به طوری که سازند آسماری در این برش بر روی سازند جهرم قرار دارد. قدیمترین سکانس شناسایی شده با سن روپلین نیز در این برش دیده می‌شود. دو سکانس دیگر نیز با سنهای روپلین - شاتین و شاتین در این برش شناسایی شده است. با پس روی آب در اواخر شاتین، سازند رازک جانشین سازند آسماری در این برش می‌شود.

برش فیروزآباد نسبت به برش تنگ آب جهرم در قسمت‌های عمیقتر حوضه واقع شده است به طوری که مرز زیرین سازند آسماری در این برش با سازند پلاژیک پابده است. دو سکانس رسوبی با سنهای روپلین و شاتین در این برش شناسایی شده است. با کاهش عمق حوضه در اواخر شاتین، سازند آسماری به صورت تدریجی به سازند گچساران تبدیل می‌شود.

با حرکت به سمت قسمت‌های عمیقتر حوضه در برش دیل، رسوب گذاری سازند پابده تا انتهای روپلین و در برش دهلران تا انتهای شاتین ادامه پیدا می‌کند. سن سکانسهای رسوبی شناسایی شده در سازند آسماری در برش دیل از شاتین و در برش دهلران از اکتانین (میوسن پیشین) آغاز می‌شود. رسوب گذاری سازند آسماری در این دو برش تا اواسط بوریگالین ادامه می‌یابد. حوضه در اواسط

| Time in<br>M. Years | Epoch Stage |             | Supercycles | Eustatic curve<br>Haq et al.<br>1987 |      | Eustatic curve<br>This study |      | Zagros<br>basin<br>This study | Dezful Embayment<br>(SW Iran) |                            | Arabian<br>plate<br>Sharland et al.<br>2001/2004 |
|---------------------|-------------|-------------|-------------|--------------------------------------|------|------------------------------|------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------|--------------------------------------------------|
|                     | Epoch       | Stage       |             | Rise                                 | Fall | Rise                         | Fall |                               | Ehrenberg<br>et al. 2007      | Van Buchem<br>et al., 2010 |                                                  |
| 20                  | Miocene     | Burdigalian | TB2         |                                      |      |                              |      | SB 7,8                        | Base Gachsaran                | Surface V <sup>II</sup>    | Ng 20                                            |
|                     |             |             |             |                                      |      |                              |      | mfs                           |                               |                            | Ng 20 SB                                         |
|                     |             |             |             | 21                                   |      |                              |      |                               | Bu20 SB                       | Surface VI                 | Ng 10                                            |
| 25                  | Miocene     | Aquitanian  | TB1         | 22                                   |      |                              |      | SB 6                          | Aq20/Bu10 SB                  | Surface V                  | Ng 10 SB                                         |
|                     |             |             |             |                                      |      |                              |      | mfs                           |                               |                            |                                                  |
|                     |             |             |             |                                      |      |                              |      | SB 5                          |                               |                            |                                                  |
| 30                  | Oligocene   | Chattian    | TB1         | 25.5                                 |      |                              |      | SB 4                          | Intra-Aq10<br>Aq10 SB         | Surface IV                 | Pg 50                                            |
|                     |             |             |             |                                      |      |                              |      | mfs                           | Ch30 SB                       | Surface III                | Pg 40                                            |
|                     |             |             |             |                                      |      |                              |      | SB 3                          | Ch20 SB                       |                            |                                                  |
| 35                  | Oligocene   | Rupelian    | TA4         | 30                                   |      |                              |      | mfs                           | Ru30/Ch SB                    | Surface II                 |                                                  |
|                     |             |             |             |                                      |      |                              |      | SB 2                          | Ru20 SB                       |                            | Pg 30                                            |
|                     |             |             |             | 33                                   |      |                              |      | mfs                           |                               |                            |                                                  |
|                     |             |             |             | 36                                   |      |                              |      | SB 1                          |                               | Surface I                  | Pg 30 SB                                         |

شکل 7: مقایسه چینه نگاری سکانسی در برشهای مورد مطالعه با سکانسهای Haq et al. (1987)، Sharland et al. (2001, 2004)، Ehrenberg et al. (2007) و Van Buchem et al. (2010).

Ehrenberg et al. (1987)، مرز سکانسی 3 با Ch20 در نوشته  
al. (2007) و Haq et al. (1987)، مرز  
سکانسی 4 با Intra-Aq 10 در نوشته  
Van-Buchem et al. (2007)، 4 Surface در نوشته  
Ehrenberg et al. (2010) و Haq et al. (1987)، مرز  
سکانسی 6 با Aq20/Bu10 در نوشته

آب دریاها در نوشته Haq et al. (1987) (شکل 7)، به نظر  
می‌رسد مرز سکانسی 1 با مرز سکانسی 1 Surface در  
نوشته Van-Buchem et al. (2010) و مرز سکانسی  
36 Ma از منحنی تغییرات جهانی سطح آب در نوشته  
Haq et al. (1987)، مرز سکانسی 2 با Ru20 در نوشته  
Ehrenberg et al. (2007) و Haq et al. (1987) در نوشته

### نتیجه‌گیری

در این پژوهش، یک برش از سازند آسماری در منطقه فیروزآباد فارس بررسی و با چهار برش دیگر در حوضه زاگرس در مناطق فارس، خوزستان و لرستان مورد مقایسه قرار گرفت. بر این اساس سازند آسماری در زمان الیگوسن - میوسن پیشین و در یک رمپ کربناته نهشته شده است. بر اساس مطالعه ریزرخساره‌ها، چهار زیرمحیط رسوبی پهنه جزرومدی، لاگون، شول و دریای باز در این سازند تفکیک گردید. 7 سکانس رسوبی درجه سوم در این پنج برش از سازند آسماری شناسایی شد. سن این سکانسها در ناحیه فارس الیگوسن در ناحیه خوزستان الیگوسن پسین (شاتین) - میوسن پیشین و در لرستان میوسن پیشین می باشد.

Van-Buchem *et al.* (2007)، Surface 5 در نوشته (2010) و Ma 22 در نوشته Haq *et al.* (1987) قابل تطابق می‌باشد. سکانس 7 دارای سن اکتیانین - بوردیگالین و سکانس 8 دارای سن بوردیگالین است، اما مرز بالای این دو سکانس با سازند گچساران، در هر دو سکانس در اواسط بوریگالین قرار دارد. به این ترتیب مرز سکانشی 7 و 8 هر دو در قاعده گچساران قرار دارند و با base Gachsaran در نوشته Ehrenberg *et al.* (2007) و نیز Sursace 7 در نوشته Van-Buchem *et al.* (2010)، قابل تطابق می‌باشند. همچنین حداکثر سطح غرقابی سکانس 1 با Pg30 و حداکثر سطح غرقابی سکانس 2 با Pg40 در نوشته Sharland *et al.* (2001) قابل تطابق می‌باشد.

### منابع

- آقانباتی، ع.، 1385. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 586 ص.
- مطیعی، ه.، 1372. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 536 ص.
- Ahmadhadi, F., Lacombe, O., Daniel, J.M., 2007. Early Reactivation of Basement Faults in Central Zagros (SW Iran): Evidence from Pre-folding Fracture Populations in Asmari Formation and Lower Tertiary Paleogeography. In: Lacombe, O. (ed.), Thrust belts and foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems. Springer Verlag, Berlin, 11:205 – 208.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1–20.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064–1095.
- Allahkarampour dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. *Carbonates & Evaporites*, 25: 145–160.
- Allahkarampour dill, M., seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2012. Palaeocology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill anticline (Zagros basin, Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie and palaontologie*, 263: 167–184.
- Bassi, D., Hottinger, L., & Nebelsick, J.H., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. *Paleontology*, 50(4): 845–868.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Cuffaro, M., 2008. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The attard member of the Lower coralline limestone Formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 1–10.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79 (1–4): 3–57.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35 (1): 1–43.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.

- Catuneanu, O., 2012, International Subcommission on Stratigraphic Classification: guidelines for sequence stratigraphy. *GeoConvention 2012: Vision*, pp. 1-7.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., & Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92, 1-33.
- Catuneanu, O., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gianolla, P., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Nummedal, D., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., & Tucker, M.E., 2010. Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. *First Break*, 28: 21-34.
- Catuneanu, O., Galloway, W., Kendall, Ch., Maill, H., & Tucker, M., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44 (3): 173-245.
- Corda, L., & Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161: 55-70.
- Cosovic, V.K., & Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50: 61-75.
- Dorobek, S. L., 1995. Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology. *SEPM Spec. Publ.*, 52: 127-147.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., & Mossadegh, Z.K., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30: 102-128.
- Einsele, G., 2000. Sedimentary basin evolution, facies and sediment Buolget. *Spirnger*, Berline, 792 pp.
- Flügel, E., 2010. Microfacies analysis of limestones, analysis interpretation and application. *Springer*, Berlin, 976 pp.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Haq, B.U., Hrdénbol, J., & Vial, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hernández-Romano, U., 1999. Facies stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: United Kingdom, University of Reading, *Ph.D. Thesis, Postgraduate Research Institute for Sedimentology*, 322 p.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Hoffman, P., 1976. Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. In: Walter, M.R. (ed.), *Stromatolites. Development in Sedimentology*, 20: 381-388
- Hohenegger, J., 2000. Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology*, 4 (1): 127-151.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bull.*, 9: 2182-2245.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran*, pp. 1-5
- Lee, J.J., 1990. Fine structure of rodophyceean prophyridium purpureum insitu in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*: *J. Foramin. Res.*, 20: 162-169.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., & Thompson, S., III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 53-62.
- Pomar, L., Brandano, M., & Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment association: A critical review of Miocene examples from western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627-651.



- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghobeishavi, A., 2009. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene–Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology*, 21: 215–227.
- Romero, J., Caus, E., & Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179 (1): 43–56.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2009. Biostratigraphy and Palaeoecology of the Oligo-Miocene succession in Fars and Khuzestan areas (Zagros Basin, SW Iran). *Historical Biology*, 21: 17–31.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2010. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran. *Facies*, 57: 431–446.
- Sarg, J.F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. *SEPM Special Publications*, 42: 155–188.
- Scholle, P.A., Arther, M.A., & Ekdale, A.A., 1983. Pelagic environment. *AAPG. Mem.*, 33: 620–681.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casy, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabia Special Publication*. 371 p.
- Sharland, P.R., Casey, D. M., Davis, R. B., Simmons, M.D., & Sutcliffe, O.E., 2004. Arabian plate sequence stratigraphy – revisions to SP2. *GeoArabia*, 9: 199 –214
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329: 219–263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kalanat, B., & Taheri, A., 2011. Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis. *Jeopersia*, 1: 71–82.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., & Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 56–71.
- Wanas, H.A., 2008. Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: Facies analysis and sequence stratigraphy. *Jurnal of African Earth Science*, 52: 125–138.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, Berlin, 471 pp.

## Comparison of sequence stratigraphy and depositional environment of Asmari Formation in the Fars, Khuzestan and Lurestan areas of Zagros basin

Kalanat, B.<sup>1\*</sup>, Vaziri-Moghaddam, H.<sup>2</sup>, Vahidinia, M.<sup>3</sup>

1- Ph.D. Student in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

\*E-mail: be.kalanat@stu.um.ac.ir

### Abstract

The Asmari Formation is a thick carbonate sequence in Zagros foreland basin. It was deposited during Oligocene – Early Miocene ages. In order to interpret the depositional environment and sequence stratigraphy, Firuzabad section were compared with 4 sections of Asmari Formation in the Zagros basin. Four different sub environments were identified in the Asmari Formation based on microfacies analysis including tidal flat, lagoon, shoal, open marine. These depositional environments correspond to inner, middle and outer ramp. Two third-order sequences have been recognized in the Firuzabad section, on the basis of deepening and shallowing patterns in the microfacies and the distribution of the Oligocene foraminifers. These sequences were correlated with the identified sequences of Dehluran, Mamulan, Dill and Tange-Ab Jahrum sections.

**Keywords:** Asmari Formation; Oligocene-Early Miocene; Zagros foreland basin; sequence stratigraphy.