



زمین شناسی نفت ایران

سال سوم، شماره ۴، پاییز و زمستان ۱۳۹۱

صفحه

فهرست مقالات

۱. مطالعه ژئوشیمیایی و تأثیر تغییرات محیط رسوبی بر پتانسیل هیدروکربنی سازند پابده در میدان نفتی منصور
بهرام علیزاده؛ ندا جنت مکان؛ هرمز فلاوند و محمدحسین حیدری فرد
۲. چینه‌نگاری چرخه‌ای و تطابق مخزنی رسوبات آلیگو-میوسن (سازند آسماری) در میدان نفتی مارون، حوضه زاگرس
شهرام آورجانی، اسداله محبوبی، رضا موسوی حرمی و حسن امیری بختیار
۳. زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در حوضه زاگرس: تطابق زمانی و محیطی
تهمینه خانعلی و علی صیرفیان
۴. سنگ چینه و زیست چینه واحدهای دالان بالائی و کنگان زیرین در ناحیه خلیج فارس با نگرشی ویژه بر مرز پرموتریاس
سعید منیبی، نواب خدائی، زیبا زمانی پزوه
۵. تشخیص سطوح سیالات مخزنی با استفاده از تبدیل موجک پیوسته نگار مقاومت ویژه
امیر ملاجان، مصطفی جاوید، حسین معماریان و بهزاد تخم‌چی
۶. پیش‌بینی نفوذپذیری کلینکبرگ با استفاده از نفوذپذیری مطلق گاز در سنگ‌های کربناته مخازن هیدروکربوری جنوب غرب ایران
حمید شریفی گلوئیک و یاسر سلیمی دلشاد
۷. مقایسه‌ی پارامترهای پیرولیز راک-اول و بایومارکرها: مطالعه موردی سنگ منشا هورن‌والی سیلتستون، مرکز استرالیا
مهدی شیری، سیدرضا موسوی حرمی، محمدرضا رضایی و علی کدخدایی ایلخچی

صاحب امتیاز: انجمن زمین شناسی نفت ایران

مدیر مسئول: دکتر عزت اله کاظم زاده، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

سر دبیر: دکتر محمد رضا کمالی، دانشیار پژوهشگاه صنعت نفت

همکار سردبیر: دکتر علیرضا بشری، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

مدیر اجرایی: بهزاد مهرگینی

مدیر داخلی: یاسر سلیمی دلشاد، میر محمود رضوی حسابی

ویراستار: میلاد پورفرج قاجاری، حمید شریفی گلوپیک

همکاران علمی این شماره مجله به ترتیب حروف الفبا:

۱- مهندس علی محمد باقری ۱۴- دکتر اسدا.. محبوبی

۲- دکتر علیرضا بشری ۱۵- دکتر ناصر ارزانی

۳- دکتر حسین وزیری مقدم ۱۶- مهندس سید کاظم شیرودی

۴- دکتر سید علی معلمی ۱۷- دکتر بهرام حبیب نیا

۵- دکتر علی بهرامی ۱۸- دکتر سهیلا اصلانی

۶- دکتر احمد رضا ربانی ۱۹- دکتر بهزاد رستمی

۷- مهندس خسرو جدلی ۲۰- دکتر احسان کمبری

۸- دکتر علی شکاری فرد ۲۱- دکتر فرهاد خوشبخت

۹- دکتر کاظم سید امامی ۲۲- دکتر بهرام موحد

۱۰- دکتر ریاض خراط ۲۳- مهندس محمد محمد نیا

۱۱- مهندس حسام آلوکی بختیاری ۲۴- دکتر محمد معماریانی

۱۲- دکتر محمود جزایری

۱۳- دکتر محمدرضا کمالی

هیئت تحریریه به ترتیب حروف الفبا:

دکتر علیرضا بشری، استادیار پژوهشگاه صنعت

دکتر کاظم سید امامی، استاد دانشگاه تهران

دکتر علی صیرفیان، دانشیار دانشگاه اصفهان

دکتر محمد رضا رضایی، دانشیار دانشگاه کر تین استرالیا

دکتر ایرج عبدالهی فرد، اداره پژوهش ژئوفیزیک مدیریت

اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

دکتر عزت اله کاظم زاده، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

دکتر محمد رضا کمالی، دانشیار پژوهشگاه صنعت نفت

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر علی وطنی، دانشیار انستیتو نفت دانشگاه تهران

نشانی:

تهران، خیابان دکتر شریعتی خیابان، خواجه عبدالله

انصاری، خیابان ابوذر جنوبی، کوچه نهم، پلاک ۷،

طبقه ۴

کد پستی: ۱۶۶۱۶۳۴۱۵۱

صندوق پستی: ۴۹۹-۱۶۳۱۵

تلفن: ۲۲۸۵۶۴۰۸ نمابر: ۲۲۸۵۶۴۰۷

<http://www.ispg.ir>

این مجله دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۱۱/۵۱۱۵۳/ ۸۹/۳/ ۰۶ به تاریخ ۱۳۸۹/۰۹/ ۰۶ از وزارت علوم،
تحقیقات و فناوری می باشد.

راهنمای نگارش مقالات

- مجله علمی پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران دو بار در سال منتشر می‌شود. در این نشریه مقاله‌های پژوهشی در زمینه‌های زمین‌شناسی نفت، پتروفیزیک، ژئوشیمی و علوم مرتبط زبان فارسی پذیرفته می‌شود. این مقاله‌ها را می‌توان به صورت فایل رایانه ای با فرمت word 2000 به صورت الکترونیکی از طریق سایت انجمن زمین‌شناسی نفت ایران (www.ispg.ir) ارسال کرد. هیئت تحریریه مجله زمین‌شناسی نفت ایران، رعایت دقیق دستور عمل زیر را در حکم یکی از شرایط پذیرش مقاله ضروری می‌باشد
- ۱) عنوان: باید تا حد امکان کوتاه و کاملاً گویای موضوع مقاله باشد. نام نویسنده یا نویسندگان پس از عنوان مقاله و سپس آدرس و پست الکترونیکی ذکر شود. نویسنده طرف مکاتبات باید با علامت * در کنار نام ایشان مشخص شود.
- ۲) چکیده: باید بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ کلمه و شامل هدف از تحقیق، روش کار، مهم‌ترین یافته‌ها و نتیجه‌گیری باشد. در بخش چکیده نباید ارجاعی به معادلات و یا مراجع مقاله داده شود.
- ۳) واژه‌های کلیدی: شامل ۳ الی ۶ واژه کلیدی که نکات اصلی در مقاله را معرفی می‌کند.
- ۴) مقدمه: مقدمه ضمن بیان هدف تحقیق، باید حاوی خلاصه‌ای از اهمیت موضوع، نتایج مطالعات و مشاهدات مرتبط با تحقیق مورد نظر که در گذشته انجام شده است، با ذکر منابع و مآخذ های لازم آن‌ها باشد.
- ۵) روش کار: در این بخش لازم است روش‌های آزمایشگاهی و مواد مصرفی و تجهیزات مورد استفاده به طور کامل معرفی شود. همچنین چگونگی و روش نمونه‌گیری با دقت بیان شود و آزمون‌های آماری مورد استفاده و مراحل استنتاج آماری به‌خوبی تشریح گردد.
- ۶) نتایج و بحث: در برگزیده نتایج حاصل از تحقیق به صورت متن، جدول، نمودار و تصویر و بحث در خصوص علل پدیده‌ها و مقایسه با یافته‌های مرتبط است.
- ۷) نتیجه‌گیری: در این بخش یافته‌های حاصل از تحقیق به صورت مختصر و شفاف ارائه می‌گردد.
- ۸) مراجع: کلیه مراجع مورد استفاده به ترتیب ارجاع آن‌ها در متن، در این بخش ارائه می‌گردند
- ۹) عنوان، چکیده و واژه‌های کلیدی انگلیسی: این بخش باید در صفحه‌ای جداگانه ارائه شود. تطبیق عنوان و چکیده فارسی با انگلیسی باید مورد توجه قرار گیرد. کلیه نکات مندرج در بند ۱، در ترجمه انگلیسی آن نیز رعایت می‌شود.
- ۱۰) لطفاً در تنظیم مقالات، نکات زیر را رعایت فرمایید:

I عنوان اصلی مقاله با قلم Lotus شماره ۱۸ ضخیم تایپ شود.

II

عناوین اصلی داخل مقاله با قلم Lotus شماره ۱۶ ضخیم و عناوین فرعی با قلم Lotus شماره ۱۴ ضخیم تایپ شوند. هر تیترا از متن قبلی خود با یک خط فاصله جدا شود.

III

متن فارسی مقاله با قلم Lotus شماره ۱۲ نازک و واژه‌ها و متن انگلیسی با قلم Times New Roman شماره ۱۰ نازک تایپ شود.

IV

عنوان جداول و شکل‌ها با قلم Lotus شماره ۱۰ ضخیم تایپ گردد. عنوان جداول در بالا و عنوان شکل‌ها در پایین آن‌ها نوشته می‌شود.

V

محتوای فارسی جداول با قلم Lotus شماره ۱۱ نازک و عبارات انگلیسی جداول با قلم Times New Roman شماره ۹ نازک تایپ شود.

VI

کلیه اعداد باید به صورت فارسی تایپ شوند.

VII

واحد تمامی اعداد باید در سیستم SI باشد.

VIII

کلیه فرمول‌ها باید به ترتیب شماره‌گذاری شده و با استفاده از بسته Equation Editor در نرم افزار Word تهیه گردند.

IX

کلیه شکل‌ها باید بصورت سیاه و سفید و بصورت کاملاً واضح ارائه شوند.

X

از تکرار داده‌ها به صورت چندگانه خودداری گردد.

XI

اگر شکل یا جدولی از مرجع دیگر اخذ شده باشد، ضمن درج شماره آن مرجع در انتهای عنوان شکل یا جدول در بخش مراجع نیز ارائه گردد.

XII

شکل‌های مقالات به صورت فایل اصلی (در همان نرم افزاری که توسط آن تهیه شده‌اند مانند Excel و غیره) ارسال گردد.

XIII

از به کار بردن واژه‌های انگلیسی در متن مقاله خودداری شود. معادل انگلیسی کلمات فارسی و نام نویسنده (گان) که برای نخستین بار در مقاله به کار می‌رود، به صورت زیر نویس در صفحه مربوط درج گردد. زیر نویس‌ها در هر صفحه با گذاردن شماره فارسی در گوشه بالای آخرین حرف از کلمه، در متن مشخص شوند.

۱۱) ارائه مراجع بر اساس الگوی زیر صورت می‌گیرد: کتاب و گزارش فارسی و خارجی: نام خانوادگی، حرف اول نام نویسنده یا نویسندگان، نام کتاب، شماره ویرایش کتاب، ناشر، سال.

۱۲) مقاله فارسی: نام خانوادگی حرف اول نام نویسنده یا نویسندگان، عنوان مقاله، نام مجله، شماره مجله، شماره صفحات، سال.

۱۳) مقاله خارجی: نام خانوادگی حرف اول نام نویسنده یا نویسندگان، عنوان مقاله، نام اختصاری مجله، شماره مجله، شماره صفحات، سال.

مطالعه ژئوشیمیایی و تأثیر تغییرات محیط رسوبی بر پتانسیل هیدروکربنی سازند پابده در میدان نفتی منصور

بهرام علیزاده*^۱؛ ندا جنت مکان^۱؛ هرمز قلاوند^۳ و محمدحسین حیدری فرد^۴

^۱ گروه زمین شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

^۲ مرکز پژوهشی زمین شناسی و زمین شیمی نفت، دانشگاه شهید چمران اهواز

^۳ شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف

^۴ شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب

*alizabeth@scu.ac.ir

تاریخ دریافت: فروردین ۹۲، تاریخ پذیرش: مرداد ۹۲

چکیده

ارزیابی سازند پابده به عنوان یکی از مهم ترین سنگ های منشاء احتمالی در میدان نفتی منصور حائز اهمیت است. در این نوشتار، علاوه بر ارزیابی پتانسیل هیدروکربنی، تأثیر محیط رسوبی بر تغییر پتانسیل هیدروکربنی و ژئوشیمیایی سازند پابده در میدان نفتی منصور نیز مطالعه شده است. بدین منظور، از پارامترهای ژئوشیمیایی آلی سازند پابده حاصل از نتایج آنالیزهای راکایول (Rock Eval)، کروماتوگرافی گازی (GC)، کروماتوگرافی گازی - طیف سنج جرمی (GC-MS) و مدل سازی تاریخچه حرارتی استفاده شد. نتایج نشان داد، در زمان ائوسن پسین به طور نسبی، سطح آب بالا رفته و در زمان الیگوسن سطح آب کاهش یافته است. تغییرات نسبی سطح آب سبب شده که سازند پابده از نظر پتانسیل هیدروکربنی یکنواخت نباشد. سازند پابده در میدان نفتی منصور به سه بخش تقسیم شد؛ بخش زیرین و فوقانی در سازند پابده، پتانسیل سنگ منشاء مناسب (TOC ۱-۰/۵٪) تا خوب (TOC ۲-۱٪) را داشته و حاوی کروژن نوع III می باشند. این بخش ها، پتانسیل تولید گاز را دارند. اما بخش میانی، پتانسیل سنگ منشاء بسیار خوب (TOC ۴-۲٪) تا عالی (TOC > ۴٪) را داشته و حاوی کروژن نوع II و مخلوط نوع II و III می باشد. این بخش از سازند پابده پتانسیل تولید نفت را دارد. بررسی نتایج راکایول و مدل سازی تاریخچه حرارتی نیز نشان داد، سازند پابده در مرحله ابتدای پنجره نفت زایی قرار داشته و پنجره نفت زایی حدوداً از ۶-۵ میلیون سال قبل در سازند پابده آغاز شده و تا به امروز ادامه دارد.

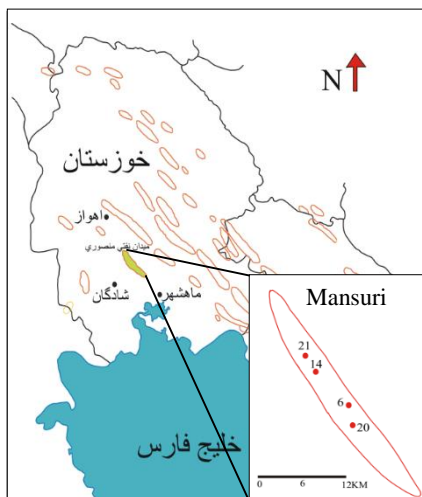
واژه های کلیدی: پتانسیل هیدروکربنی، سازند پابده، محیط رسوبی، مدل سازی تاریخچه حرارتی، میدان نفتی منصور

۱. مقدمه

امروزه علاوه بر ارزیابی منطقه به لحاظ کلوزر ساختمانی، سایر اطلاعات ضروری شامل کیفیت و کمیت سنگ‌منشاء، تخلخل و نفوذپذیری سنگ مخزن، سنگ پوش (Seal)، مهاجرت و مقدار بلوغ حرارتی نیز باید در برنامه اکتشافی مورد بررسی قرار گرفته و توزیع مکانی و زمانی این عناصر زمین‌شناختی بررسی شوند [۱]. ژئوشیمی آلی علمی است که کارایی آن در بهبود اکتشاف، مدیریت مخازن نفتی، تولید و توسعه میادین نفتی ثابت شده است [۲]. یکی از اهداف مهم ژئوشیمی، مشخص نمودن واحدهای چینه‌ای است که در یک حوضه رسوبی بهترین سنگ‌های منشاء را تشکیل می‌دهند [۳]. در این نوشتار، علاوه بر ارزیابی پتانسیل هیدروکربنی، تأثیر محیط رسوبی بر تغییر خصوصیات ژئوشیمیایی آلی سازند پابده در میدان نفتی منصوره نیز مطالعه شده است. بدین منظور، از پارامترهای ژئوشیمیایی آلی سازند پابده حاصل از نتایج آنالیزهای راک‌ایول (Rock Eval)، کروماتوگرافی گازی (GC)، کروماتوگرافی گازی - طیف‌سنج جرمی (GC-MS) و مدل‌سازی تاریخچه حرارتی استفاده شده است. محققین زیادی تاکنون با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی آلی توانسته‌اند، پتانسیل هیدروکربنی سنگ‌های منشاء و نیز محیط رسوبی ته‌نشست را بررسی کنند. عزیزاده و همکاران در سال ۱۳۹۰ [۴]، سنگ‌های منشاء احتمالی در میدان نفتی کیلورکریم را با استفاده از نتایج ژئوشیمیایی ارزیابی نمودند. همچنین در سال ۲۰۱۱ [۵]، توانستند محیط دیرینه توالی رسوبی در زمان تریاس فوقانی - ژوراسیک میانی ناحیه طبس را بازسازی کنند.

۲. موقعیت جغرافیایی میدان نفتی منصوره و چاه‌های مورد مطالعه آن

میدان منصوره در ۴۵ کیلومتری جنوب اهواز در ناحیه فروافتاده دزفول شمالی قرار دارد، از روند زاگرس تبعیت کرده و تقریباً در مرز صفحه عربی و زاگرس قرار گرفته است. این میدان در افق آسماری دارای طول حدود ۴۲ کیلومتر و به طور متوسط عرض ۴/۵ کیلومتر بوده و هیچ آثاری از گسل خوردگی بر روی نقش UGC وجود ندارد [۶]. سازند پابده یکی از مهم‌ترین سنگ‌های منشاء احتمالی در فروافتادگی دزفول است. مقطع نمونه آن در تنگ‌پابده در جنوب شرق کوه پابده واقع در شمال میدان نفتی لالی قرار دارد [۷]. موقعیت جغرافیایی میدان نفتی منصوره و چاه‌های مورد مطالعه آن، در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱: موقعیت میدان نفتی منصوره و چاه‌های مورد مطالعه آن در جنوب غرب ایران

۳. روش مطالعه

هدف از این مطالعه، بررسی پتانسیل هیدروکربنی و تغییرات محیط رسوبی در زمان ته‌نشست سازند پابده در میدان نفتی منصوری است. بدین منظور از نتایج آنالیز راکایول تعداد ۳۷ نمونه خرده‌حفراری (Cutting) متعلق به سازند پابده در چاه شماره ۶، ۲۰ و ۲۱ میدان نفتی منصوری استفاده شد. مقدار ۵۰-۷۰ میلی‌گرم از هر نمونه تیمار و هموژنیزه شده و سپس توسط دستگاه پیرولیز راکایول ۶ آنالیز و پارامتر آلودگی، مقدار کل کربن آلی، نوع کروژن و دیگر پارامترهای ژئوشیمیایی نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در جدول شماره ۱ اطلاعات حاصل از پیرولیز راکایول نمونه‌ها، نشان داده شده است. غیر از پارامتر TOC، از پارامترهای مهم محاسبه شده توسط این دستگاه که در این مطالعه از آن‌ها استفاده گردیده است، می‌توان به این موارد اشاره نمود: S₁: مقدار هیدروکربن آزاد که در دمای ۳۰۰ درجه سانتیگراد تبخیر شده و در واحد میلی‌گرم هیدروکربن در هر گرم سنگ (mg HC/g rock) بیان می‌شود. S₂: مقدار هیدروکربن موجود در سنگ که در دمای بین ۳۰۰-۶۵۰ درجه سانتیگراد در اثر تجزیه حرارتی جدا می‌شود و بر حسب (mg HC/g rock) نمایش داده می‌شود. و در نهایت شاخص هیدروژن (Hydrogen Index, HI): که نسبت S₂/TOC بوده و بر حسب (mg HC/g TOC) نمایش داده می‌شود [۸]. علاوه بر داده‌های بدست آمده از آنالیز راکایول، از نتایج آنالیز کروماتوگرافی گازی و کروماتوگرافی گازی - طیف‌سنجی جرمی تعدادی نمونه از سازند پابده در چاه شماره ۶ (به ترتیب جدول ۲ و ۳) نیز استفاده شد [۹].

جدول ۱: نتایج حاصل از آنالیز راکایول ۶ بر روی نمونه‌های سازند پابده در میدان نفتی منصوری

نام سازند- شماره چاه	Depth (m)	S ₁ (mg HC/g Rock)	S ₂ (mg HC/g Rock)	S ₃ (mg HC/g Rock)	HI (mg HC/g TOC)	OI (mg CO ₂ /g TOC)	PI	T _{max} (°C)	TOC (wt.%)
پابده-۶	۲۶۶۰	۰/۸۱	۱/۰۳	۱/۴۲	۱۲۱	۱۶۷	۰/۴۴	۴۲۵	۰/۸۵
	۲۶۷۰	۰/۷۸	۱/۱۴	۱/۵۹	۱۲۰	۱۶۷	۰/۴۱	۴۲۵	۰/۹۵
	۲۶۸۰	۰/۷۲	۱/۰۱	۱/۳۳	۱۲۶	۱۶۶	۰/۴۲	۴۲۵	۰/۸
	۲۶۹۰	۰/۷۵	۰/۹۶	۱/۴۳	۱۲۰	۱۷۹	۰/۴۴	۴۲۱	۰/۸
	۲۷۱۰	۱/۸۳	۱۳/۱۱	۲/۲۹	۳۶۷	۶۴	۰/۱۲	۴۲۴	۳/۵۷
	۲۷۲۰	۱/۸۸	۱۴/۴۲	۲/۰۶	۴۶۸	۶۷	۰/۱۲	۴۲۶	۳/۰۸
	۲۷۳۰	۱/۹۴	۱۴/۹۵	۲/۲۳	۴۸۹	۷۳	۰/۱۱	۴۱۹	۳/۰۶
	۲۷۴۰	۲/۰۹	۲۳/۲۸	۲/۴۳	۴۸۰	۵۰	۰/۰۸	۴۱۷	۴/۸۵
	۲۷۴۸	۲/۶۱	۲۴/۸۱	۲/۶۲	۴۷۶	۵۰	۰/۱۰	۴۱۶	۵/۲۱
	۲۷۶۰	۱/۸۱	۱۵/۶۵	۲/۱۸	۵۱۷	۷۲	۰/۱۰	۴۲۲	۳/۰۳
	۲۷۷۰	۱/۹۳	۱۵/۸۵	۲/۲۲	۴۳۷	۶۱	۰/۱۱	۴۱۸	۳/۶۳
	۲۷۸۰	۱/۸۶	۱۴/۹۲	۲/۱۹	۴۲۹	۶۳	۰/۱۱	۴۲۱	۳/۴۸
	۲۷۸۸	۱/۲۷	۷/۱۱	۱/۹	۳۳۵	۹۰	۰/۱۵	۴۲۷	۲/۱۲
	۲۷۹۸	۰/۷۶	۲/۷۵	۱/۶۸	۲۲۲	۱۳۵	۰/۲۲	۴۲۵	۱/۲۴
	۲۸۱۰	۰/۶۸	۱/۶۸	۱/۷۴	۱۵۰	۱۵۵	۰/۲۹	۴۲۷	۱/۱۲
	۲۸۱۸	۰/۵۶	۱/۴	۱/۵۶	۱۴۳	۱۵۹	۰/۲۹	۴۲۷	۰/۹۸
	۲۸۳۰	۰/۵۷	۱/۶۶	۱/۹۲	۱۷۷	۲۰۴	۰/۲۶	۴۲۶	۰/۹۴
۲۸۴۰	۰/۷۳	۱/۸۹	۲/۰۱	۱۸۹	۲۰۱	۰/۲۸	۴۲۸	۱	

ادامه جدول ۱

پایده-۶	۲۸۵۰	۰/۵۳	۱/۴۴	۱/۴۷	۱۷۶	۱۷۹	۰/۲۷	۴۲۷	۰/۸۲
	۲۸۶۰	۱/۴۲	۱/۸۲	۱/۲۶	۲۲۸	۱۵۸	۰/۴۴	۴۲۳	۰/۸
	۲۸۷۲	۱/۶۵	۱/۵۳	۱/۲۷	۱۸۴	۱۵۳	۰/۵۲	۴۲۱	۰/۸۳
	۲۸۸۲	۲/۰۴	۲/۷۲	۱/۶۶	۲۱۱	۱۲۹	۰/۴۳	۴۲۵	۱/۲۹
	۲۸۹۰	۱/۶۳	۱/۳۳	۲/۲۴	۱۵۸	۲۶۷	۰/۵۵	۴۲۴	۰/۸۴
	۲۹۰۰	۱/۶۳	۱/۹۷	۲/۵۴	۱۹۹	۲۵۷	۰/۴۵	۴۲۹	۰/۹۹
	۲۹۰۸	۱/۴۲	۲/۳۹	۱/۸۹	۲۱۳	۱۶۹	۰/۳۷	۴۲۸	۱/۱۲
	۲۹۱۲	۲/۶۱	۲/۶	۳/۵۳	۱۷۷	۲۴۰	۰/۵۰	۴۲۲	۱/۴۷
	۲۹۱۶	۲/۹۶	۳/۸۱	۳/۲۶	۱۸۱	۱۵۵	۰/۴۴	۴۳۵	۲/۱
	۲۹۲۰	۲/۹۲	۳/۰۱	۳/۶۳	۱۷۳	۲۰۹	۰/۴۹	۴۲۸	۱/۷۴
پایده-۲۰	۲۶۸۰	۲/۳۳	۱۱/۴۳	۲/۰۷	۳۶۱	۶۵	۰/۱۷	۴۲۱	۳/۱۷
	۲۷۵۰	۱/۸۲	۲/۹۱	۲/۸۴	۲۱۹	۲۱۴	۰/۳۸	۴۲۶	۱/۳۳
	۲۸۲۰	۱	۰/۷	۱/۲۳	۱۳۰	۲۲۸	۰/۵۹	۴۳۵	۰/۵۴
	۲۸۶۹	۰/۶	۰/۹۴	۰/۹۴	۱۴۵	۱۴۵	۰/۳۹	۴۳۵	۰/۶۵
	۲۸۹۰	۱/۳۵	۱/۶۴	۱/۶۴	۱۳۲	۱۳۲	۰/۴۵	۴۳۰	۱/۲۴
پایده-۲۱	۲۶۴۲	۰/۸۴	۱/۶	۲/۸۹	۱۰۳	۱۸۵	۰/۳۴	۴۲۸	۱/۵۶
	۲۶۷۶	۱/۴۳	۲/۵۲	۲/۸	۱۳۵	۱۵۱	۰/۳۶	۴۳۲	۱/۸۶

جدول ۲: نتایج آنالیز کروماتوگرافی گازی بر روی نمونه‌های سازند پایده چاه شماره ۶ منصوره [۹]

Depth	Pri/Phy	Pri/n-C ₁₇	Phy/n-C ₁₈
۲۶۶۲	۰/۶۷	۰/۹۶	۰/۴۴
۲۷۳۸	۰/۲۳	۰/۶	۰/۷۹
۲۷۷۴	۰/۲۸	۰/۷۸	۱/۰۱
۲۸۳۰	۰/۵۷	۱	۰/۴۳
۲۸۹۰	۰/۲۹	۰/۸۱	۰/۸۷
۲۹۲۴	۰/۱	۰/۹۵	۱/۱۹

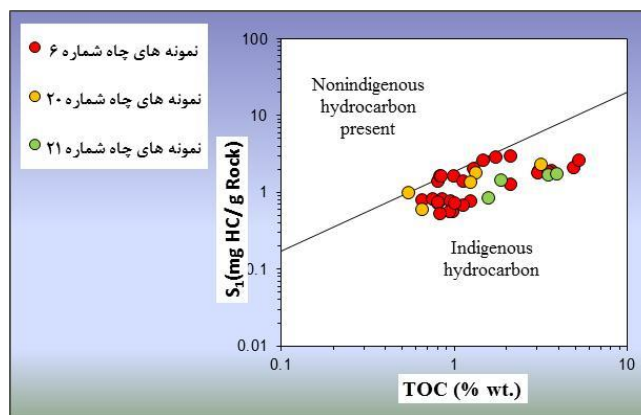
جدول ۳: نتایج آنالیز کروماتوگرافی گازی - طیفسنجی جرمی بر روی نمونه‌های سازند پایده چاه شماره ۶ منصوره [۹]

Depth	C ₃₅ Homohopane Index*10	C ₂₉ H/C ₃₀ H	C ₃₅ /C ₃₄
۲۶۶۲	۰/۸	۱/۱۶	۰/۳۸
۲۷۳۸	۳	۱/۶	۳/۱۹
۲۷۷۴	۲/۹	۲	۴/۴۵
۲۸۳۰	۰/۳	۱/۳۶	۰/۵
۲۸۹۰	-	۱/۲۱	-
۲۹۲۴	-	۱/۰۸	-

در مطالعه حاضر، مدل سازی تاریخچه حرارتی سازند پابده با استفاده از نرم افزار PBM^۱ انجام شد. مطالعه تاریخچه حرارتی یکی از روش های غیر مستقیم به منظور ارزیابی سنگ های منشاء یک حوضه، جهت پی بردن به وضعیت بلوغ و درجه پختگی مواد آلی و همچنین عمق و زمان تشکیل هیدروکربن می باشد [۱۰]. زمان و درجه حرارت دو عامل مهم و مؤثر در تولید نفت محسوب می شوند و تأثیر متقابل این دو در زایش هیدروکربن در روش های غیرمستقیم مانند تاریخچه حرارتی باید به دقت انتخاب شوند. Lopatin در سال ۱۹۷۱ [۱۱]، روش ساده ای را معرفی نمود. با این روش، تأثیر هر دو عامل زمان و درجه حرارت در محاسبه بلوغ حرارتی مواد آلی رسوبات در نظر رفته شد. در تکمیل این روش، برخی از دانشمندان با استفاده از روش LLNL^۲ مقدار Ro را بدست آوردند که این مدل کینتیکی امروزه بصورت گسترده، جایگزین مدل لوپاتین شده است. برای ترسیم تاریخچه تدفین و حرارتی، اطلاعات مربوط به سن هر سازند، عمق سر سازند، دمای سطحی، شیب زمین گرمایی یا دمای ته چاه^۳ مورد نیاز است. جهت بهینه سازی مدل، از داده های تکمیلی از قبیل پارامترهای بلوغ ماده آلی مانند داده های انعکاس ویتروینایت (Ro%) و دماهای اندازه گیری شده چاهها استفاده شد. در نهایت، جهت ارزیابی دقیق این مطالعه، مجموع نتایج حاصل از روش های مختلف باهم مورد بحث و بررسی قرار گرفتند.

۴. بحث و بررسی

در ابتدا سازند پابده به عنوان سنگ منشاء احتمالی موجود در میدان نفتی منصوری در سه بخش تعیین کمیت، کیفیت و بلوغ ماده آلی با استفاده از نتایج راک ایول مورد بررسی قرار گرفت. در انجام مطالعات ژئوشیمیایی اطمینان از اینکه نمونه های مورد مطالعه دچار آلودگی و یا آغشتگی نیستند بسیار ضروری است، بدین منظور از منحنی تغییرات S₁ در برابر TOC استفاده شد. چرا که مقادیر بالای S₁ همراه با مقادیر پایین TOC، مبین هیدروکربن های مهاجرت یافته می باشند [۳]. نمودار تغییرات S₁ در برابر TOC حاکی از عدم آلودگی نمونه های مورد بررسی می باشد (شکل ۲). بنابراین می توان نتیجه گرفت که هیدروکربن موجود در نمونه ها از نوع برجا^۴ بوده و نتایج قابل اطمینان می باشند.



شکل ۲: نمودار S₁ در مقابل TOC که نشان می دهد نمونه های مورد بررسی تماماً برجا بوده و از آلودگی میرا می باشد، اقتباس از [۳].

¹ Pars Basin Modeler, PBM

² Lawrence Livermore National Laboratory, LLNL

³ Bottom hole temperature, BHT

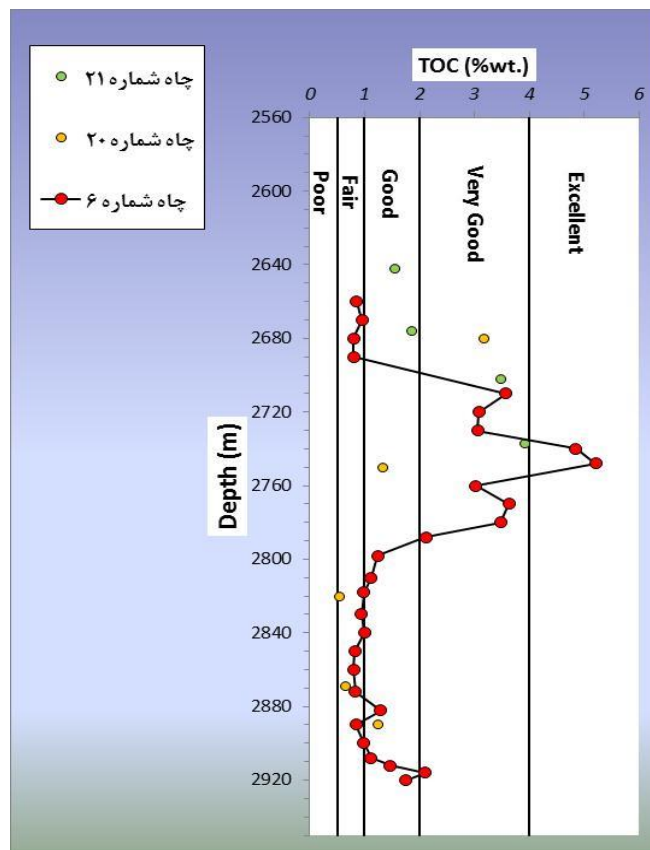
⁴ Indigenous hydrocarbon

۱.۴ بررسی کمیت ماده آلی

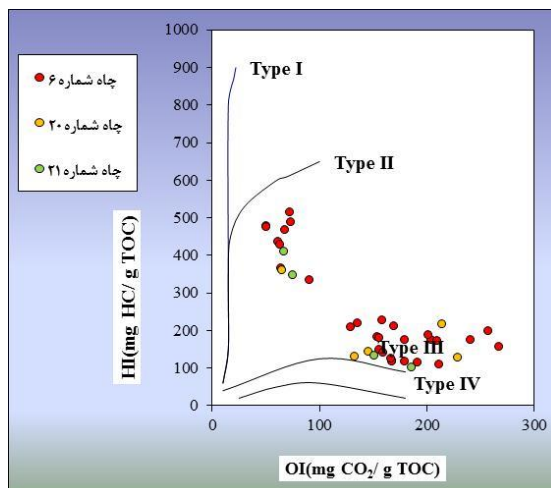
بر اساس نظر Peters و Cassa [۱۲]، نمونه‌های سازند پابده از نظر پتانسیل هیدروکربنی بر مبنای کمیت ماده آلی (مقدار TOC) مورد ارزیابی قرار گرفتند. تغییرات TOC در برابر عمق سازند پابده نشان می‌دهد، سازند پابده دارای محدوده پتانسیل هیدروکربنی مناسب تا عالی (۴٪ - >۰/۵) است (شکل ۳).

۲.۴ تعیین کیفیت ماده آلی

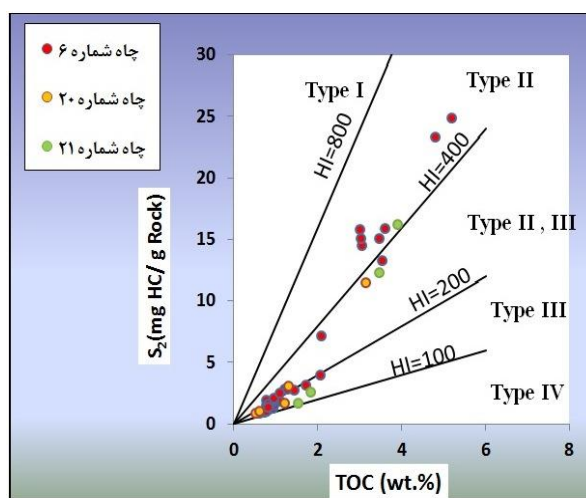
یکی از روش‌های تعیین نوع ماده آلی استفاده از نمودار HI در مقابل OI است (شکل ۴). نمودار S₂ در برابر TOC، نیز یکی از نمودارهایی است که برای تعیین نوع کروژن می‌توان از آن استفاده نمود (شکل ۵). نتایج هر دو نمودار نشان می‌دهد، نمونه‌های آنالیز شده سازند پابده در میدان نفتی منصوری دارای کروژن‌های نوع II و III بصورت مجزا و همچنین ترکیبی از کروژن‌های نوع II و III می‌باشند.



شکل ۳: ارزیابی پتانسیل هیدروکربوری و کیفیت سنگ‌منشاء سازند پابده در میدان نفتی منصوری، اقتباس از [۱۲].



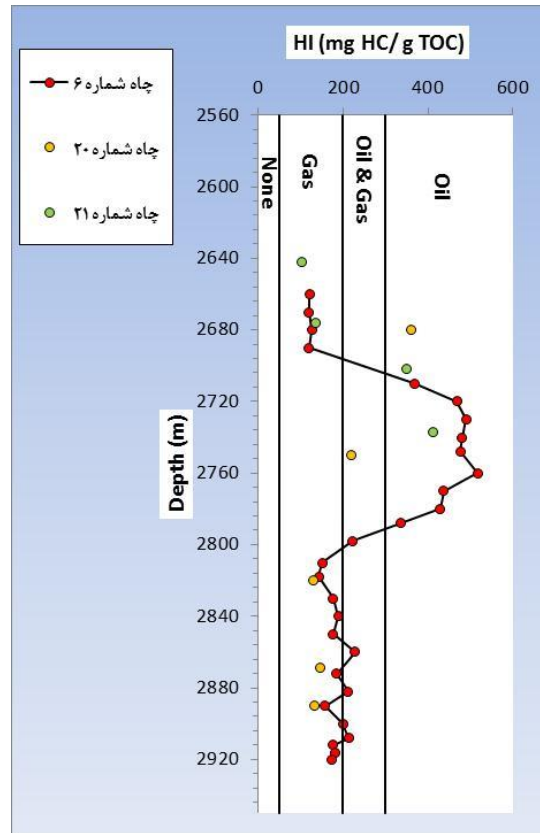
شکل ۴: نمودار تغییرات HI در برابر OI، اقتباس از [۳].



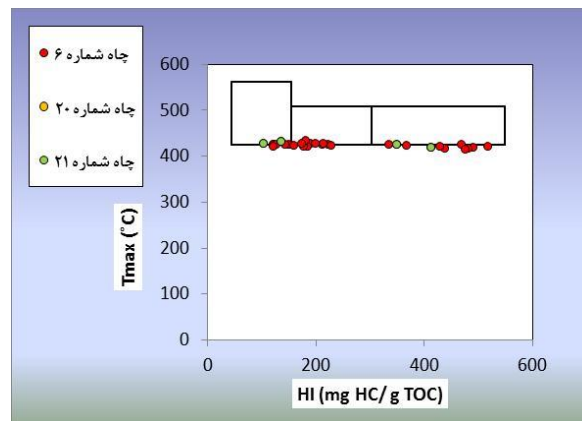
شکل ۵: تغییرات کیفیت مواد آلی براساس پارامتر TOC در مقابل S₂، اقتباس از [۱۳].

۳.۴ تعیین نوع هیدروکربور احتمالی تولیدی

طبق نظر Peters و Cassa [۱۲]، با استفاده از مقادیر اندیس هیدروژن (HI) نوع هیدروکربور تولیدی از نمونه‌های سازند پابده بررسی شد (شکل ۶). بدین منظور از نمودار $T_{max} - HI$ نیز استفاده شد (شکل ۷). نتایج هر دو نمودار نشان‌دهنده‌ی این است که سازند پابده در میدان نفتی منصوری در صورت بالغ شدن توانایی تولید نفت و گاز را دارد.



شکل ۶: تعیین نوع هیدروکربور تولیدی از نمونه‌های مورد مطالعه، اقتباس از [۱۲].



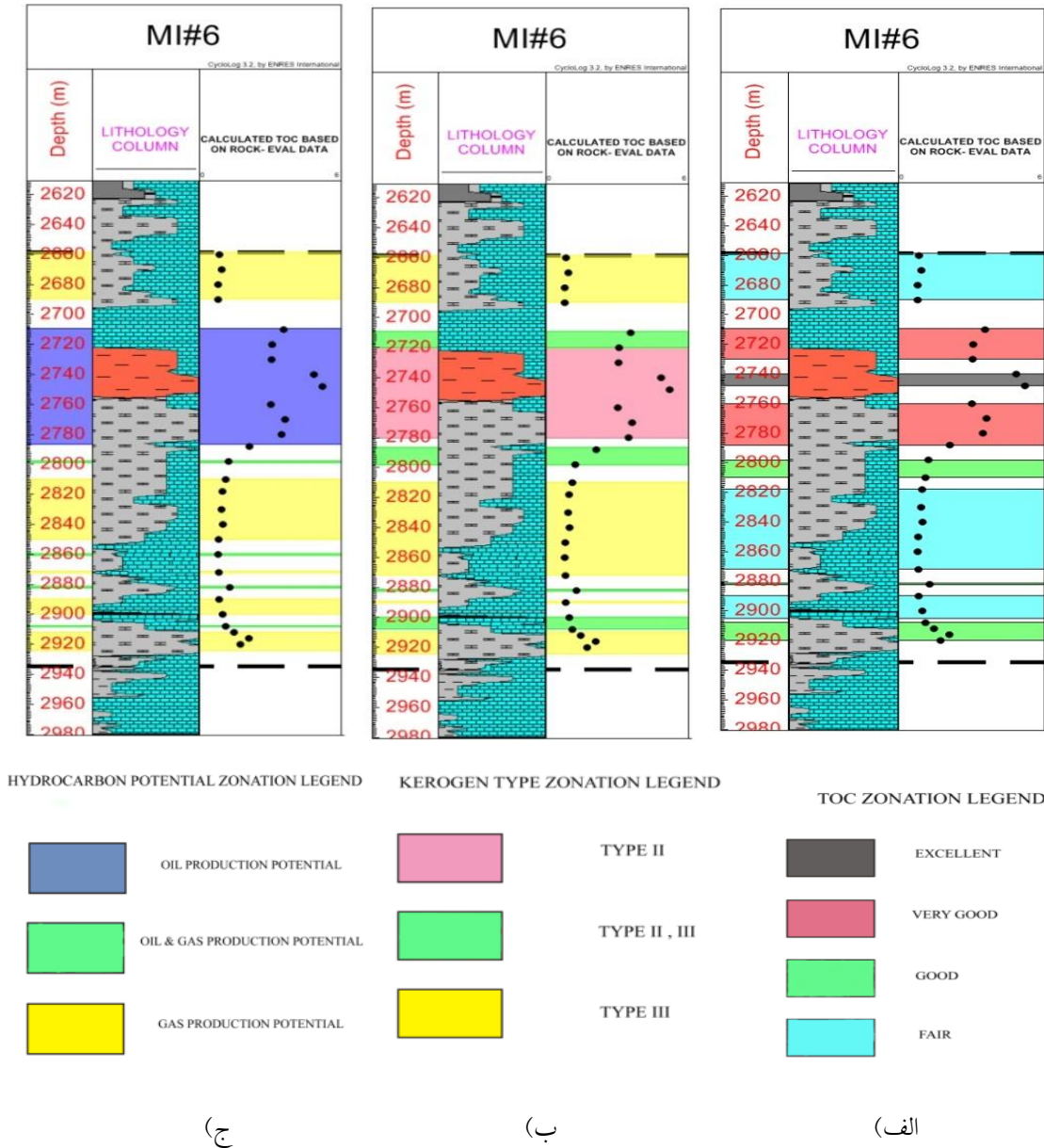
شکل ۷: نمایش تغییرات نسبت T_{max}/HI برای تعیین نوع هیدروکربور تولیدی، اقتباس از [۱۴].

۴.۴ زون‌بندی سازند پابده از نظر پتانسیل هیدروکربنی سنگ‌منشاء

پس از آنکه پتانسیل هیدروکربنی سازند پابده با استفاده از داده‌های ژئوشیمی‌آلی مورد ارزیابی قرار گرفت، به منظور بررسی تغییرات ژئوشیمیایی، ابتدا خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌های چاه شماره ۶ منصوری از یکدیگر تفکیک شدند (جدول ۴)، پس از آن سازند پابده از نظر پارامترهای مذکور، زون‌بندی شده است (شکل ۸).

جدول ۴: بررسی پتانسیل هیدروکربنی، نوع کروژن و نوع محصولات احتمالی تولیدی در نمونه‌های برگرفته از سازند پابده چاه شماره ۶ در میدان نفتی منصوری

Depth (m)	Petroleum Potential based on TOC Value	Hydrocarbon Quality	Kerogen Type	Depth (m)	Petroleum Potential based on TOC Value	Hydrocarbon Quality	Kerogen Type
۲۶۶۰	Fair	Gas	III	۲۸۱۰	Good	Gas	III
۲۶۷۰	Fair	Gas	III	۲۸۱۸	Fair	Gas	III
۲۶۸۰	Fair	Gas	III	۲۸۳۰	Fair	Gas	III
۲۶۹۰	Fair	Gas	III	۲۸۴۰	Fair	Gas	III
۲۷۱۰	Very Good	Oil	II و III	۲۸۵۰	Fair	Gas	III
۲۷۲۰	Very Good	Oil	II	۲۸۶۰	Fair	Oil & Gas	III
۲۷۳۰	Very Good	Oil	II	۲۸۷۲	Fair	Gas	III
۲۷۴۰	Excellent	Oil	II	۲۸۸۲	Good	Oil & Gas	II و III
۲۷۴۸	Excellent	Oil	II	۲۸۹۰	Fair	Gas	III
۲۷۶۰	Very Good	Oil	II	۲۹۰۰	Fair	Gas	II و III
۲۷۷۰	Very Good	Oil	II	۲۹۰۸	Good	Oil & Gas	II و III
۲۷۸۰	Very Good	Oil	II	۲۹۱۲	Good	Gas	III
۲۷۸۸	Very Good	Oil	II و III	۲۹۱۶	Good	Gas	III
۲۷۹۸	Good	Oil & Gas	II و III	۲۹۲۰	Good	Gas	III



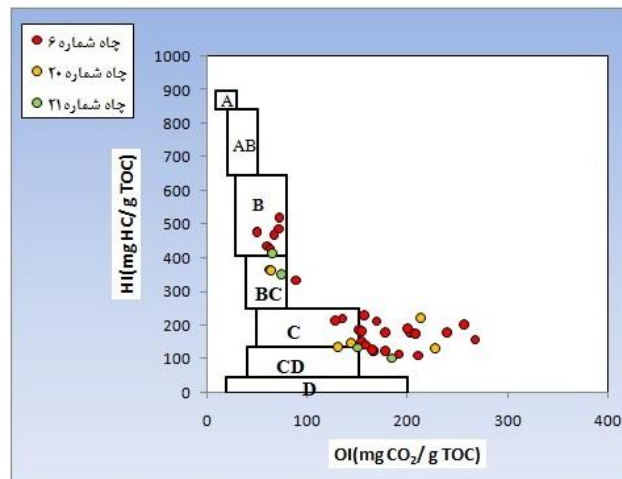
شکل ۸: زون بندی سازند پابده از نظر الف) پتانسیل هیدروکربنی (بر مبنای مقادیر TOC)، ب) نوع کروژن و ج) نوع هیدروکربور تولیدی (بر مبنای مقادیر HI).

بر اساس تغییرات پتانسیل هیدروکربنی سازند پابده در شکل های الف، ب و ج شکل شماره ۸ می توان این سازند را به سه بخش تقسیم نمود. بخش زیرین سازند پابده با لیتولوژی آهکی - مارنی، پتانسیل سنگ منشاء مناسب (۰/۵ - ۱٪) تا خوب (۲-۱٪) را داشته و حاوی کروژن نوع III می باشد. این بخش از سازند پابده پتانسیل تولید گاز را نیز دارد. بخش میانی با لیتولوژی شیل فوهه ای - مارنی، پتانسیل سنگ منشاء بسیار خوب (۴-۲٪) تا عالی (>۴٪) را داشته و حاوی کروژن نوع II و مخلوط نوع II و III می باشد. این بخش از سازند پابده پتانسیل تولید نفت را دارد. بخش فوقانی سازند پابده مشابه با بخش زیرین بوده و با لیتولوژی آهکی -

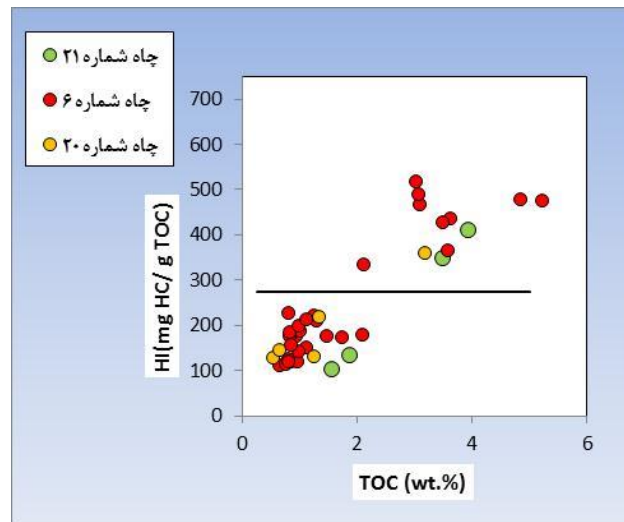
مارنی، پتانسیل سنگ‌منشاء مناسب (۱٪-۵٪) و به احتمال زیاد تا خوب (۲٪-۱) را داشته و حاوی کروژن نوع III می‌باشد. این بخش از سازند پابده نیز پتانسیل تولید گاز را دارد. همچنین در این مطالعه ارتباط خوبی بین مقدار TOC، نوع کروژن و نوع محصولات تولیدی احتمالی مشاهده می‌شود بطوریکه در بخش دارای مقادیر TOC بالاتر، مقدار کروژن نوع II نیز بیشتر بوده و پتانسیل تولید نفت افزایش یافته است. در ادامه به منظور بررسی علت تغییرات در کیفیت و کمیت ماده‌آلی، تغییرات محیط رسوبی در زمان ته‌نشست این سازند، بررسی شده است.

۵.۴ محیط رسوبگذاری مواد آلی در سازند پابده میدان نفتی منصوری

با بررسی تغییرات نمودار HI در برابر OI، می‌توان محیط رسوبی مواد آلی را تعیین کرد [۱۵]. با توجه به شاخص هیدروژن و شاخص اکسیژن مواد آلی، محیط‌ها از کاملاً احیایی (با HI بالا و OI پایین) تا کاملاً اکسیدان (با HI کمتر از ۱۰۰) طبقه‌بندی شده‌اند. ترسیم نمودار HI - OI برای نمونه‌های مورد مطالعه، محدوده رخساره‌های B، BC، C و CD را برای سازند پابده نشان می‌دهد (شکل ۹). این محدوده‌ها شاخص محیط دریایی احیایی، نسبتاً احیایی تا نسبتاً اکسیدان می‌باشند و متغیر بودن شرایط محیطی در زمان نهشته شدن این سازند را نشان می‌دهد. در شکل شماره ۱۰، نمودار HI-TOC پیشروی و پسروی آب در زمان ته‌نشست نمونه‌های مورد مطالعه از سازند پابده را نشان می‌دهد. در این نمودار نیز نمونه‌هایی که در شرایط پیشروی سطح آب ته‌نشین شده‌اند مقدار TOC و HI بالاتری را نشان می‌دهند.



شکل ۹: نمودار تعیین رخساره آلی با استفاده از نسبت تغییرات HI در مقابل OI. A = محیط دریاچه‌ای شدیداً احیایی، AB = محیط‌های احیایی دریایی پیشرونده، B = محیط‌های دریایی یا دریاچه‌ای نسبتاً احیایی، BC = محیط‌های دارای مواد آلی دریایی و قاره‌ای و رسوبگذاری سریع در شرایط نسبتاً اکسیدان، C = محیط‌هایی با سرعت رسوبگذاری متوسط در شرایط احیایی، CD = محیط‌های عمیق در مجاورت نقاط کوه‌زایی، D = محیط‌های قاره‌ای شدیداً اکسیدان، اقتباس از [۱۵].



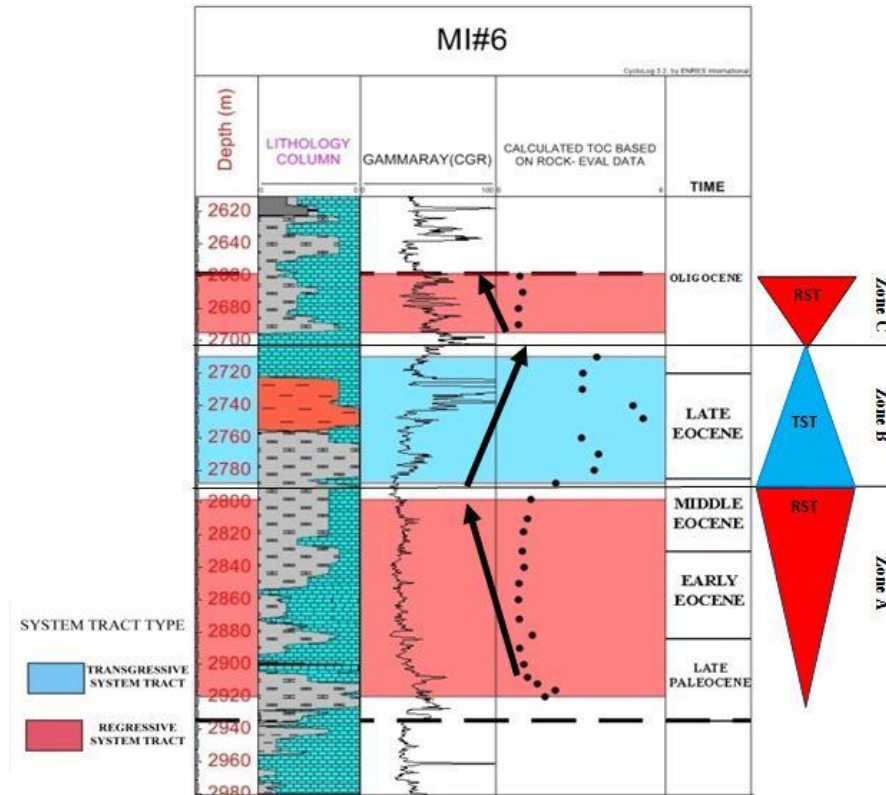
شکل ۱۰: تغییرات سطح آب در نمونه‌های سازند پابده نشان داده شده است، اقتباس از [۱۶].

مقادیر TOC، سن رسوبات و تغییرات نسبی سطح آب در شکل شماره ۱۱ آورده شده است. تغییرات نسبی سطح آب در سازند پابده براساس نمودار Pasley و همکارانش (شکل ۱۰) است. همچنین سن رسوبات در سازند پابده با استفاده از انطباق نگاره GR^۱ در پالئولاگ چاه شماره ۵۷ میدان منصوری و نگاره GR چاه شماره ۶ تخمین زده شده است. بر این اساس، از سرسازند گورپی تا سرسازند پابده سه سیستم تراکت نهشتی می‌توان مشخص نمود؛ سیستم تراکت پسرونده^۲ در زمان پالئوسن-پسین تا ائوسن-میانی (بخش A)، سیستم تراکت پیشرونده^۳ با سن ائوسن-پسین (بخش B) و در نهایت سیستم تراکت پسرونده با سن الیگوسن (بخش C) را می‌توان مشخص نمود. در سیستم تراکت پیشرونده سازند پابده (بخش B) مقدار TOC افزایش یافته و شیل قهوه‌ای رسوب کرده است. شایان ذکر است که در زمان ائوسن-پسین حضور فسیل *Hantkenina sp.* در کنار سایر گونه‌های فسیل *Globorotalia spp.* معرف افزایش نسبی سطح آب و عمیق‌تر شدن حوضه است (شکل ۴-۱۵). مطیعی در سال ۱۳۷۴ [۱۷]، بیان نمود که در زمان ائوسن-میانی، در اثر رخداد پیرنین و پسروری دریا، دریا از نواحی ساحلی و سکویی پس‌نشسته و تنها در مناطق مرکزی خوزستان رسوبگذاری سازند پابده ادامه داشته است. همچنین در ائوسن-پسین - الیگوسن، شمال خاوری لرستان و سکوی فارس داخلی از آب بیرون مانده ولی درخوزستان، رسوبگذاری نهشته‌های ژرف سازند پابده ادامه داشته است. این مطالعه نیز نشان می‌دهد، در زمان ائوسن-پسین پایین آمدن سطح آب رخ نداده، بلکه به طور نسبی، سطح آب در این زمان بالا بوده است و در زمان ائوسن-پسین - الیگوسن سطح آب کاهش یافته است.

¹ Gamma Ray, GR

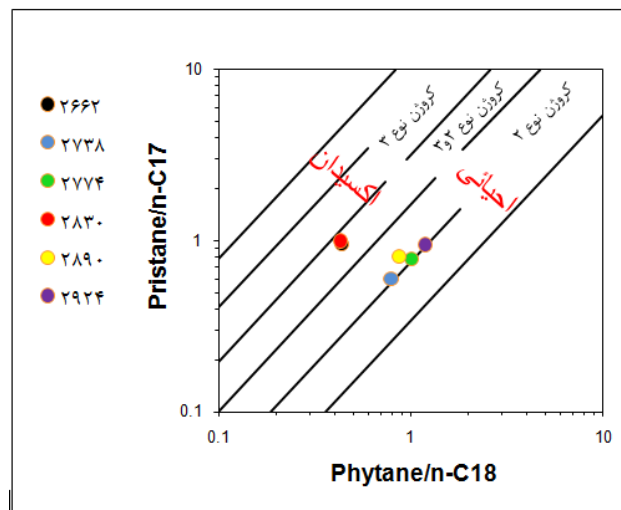
² Regressive system tract

³ Transgressive system tract



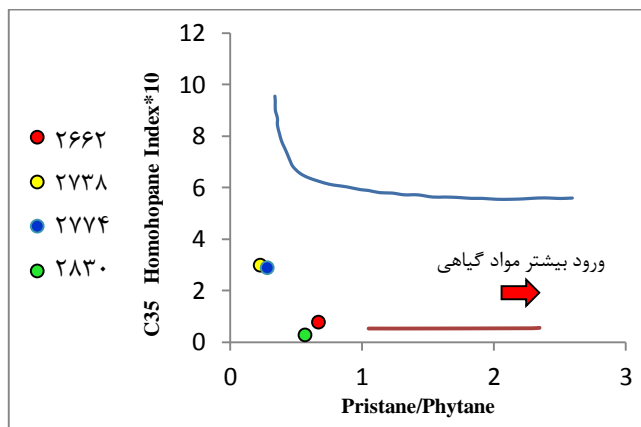
شکل ۱۱: نمایش سیستم تراکت‌ها و تغییرات ستون‌سنگ‌شناختی و مقدار TOC در سازند پابده

براساس نمودار $Pr/nC_{17} - Ph/nC_{18}$ که در شکل شماره ۱۲ نشان داده شده است، تمامی نمونه‌های سازند پابده در محدوده کروژن نوع II و مخلوط نوع II و III قرار داشته و محیط رسوبی احیایی تا نیمه اکسیدی را برای سازند پابده نشان می‌دهند. با توجه به عمق نمونه‌ها، این نمودار با نتایج حاصل از راک‌ایول (شکل ۱۱) همخوانی دارند.



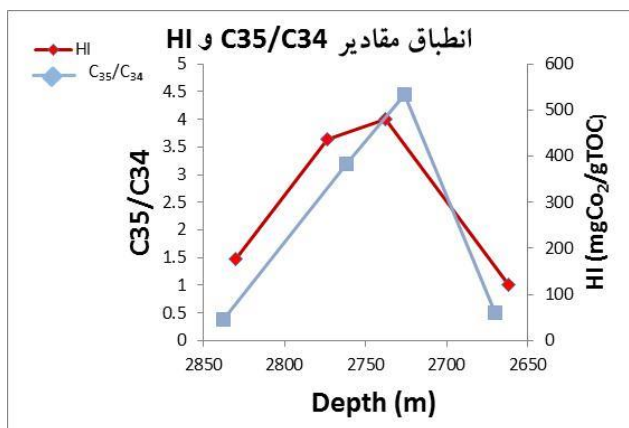
شکل ۱۲: نمودار Pr/nC_{17} در مقابل Ph/nC_{18} که نشان‌دهنده منشأ دریایی و محیط رسوبگذاری احیایی تا نیمه احیایی برای نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد، اقتباس از [۱۸].

همچنین در نمودار C_{35} Homohopane Index- Pr/Ph، اگرچه ۴ نمونه مربوط به سازند پابده محیط احيایی را برای سازند پابده نشان می‌دهند ولی نمونه‌های مربوط به عمق‌های ۲۷۷۴ و ۲۷۳۸ متر، افزایش نسبی سطح آب را نشان داده که با نتایج پیشین همخوانی نشان می‌دهد (شکل ۱۳).

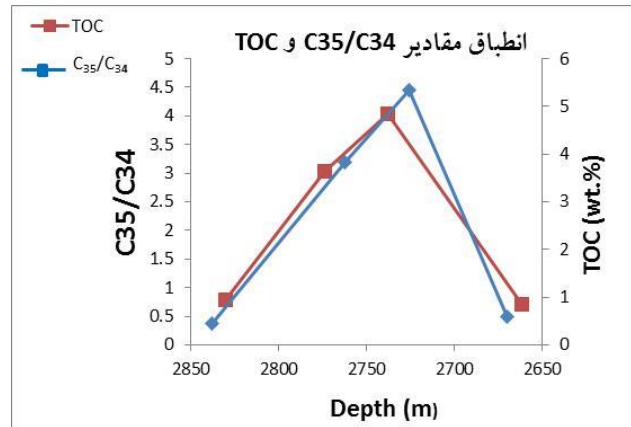


شکل ۱۳: نمودار C_{35} Homohopane Index در برابر Pr/Ph که تغییر شرایط اکسیدی و ورود بیشتر مواد گیاهی را نشان می‌دهد، اقتباس از [۱۹].

مطالعات Rangle و همکارانش [۲۰]، نشان می‌دهد که برخی از بیومارکرها نظیر نسبت C_{35} Hopane/ C_{34} Hopane با محیط نهشتی ارتباط داشته، همچنین در ارتباط مستقیم با مقدار HI می‌باشد. در نمودار شکل‌های ۱۴ و ۱۵، ارتباط تغییرات مقادیر C_{35}/C_{34} با مقادیر HI و TOC نشان داده شده است. بیشینه این نمودارها متعلق به بخش B در شکل ۱۱ بوده و تغییرات این نسبت بیومارکری نیز تغییرات نسبی سطح آب را نشان می‌دهد.



شکل ۱۴: مقایسه مقادیر نسبت C_{35} Hopane/ C_{34} Hopane با HI در مقابل عمق



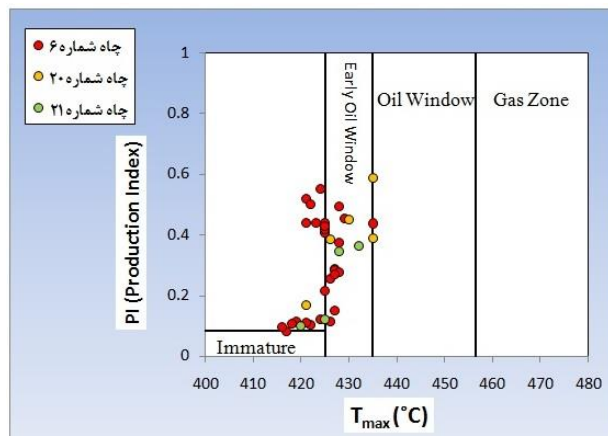
شکل ۱۵: مقایسه مقادیر نسبت C35 Hopane/C34 Hopane با HI در مقابل عمق

۶.۴ بررسی بلوغ ماده آلی

به منظور بررسی سطح پختگی مواد آلی در سازند پابده، علاوه بر نتایج آنالیز راکایول، تاریخچه حرارتی این سازند نیز مدلسازی شده است. سپس از طریق مدلسازی تاریخچه حرارتی زمان ورود سازند پابده به پنجره نفت‌زایی نیز مشخص گردید.

۱.۶.۴ با استفاده از نتایج آنالیز راکایول

بدین منظور از نمودار PI در مقابل T_{max} استفاده شده است (شکل ۱۶). این نمودار، نشان می‌دهد که بلوغ نمونه‌های سازند پابده در چاه‌های شماره ۶، ۲۰ و ۲۱ میدان نفتی منصوره متغیر بوده ولی با توجه به تمرکز عمده نمونه‌ها، می‌توان گفت که در ابتدای پنجره نفتی قرار دارند.



شکل ۱۶: نمودار PI در مقابل T_{max} برای ارزیابی بلوغ نمونه‌ها در میدان نفتی منصوره، اقتباس از [۲۱].

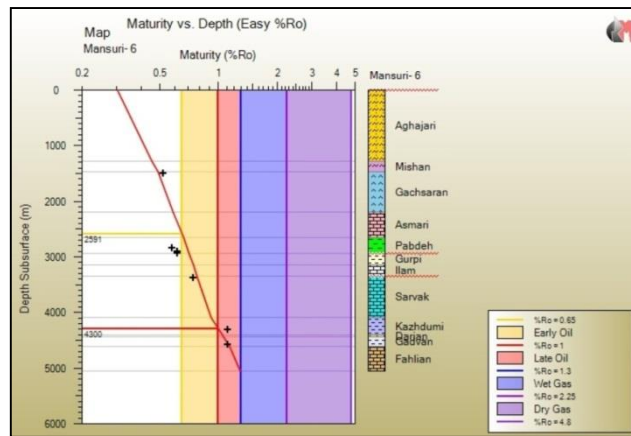
۲.۶.۴ بازسازی تاریخچه حرارتی سازند پابده در میدان نفتی منصوره

به منظور بررسی بلوغ حرارتی و زمان ورود سازند پابده به پنجره نفت‌زایی، از روش غیرمستقیم مدلسازی تاریخچه حرارتی استفاده شده است. خروجی این مدل، تخمین تغییرات انعکاس ویترونیات، دما و T_{max} است که به واسطه این پارامترها بلوغ و زمان تولید هیدروکربور تعیین می‌شوند. شیب خط تغییرات انعکاس ویترونیات با عمق، متأثر از گرادیان ژئوترمال و نرخ رسوبگذاری بوده و با

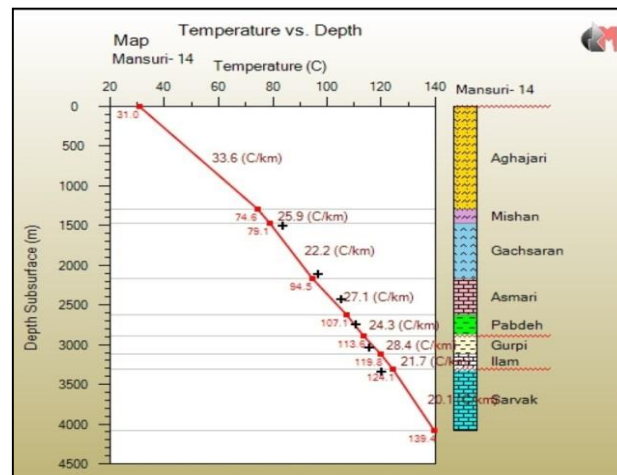
تعیین آن‌ها، می‌توان مقدار شیب را به دست آورد. با توجه به این مسئله با تغییر مقدار فرسایش سطحی و گرادیان ژئوترمال تا جایی که مقادیر اندازه‌گیری شده پارامترهایی چون انعکاس ویترنایت، دمای چاه با مقادیر پیش‌بینی شده بر هم منطبق شوند، می‌توان مدل را کالیبره نمود.

۲.۶.۴ الف بهینه‌سازی مدل در چاه‌ها

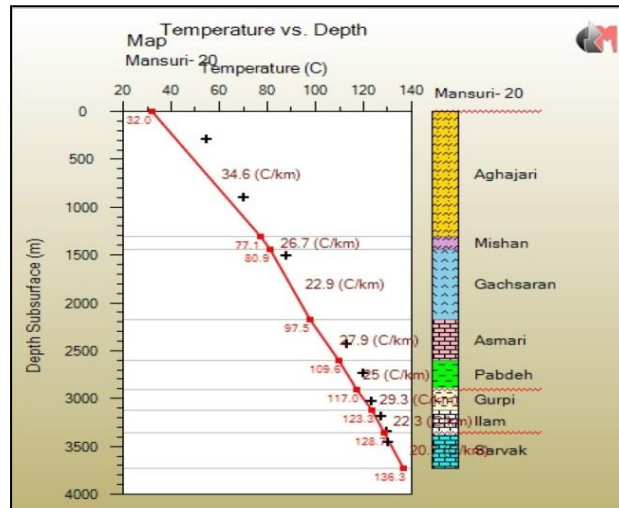
به منظور بهینه‌سازی مدل چاه شماره ۶ و تعیین میزان فرسایش در ناپوستگی‌ها از مقادیر انعکاس ویترنایت این چاه استفاده شد. با انتخاب ۵۰۰ متر فرسایش برای سازند آغاچاری بهترین انطباق بین انعکاس ویترنایت اندازه‌گیری شده و محاسبه شده برقرار گردید (شکل ۱۷). فرایند بهینه‌سازی چاه شماره ۱۴ و ۲۰ منصوری از مقایسه دماهای اندازه‌گیری شده در چاه با دماهای محاسبه شده انجام شد (به ترتیب شکل‌های ۱۸ و ۱۹). این دماها به خوبی با دمای مدل در اعماق مختلف انطباق داشته و مبین دقت قابل قبول در مدلسازی است.



شکل ۱۷: انطباق بین مقادیر R_o اندازه‌گیری شده و محاسبه شده با اعمال فرسایش ۵۰۰ متر برای سازند آغاچاری در چاه شماره ۶



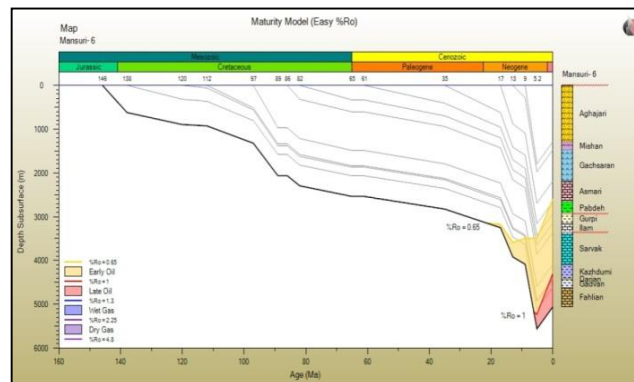
شکل ۱۸: انطباق بین دماهای اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در چاه شماره ۱۴



شکل ۱۹: انطباق بین دماهای اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در چاه شماره ۲۰

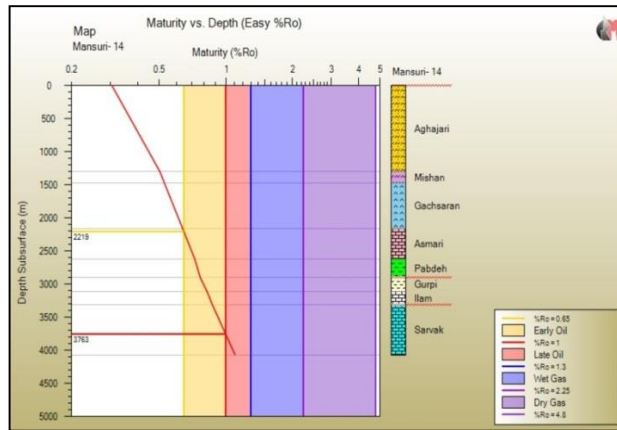
۲.۶.۴. ب بررسی بلوغ حرارتی، عمق و زمان آغاز تشکیل هیدروکربور در سازند پابده

نرم‌افزار PBM، انعکاس ویترونیات ۰/۶۵ را معادل اوایل پنجره نفت‌زایی، مقدار ۱/۳ را معادل حد بالایی و اواخر پنجره نفت‌زایی، ۲/۲۵ را معادل حد بالایی ایجاد گاز مرطوب و ۴/۸ را معادل حد بالایی ایجاد گاز خشک در نظر گرفته است. براساس نتایج مدل‌سازی در چاه شماره ۶، سازند پابده نیز با قرارگیری در اعماق ۲۶۵۸ تا ۲۹۳۵ متر نیز به بلوغ رسیده و در مرحله ابتدای پنجره نفت‌زایی قرار دارد (شکل ۱۷). استفاده از داده‌های راکا‌یول نیز همین مرحله از بلوغ را نشان داد. پنجره نفتی بر روی تاریخچه تدفین چاه شماره ۶ منصوری بر اساس مدل کنتیکی Easy %Ro در شکل ۲۰ نشان داده شده است. بر این اساس، پنجره نفت‌زایی از ۵ میلیون سال قبل در عمق ۳۴۰۰ متری در سازند پابده آغاز شده و تا به امروز ادامه دارد.



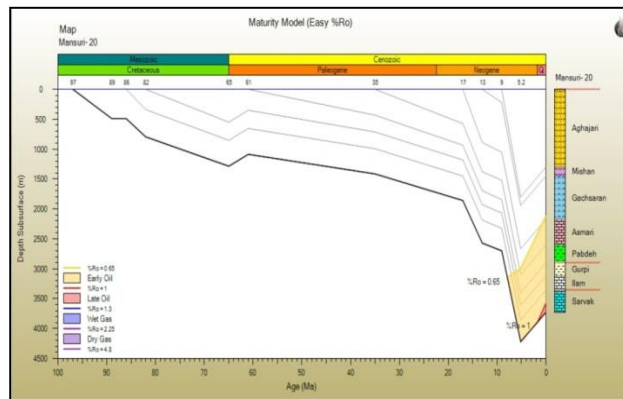
شکل ۲۰: نمایش پنجره نفتی بر روی تاریخچه تدفین در چاه شماره ۶

در چاه شماره ۱۴ میدان منصوری نیز سازند پابده با قرارگیری در اعماق ۲۶۳۰ تا ۲۸۹۵/۵ متر به بلوغ رسیده و در مرحله ابتدای پنجره نفت‌زایی قرار دارد (شکل ۲۱).



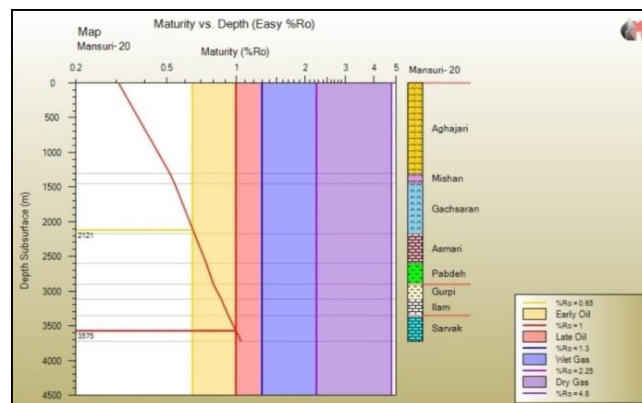
شکل ۲۱: ارزیابی بلوغ سازند پابده در چاه شماره ۱۴ بر اساس مدل Easy % Ro

در شکل شماره ۲۲، پنجره نفتی بر روی تاریخچه تدفین چاه شماره ۱۴ منصوری بر اساس مدل کنتیکی Easy %Ro نشان می‌دهد، پنجره نفت‌زایی از ۶ میلیون سال قبل در عمق ۳۱۲۰ متری در سازند پابده آغاز شده و تا به امروز ادامه دارد.



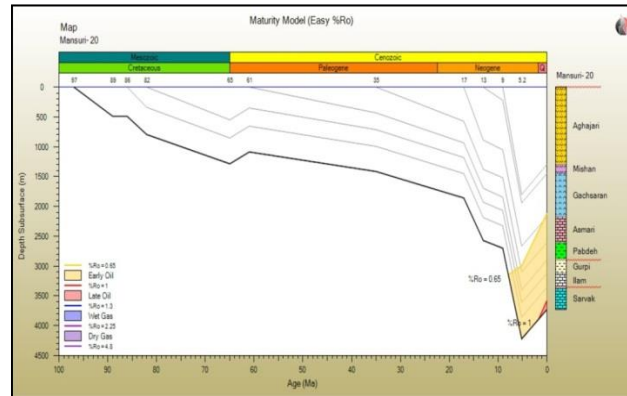
شکل ۲۲: نمایش پنجره نفتی بر روی تاریخچه تدفین در چاه شماره ۱۴ بر اساس مدل Easy % Ro

در چاه شماره ۲۰، سازند پابده با قرارگیری در اعماق ۲۹۰۱/۵ تا ۲۶۰۲/۵ متر نیز به بلوغ رسیده و در مرحله ابتدای پنجره نفت‌زایی قرار دارد (شکل ۲۳).



شکل ۲۳: ارزیابی بلوغ سازند پابده در چاه شماره ۲۰ بر اساس مدل Easy % Ro

در شکل ۲۴، پنجره نفتی بر روی تاریخچه تدفین چاه شماره ۲۰ منصوری بر اساس مدل کنتیکی Easy %Ro نشان داده شده است. پنجره نفت‌زایی از ۶ میلیون سال قبل در عمق ۳۰۳۰ متری در سازند پابده آغاز شده و تا به امروز ادامه دارد.



شکل ۲۴: نمایش پنجره نفتی بر روی تاریخچه تدفین در چاه شماره ۲۰ بر اساس مدل Easy % Ro

۵. نتیجه گیری

سازند پابده بر اساس تغییرات خصوصیات ژئوشیمی به سه بخش تقسیم شد؛ بخش زیرین سازند پابده با لیتولوژی آهکی - ماری، مقدار TOC مناسب (۱٪-۵٪) تا خوب (۲٪-۱) را داشته و حاوی کروژن نوع III می‌باشد. این بخش از سازند پابده پتانسیل تولید گاز را نیز دارد. بخش میانی با لیتولوژی شیل قهوه‌ای - ماری، مقدار TOC بسیار خوب (۴٪-۲) تا عالی (>۴٪) را داشته و حاوی کروژن نوع II و مخلوط نوع II و III می‌باشد. این بخش از سازند پابده پتانسیل تولید نفت را دارد. بخش فوقانی سازند پابده مشابه با بخش زیرین بوده و با لیتولوژی آهکی - ماری، مقدار TOC مناسب (۱٪-۵٪) تا خوب (۲٪-۱) را داشته و حاوی کروژن نوع III می‌باشد. این بخش از سازند پابده نیز پتانسیل تولید گاز را دارد. همچنین در این مطالعه ارتباط خوبی بین مقدار TOC، نوع کروژن و نوع محصولات تولیدی احتمالی مشاهده می‌شود بطوریکه در بخش دارای مقادیر TOC بالاتر، مقدار کروژن نوع II نیز بیشتر بوده و پتانسیل تولید نفت افزایش یافته است. علت تغییرات خصوصیات ژئوشیمی سازند پابده در نوسانات نسبی سطح آب بررسی شد. مطالعه حاضر سه سیستم تراکت نهستی رده دو با نگرش T-R Sequence در سازند پابده نشان داد؛ سیستم تراکت پسرونده در زمان پالئوسن پسین تا ائوسن میانی نهشته شده است. دومین سیستم تراکت حدوداً در زمان ائوسن پسین، بصورت سیستم تراکت پسرونده شکل گرفته است. در نهایت در بخش فوقانی این سازند سیستم تراکت پسرونده با سن الیگوسن پیشین تشخیص داده شد. بررسی نتایج راکا یول و مدل سازی بلوغ حرارتی نشان داد؛ سازند پابده در مرحله ابتدای پنجره نفت‌زایی قرار دارد و پنجره نفت‌زایی حدوداً از ۶-۵ میلیون سال قبل در سازند پابده آغاز شده و تا به امروز ادامه دارد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند که از شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب به منظور تأمین بودجه لازم برای این تحقیق، دانشگاه شهید چمران اهواز و مرکز پژوهشی زمین‌شناسی و زمین‌شیمی نفت دانشگاه شهید چمران جهت تأمین امکانات آزمایشگاهی تشکر و قدردانی نمایند.

"هیئت تحریریه مجله از آقایان دکتر محمدرضا کمالی و دکتر محمد معماریانی که داوری مقاله را بر عهده داشته اند کمال تشکر و سپاس را دارد"

منابع

- [1] Magoon, L.B., 1988, "The petroleum system-A classification scheme for research, resource assessment, and exploration", in Magoon, L.B. (eds.), Petroleum Systems of the United States; USGS Bulletin 1870, p. 2-15.
- [2] Miller, R.G. 1995, "A future for exploration geochemistry". In: Grimalt, J.O., Dorransoro, C. (eds.), Organic Geochemistry: Developments and applications to Energy, Climate,
- [3] Hunt, J.M., 1996, "Petroleum geochemistry and geology", 2nd edition. W. H. Freeman and Company. 743 pp.
- [۴] علیزاده، ب.، صرافدخت، ه.، ۱۳۹۰، "ارزیابی ژئوشیمیایی سازندهای سنگ‌منشاء در میدان نفتی کیلور کریم، جنوب غرب ایران"، مجله زمین‌شناسی نفت ایران، سال اول، شماره دوم، پاییز - زمستان ۹۰، ۱۲۶-۱۰۹.
- [5] Alizadeh, B., Alipour, M., Hosseini S. H., Jahangard, A., 2011. "Paleoenvironmental reconstruction using biological markers for the Upper Triassic-Middle Jurassic sedimentary succession in Tabas Basin, central Iran". Organic Geochemistry. 42, 431-37.
- [۶] سراج، م.، ۱۳۸۴، "تحلیل ساختاری مقدماتی میادین نفتی مناطق نفتخیز جنوب (محدوده فروافتادگی دزفول شمالی)". گزارش شماره پ-۵۶۱۳، شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب.
- [۷] درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، "زمین‌شناسی ایران". نشر دانش امروز، ۹۰۱ ص.
- [8] Behar, F., Beamont, V., Penteodo, H., 2001, "Rock-Eval6 Technology performance and developments". Oil & Gas Science and Technology-Rev. IFP, Vol. 56, p. 111-134.
- [۹] شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب، ۱۳۸۹. "طرح تهیه نگاره‌های ژئوشیمیایی چاه منصوری ۶". ۳۳ ص.
- [۱۰] رضایی، م.، ۱۳۸۷، "زمین‌شناسی نفت". دانشگاه تهران، ۴۷۲ ص.
- [11] Lopatin, N.V., 1971, "Temperature and geologic time as factors in coalification. Izvestiya Akademiya Nauk SSSR", Ser. Geol., 3, p. 95-106 (in Russian).
- [12] Peters, K.E., Cassa, M.R., 1994, "Applied source rock geochemistry". in: Magoon, L.B., Dow, W.G., (eds.), The petroleum system from source to trap. AAPG memoir. Vol. 60, pp. 93-120.
- [13] Goddard, D.A., Mancini, E.A., Talukar, S.C., Horn, M., 1997, "Bossier - Hanesvill shale, North Louisiana salt basin: Louisiana", State University, Baton Rouge, Louisiana, center for energy, pdf file, www.api.ning.com/files
- [14] Peters, K.E. 1986, "Guidelines for evaluating Petroleum Source rocks using programmed pyrolysis". AAPG Bulletin. Vol. 84, pp. 318-329.
- [15] Jones, R. W., 1987, "Organic Facies". In, J. Brooks and D. Welte (eds.), Advances in Petroleum Geochemistry. Vol. 2, Academic Press. London, pp. 1-90.
- [16] Pasley, M., Gregory, W., Hart, G.F., 1991, "Organic matter variations in trans-gressive and regressive shales". Org. Geochem, p. 483-509.
- [۱۷] مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، "زمین‌شناسی نفت زاگرس - ۱". انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۹۰ ص.
- [18] Connan, J., Cassou, A.M. 1980, "Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation levels". Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 44, p. 1-23.
- [19] Fleck, S., Michels, R., Ferry, S., Malartre, F., Elion, P., Landais, P., 2002, "Organic geochemistry in a sequence stratigraphic framework". The siliciclastic shelf environment of cretaceous series, SE France, Organic Geochemistry, Vol. 33, p. 1533-1557.

- [20] Rangle, A., Parra, P., Nino, C., 2000, "*The La Luna Formation: Chemostratigraphy and organic facies in the middle Magdalena Basin*", Organic Geochemistry, NO. 31, p. 1267-1284.
- [21] www.humble-inc.com/srgl.htm

Geochemical Investigation and Effect of Sedimentary Environment Changes on Pabdeh Formation Hydrocarbon Potentiality in Mansuri Oilfield

Alizadeh, Bahram., Janatmakan, Neda., Ghalavand, Hormoz., Heidarifard, Mohammad Hossein

Abstract

Pabdeh Formation is one of the most important probable source rocks in Mansuri oilfield being under investigation. In this study, hydrocarbon potential of Pabdeh Formation is evaluated. Also effect of sedimentary environment changes on geochemical and hydrocarbon potential variation is studied. To achieve this, hydrocarbon potential of Pabdeh Formation with Rock Eval pyrolysis was investigated. Besides that, gas chromatography and gas chromatography-mass spectrometry data were utilized. Based on this study, in the Late Eocene age, relative sea level had raised, while in the Oligocene age, falling in sea level was occurred. Variation in sea level caused Pabdeh Formation to be heterogeneous in hydrocarbon potential. Pabdeh Formation in Mansuri oilfield from geochemical aspects is divided into three divisions. Lower and Upper zones in this formation, have fair (0.5-1% TOC) to good (1-2% TOC) hydrocarbon potential and contain kerogen type III. These zones have gas production potential. Middle zone, has very good (2-4% TOC) to excellent (>4% TOC) potential and contains kerogen type II and mixed type II and III. Middle zone has oil production potential. Rock Eval data as well as thermal history modeling demonstrate that; Pabdeh Formation is in early oil window, started yielding petroleum since 5-6 million years ago.

Keywords: Hydrocarbon potential, Pabdeh Formation, Sedimentary environment, Thermal History Modeling, Mansuri Oilfield.

چینه‌نگاری چرخه‌ای و تطابق مخزنی رسوبات آلیگو- میوسن (سازند آسماری) در میدان نفتی مارون، حوضه زاگرس

شهرام آورجانی^۱، اسداله محبوبی^{*}، رضا موسوی حرمی^۱، حسن امیری بختیار^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

^۲ اداره زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز

*avarjani@gmail.com

تاریخ دریافت: فروردین ۹۲، تاریخ پذیرش: شهریور ۹۲

چکیده

سازند آسماری در میدان نفتی مارون، از سنگ آهک فسیل‌دار، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک رسی، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده است و اصلی‌ترین سنگ مخزن در چندین میدان نفتی زاگرس ایران است. سن این سازند در میدان مارون آلیگو- میوسن (روپلین- بوردیگالین) است. در این مطالعه تطابق زیر سطحی بین ۴ چاه این میدان بر اساس اصول چینه‌نگاری اقلیمی و با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ انجام شده است. ۹ سطح مرزی مثبت (PBS) و ۱۰ سطح مرزی منفی (NBS) در این مطالعه شناسایی شده است. برخی از سطوح مرزی مثبت و برخی از سطوح مرزی منفی به ترتیب بر مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر پیشروی سطح آب دریا منطبق هستند. بعلاوه برخی از سطوح مرزی مثبت مرزهای زمانی اصلی (مرز آشکوب‌ها) را مشخص می‌کنند. تطابقی بین زون‌های ده‌گانه مخزنی سازند آسماری میدان مارون با سطوح مرزی شناسایی شده انجام شده است. برخی از زون‌های مخزنی (بویژه زون‌های مخزنی آسماری پائینی و میانی) تطابق خوبی نشان می‌دهند اما برخی دیگر انطباقی با سطوح مرزی نشان نمی‌دهند. به نظر می‌رسد با تلفیق این داده‌ها با سایر عوامل نظیر سنگ‌شناسی، تخلخل و تراوایی بازنگری دقیق در زون‌بندی مخزنی سازند آسماری میدان مارون لازم باشد.

واژه های کلیدی: سازند آسماری، مارون، سیکلولاگ، چینه‌نگاری سکانسی

۱. مقدمه

سازند آسماری (الیگو- میوسن)، مهمترین سنگ مخزن میدین نفتی جنوب غرب ایران است. این سازند از سنگ آهک فسیل دار، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک رسی، ماسه سنگ و شیل تشکیل شده است [۵]، که بطور هم شیب روی رسوبات سازند پاینده و در زیر رسوبات تبخیری سازند گچساران قرار دارد.

برش نمونه سازند آسماری در تنگ گل ترش کوه آسماری به ضخامت ۳۱۴ متر از سنگ‌های آهکی مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ با درزهای فراوان و بین لایه‌های شیلی تشکیل شده است [۱]. این سازند در ناحیه فرو افتادگی دزفول دارای بیشترین ضخامت است و از شمال غرب تا خاک عراق تداوم دارد و از جنوب شاید تا عمان هم دیده شود.

مطالعه سطوح سکansı در چاه‌های نفتی به دلیل فقدان مغزه در اکثر چاه‌ها، عدم کیفیت مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌های حفاری، زیاد بودن فواصل نمونه‌برداری در چاه‌های فاقد مغزه مشکل است و نمی‌توان اطلاعات مفیدی به دست آورد. بنابراین بهترین ابزار استفاده از نمودارهای الکتریکی به ویژه نمودار گاماست که تقریباً در همه چاه‌ها موجود است و از این رو زمین‌شناسان نفتی از آن جهت تفکیک زون‌های مخزنی و انطباق بین چاه‌های مختلف یک میدان و نیز در آنالیز چینه‌نگاری سکansı جهت شناسایی سطوح سکansı استفاده می‌کنند [۲، ۳].

یک نمودار الکتریکی (برای مثال نمودار گاما) را می‌توان بصورت یک موج مرکب فرض کرد که از تعداد زیادی موجک تشکیل شده است. این موجک‌ها در حقیقت همان آثار چرخه‌های میلانکوویچ هستند که به همراه یکسری امواج مزاحم (Noise) نمودارهای الکتریکی را می‌سازند. برای مطالعه سیکلواستراتیگرافی باید بتوان این موج مرکب را به اجزای تشکیل دهنده آن تجزیه نمود که برای این منظور از نرم‌افزار سیکلولاگ استفاده می‌شود [۶].

در این تحقیق، سکانس‌های رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی مارون [۳]، با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ مورد بررسی قرار می‌گیرد و سپس با استفاده از نتایج آن مخزن آسماری میدان مارون زون‌بندی می‌گردد.

۲. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

فروافتادگی دزفول جزئی از حوضه رسوبی زاگرس است که در جنوب شرقی دزفول و شمال شرقی اهواز واقع شده است [۴]. میدان نفتی مارون در فروافتادگی دزفول، در حوضه دزفول شمالی و با طول و عرض 65×10 کیلومتر و بستگی ساختمان (Closure) ۲۰۰۰ متر در جنوب خوزستان در فاصله حدود ۵۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر اهواز واقع است (شکل ۱-الف). این میدان دارای ۳ مخزن آسماری، بنگستان و خامی است. سازند آسماری با سن آلیگو - میوسن در این میدان بطور متوسط ۳۰۰ متر ضخامت دارد. در تحقیق حاضر، چاه‌های شماره ۲۸۱، ۲۹۲، ۶۸ و ۳۱۲ در میدان مارون انتخاب شدند (شکل ۱-ب).

۳. مواد و روش مطالعه

نمودار گاما در چاه‌های مورد مطالعه بعنوان داده ورودی نرم‌افزار سیکلولاگ استفاده شده است. در نرم‌افزار سیکلولاگ روش (Integrate Predicate Error Filter Analysis) INPEFA و (Predicate Error Filter Analysis) PEFA برای بررسی چرخه‌های میلانکوویچ وجود دارد. در روش PEFA آنالیز موجک در یک بازه با طول مشخص (برای مثال ۱۰ متر) که توسط کاربر مشخص می‌شود، انجام می‌گیرد. سپس براساس نتایج بدست آمده روند نمودار را در مرحله بعد پیش‌بینی می‌کند و با نمودار واقعی مقایسه می‌کند و در آخر نتیجه را بصورت یک نمودار جدید نشان می‌دهد. در این نمودار، میزان خطا

بین مقدار پیش‌بینی شده و مقدار واقعی نشان داده می‌شود. این خطا می‌تواند نشان دهنده تغییر یا توقف روند رسوبگذاری باشد. عدم اختلاف بین میزان پیش‌بینی شده و نمودار اولیه یک رسوب‌گذاری عادی و بدون تغییر را نشان می‌دهد [۶]. نمودارهای حاصله در روش INPEFA و PEFA مشابه یکدیگرند با این تفاوت که در این روش میزان خطای پیش‌بینی شده در هر مرحله با هم ترکیب شده و روند آن‌ها نشان داده می‌شود. میزان انحراف نمودار INPEFA نشان‌دهنده میزان تغییرات فضای رسوب‌گذاری (Accommodation space) است. انحراف به سمت چپ این نمودار افزایش فضای رسوب‌گذاری و انحراف به سمت راست آن کاهش فضای رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد.

به منظور ایجاد منحنی INPEFA، که از جدیدترین دستاوردهای چینه‌شناسی در راستای تطابق است، مقادیر داده‌های پتروفیزیکی نمودار گاما به نرم‌افزار وارد شد. با در نظر گرفتن روند منحنی INPEFA در چاه‌های مورد مطالعه و تغییر محدوده این منحنی، روندهای مثبت و منفی مشابه به عنوان مرزهای هم‌زمان تحت نام‌های nb (negative break) و pb (positive break) در چارت ترکیبی (Composite well chart) هر چاه مشخص شده‌اند. بعنوان مثال چارت تطابقی چاه ۲۸۱ در شکل ۲- آورده شده است.

برای انطباق خطوط زمانی در چاه‌های مختلف برای هر pb و nb یک شماره یا یک کد اختصاص داده می‌شود و در پایان با توجه به مرزهای شناسایی شده و اطلاعات حاصل از چینه‌نگاری زیستی [۳]، یک انطباق برقرار می‌گردد. ۱۰ مرز nb و ۹ مرز pb در سازند آسماری نام‌گذاری شده‌اند که اطلاعات رقومی آن در جدول ۱- ارائه شده است. مرزها و واحدهای چینه‌ای هم‌زمان در کلیه چاه‌ها به هم وصل شدند و یک چارت انطباقی (Correlation panel) در سازند آسماری میدان نفتی مارون ایجاد گردید (شکل ۳-).

در این مطالعه سکانس‌های شناسایی شده در سازند آسماری میدان مارون [۳]، بعنوان مبنای کار قرار گرفته و سپس بر اساس روند تغییرات نمودار INPEFA مرزهای زمانی مثبت و منفی شناسایی شده است. برخی از این مرزها بر سطوح سکانسی و سطوح حداکثر گسترش آب دریا در خشکی منطبق هستند. بر این اساس سکانس‌های رسوبی سازند آسماری بر مبنای داده‌های زیرسطحی تفکیک شدند. مرزهای زمانی مثبت و منفی نامگذاری شدند و با مرزهای زمانی سکانس‌های سازند آسماری در میدان مارون، سایر مناطق فروافتادگی دزفول، حوضه اروپا و صفحه عربی مقایسه شده‌اند.

۴. چینه‌نگاری سکانسی و تطابق زمانی

بر اساس مطالعه ون‌بوخم و همکاران [۸] در فروافتادگی دزفول و زون ایزه ۳ سکانس در رسوبات آلیگوسن و ۳ سکانس در رسوبات میوسن شناسایی شده است. این سکانس‌ها دارای سن مطلق هستند (جدول ۲). در سازند آسماری میدان مارون نیز ۳ سکانس رسوبی به سن آلیگوسن و ۳ سکانس به سن میوسن شناسایی شده است [۳].

در مطالعه ون‌بوخم و همکاران [۸]، مرزهای سکانسی دارای سن مطلق هستند. در مطالعه آورجانی و همکاران [۳] مرزهای سکانسی شناسایی شده با مطالعه ون‌بوخم و همکاران [۸] مطابقت داده شد. در این مطالعه نیز مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر گسترش آب دریا از طریق نمودار INPEFA و استفاده از چینه‌نگاری زیستی و سکانسی [۳] بدست آمده است. بنابراین از طریق تطابق سن نسبتاً درستی برای خطوط زمانی pb و nb به دست آمده در نمودار INPEFA ارائه شده است. خطوط زمانی مهم به دست آمده در این تطابق به ترتیب عبارتند از pb9000، nb8000، pb6000، nb7000، pb5000، nb5000، pb4000، nb4000، pb3000، nb2000، pb2000 و nb1000 که هر pb مؤید یک مرز سکانس (Sequence Boundary) و هر nb مؤید یک سطح حداکثر گسترش آب دریا (Maximum flooding surface) در خشکی است. مرزهای pb و nb شناسایی شده در این مطالعه با سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در مطالعه آورجانی و

همکاران [۳] تطابق خوبی نشان می‌دهند. بعنوان مثال در شکل ۴- انطباق این مرزها با سکانس‌های رسوبی چاه ۲۸۱ میدان نفتی مارون آورده شده است. در ادامه سکانس‌های رسوبی سازند آسماری در میدان مارون بر اساس خطوط زمانی شناسایی شده در نمودار INPEFA معرفی شده و با مرزهای زمانی دارای سن مطلق [۸، ۹] مقایسه خواهند شد. همچنین در شکل ۵- مرزهای سکانسی شناسایی شده در این مطالعه با سایر نواحی فروفاتدگی دزفول، حوضه اروپا [۱۰] و صفحه عربی [۱۱، ۱۲، ۱۳] مقایسه شده است. تغییرات روند رخساره‌ها و تغییرات سنگ‌شناسی سکانس‌های رسوبی سازند آسماری میدان مارون در آورجانی و همکاران [۳] آورده شده است.

۱.۴ سکانس رسوبی اول

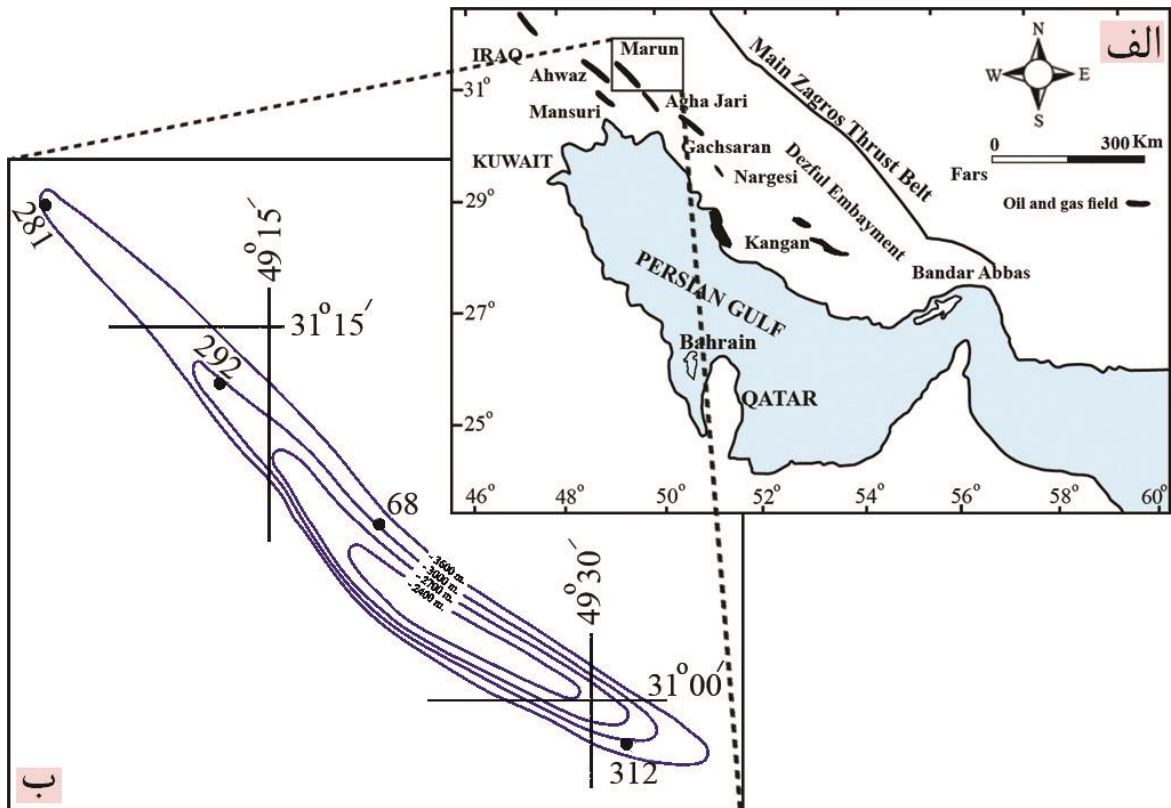
مرز زیرین این سکانس منطبق بر خط زمانی pb9000 است. این مرز سکانسی معادل مرز زیرین سکانس شماره ۱ ون‌بوخم و همکاران [۸] بوده و براین اساس از نظر زمانی معادل ۳۳/۹ میلیون سال پیش است. در مطالعه اهرنبرگ و همکاران [۹] برای این سطح معادل وجود ندارد. در مقایسه با سکانس‌های صفحه عربی [۱۱، ۱۲، ۱۳] این مرز معادل pg30SB است. سطح حداکثر پیشروی آب دریا در این سکانس با مرز زمانی nb8000 شناسایی شده است. سطح حداکثر گسترش آب دریا در این سکانس معادل mfs I ون‌بوخم و همکاران [۸] است و از نظر زمانی معادل ۳۲/۵ میلیون سال پیش است. این سطح همچنین معادل pgs30mfs صفحه عربی است. مرز بالایی این سکانس با خط زمانی pb6000 شناسایی شده، منطبق بر مرز بالایی سکانس شماره ۱ ون‌بوخم و همکاران [۸] بوده و معادل زمانی ۲۸/۹ میلیون سال پیش است. شواهد چینه‌نگاری زیستی [۳] در نزدیکی این مرز نمایانگر پایان حضور سنگواره Nummulites و مؤید سن روپلین است. همچنین این سطح معادل مرز سکانسی Ru30/Ch-10 اهرنبرگ و همکاران [۹] است. در صفحه عربی معادلی برای این سطح معرفی نشده است. این سکانس به سن روپلین است و مرز بالایی آن تفکیک کننده روپلین از شاتین است.

جدول ۱: مشخصات pb و nb مخزن آسماری در میدان نفتی مارون.

Name	pb1000	nb1000	pb2000	nb2000	pb3000	nb3000	nb4000	pb4000	nb5000	pb5000
Well#068	3252.7	3268	3274	3293.5	3295.5	3321	3349.5	3365.5	3443	3490.5
Well#281	3668.5	3696	3707	3722	3725	3752.5	3766	3792	3833	3872
Well#292	3272.5	3303	3318	3336	3338	3362.2	3382	3397	3432	3471.5
Well#312	3181.7	3222	3228	3247	3251.5	3269.6	3269.6	3315.7	3380	3414.5

ادامه جدول-۱

Name	nb6000	nb7000	pb6000	nb8000	pb7000	nb9000	pb8000	nb10000	pb9000
Well#068	3524.8	3542	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Well#281	3951.5	3968.25	3993	4008	4023.2	4037	4068	4078.5	4093
Well#292	3517.3	3550	3582	3591.5	3601	3621.8	3633.4	3674.5	3692
Well#312	3504.6	3534.5	3554	3564	3582.3	3606.4	3633	3644.5	3659

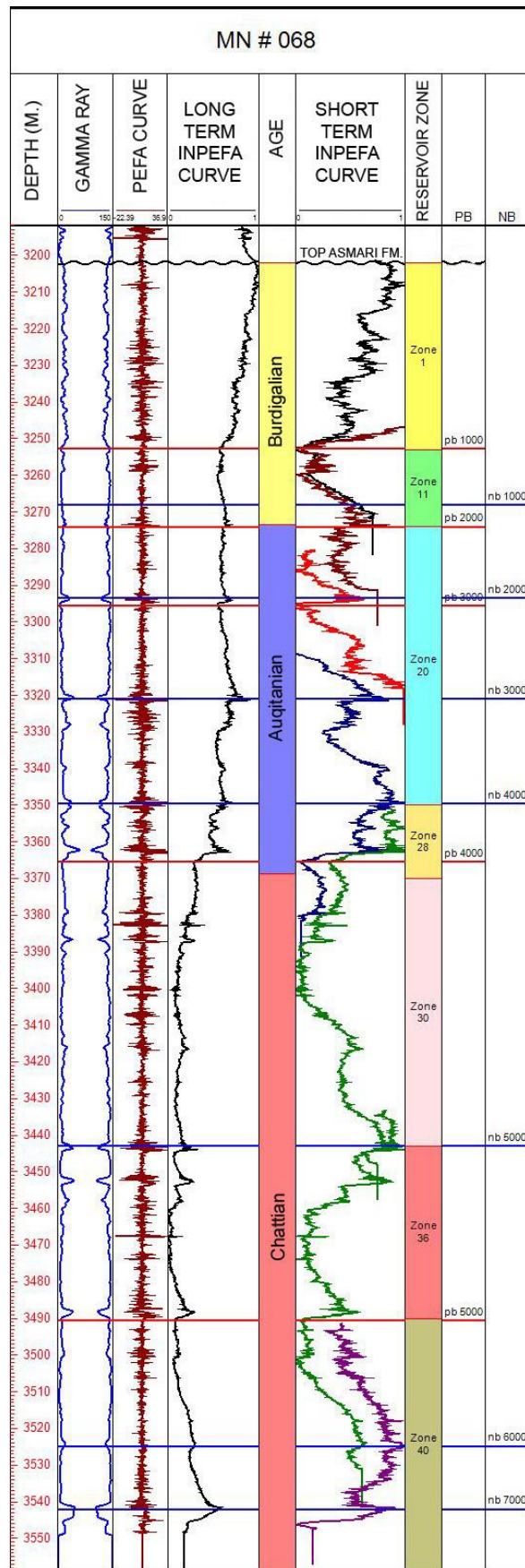


شکل-۱: الف) موقعیت میدان نفتی مارون در فروافتادگی دزفول [۷]؛

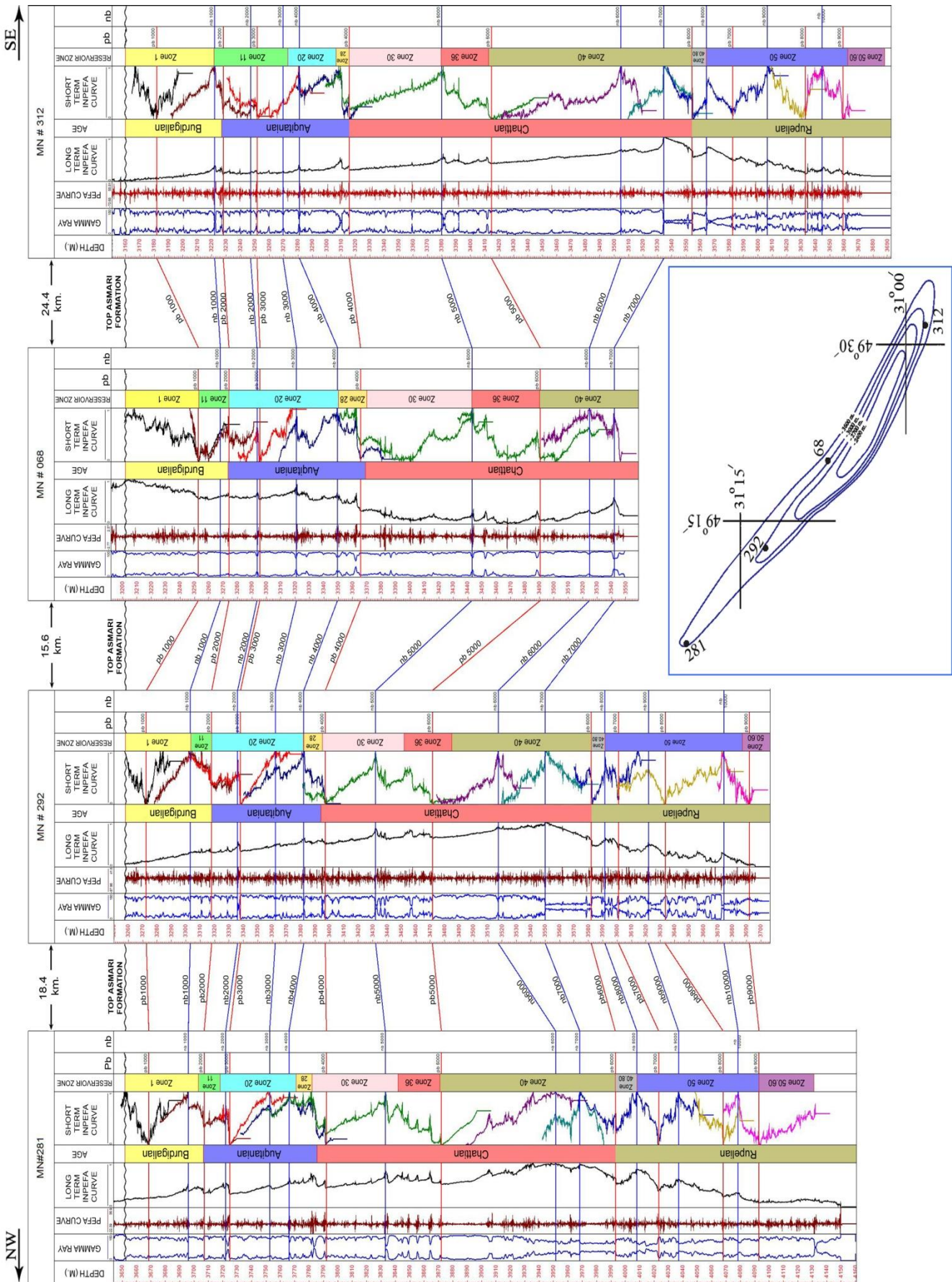
ب) موقعیت چاه‌های مورد مطالعه بر روی UGC میدان نفتی مارون.

جدول ۲: شماره و سن سکانس‌های سازند آسماری فروافتادگی دزفول و زون ایذه [۸].

No.	Age	
6	Early Burdigalian	Miocene
5	Late Aquitanian	
4	Early Aquitanian	
3	Late Chattian	Oligocene
2	Early Chattian	
1	Rupelian	



شکل ۲: پیک‌های nb و pb در چاه ۶۸ میدان نفتی مارون با استفاده از منحنی INPEFA



شکل ۳. چارت تطابق تحت الارضی سطوح pb و nb قابل انطباق سازند آسماری در میدان نفتی مارون.

MN#281
Avarjani et al., 1391

MN#281

Time Units: System / Period, Series / Epoch, Stage / Age, Formations

Depth (m): 3650, 3660, 3670, 3680, 3690, 3700, 3710, 3720, 3730, 3740, 3750, 3760, 3770, 3780, 3790, 3800, 3810, 3820, 3830, 3840, 3850, 3860, 3870, 3880, 3890, 3900, 3910, 3920, 3930, 3940, 3950, 3960, 3970, 3980, 3990, 4000, 4010, 4020, 4030, 4040, 4050, 4060, 4070, 4080, 4090, 4100

Lithology: Limestone, Dolostone, Shale, Sandstone, Anhydrite, Shaly Limestone

Gamma ray (API): 0 to 100

Facies: Basinward (B1,2 A1 A2 A3 A4 A5 A6 B3 A7 A8 A9)

Sequences: HST, Borelis melo cardica, Borelis melo Assemblage Zone, Miogypsina-Epiphidium sp. 14, Peneperopsis farvensis Assemblage Zone, Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoidea complanatus Assemblage Zone, Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoidea complanatus Assemblage Zone, Lepidocy elina-Operculina-Ditropa Assemblage Zone

Biotope: HST, Borelis melo cardica, Borelis melo Assemblage Zone, Miogypsina-Epiphidium sp. 14, Peneperopsis farvensis Assemblage Zone, Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoidea complanatus Assemblage Zone, Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoidea complanatus Assemblage Zone, Lepidocy elina-Operculina-Ditropa Assemblage Zone

TOP ASMARI FORMATION

DEPTH (M.): 3650, 3660, 3670, 3680, 3690, 3700, 3710, 3720, 3730, 3740, 3750, 3760, 3770, 3780, 3790, 3800, 3810, 3820, 3830, 3840, 3850, 3860, 3870, 3880, 3890, 3900, 3910, 3920, 3930, 3940, 3950, 3960, 3970, 3980, 3990, 4000, 4010, 4020, 4030, 4040, 4050, 4060, 4070, 4080, 4090, 4100

GAMMA RAY, PEFA CURVE, LONG TERM INPEFA CURVE, AGE (Burdigalian, Aurgitanian, Chattian, Rupelian), SHORT TERM INPEFA CURVE, RESERVOIR ZONE (ZONE 1, ZONE 11, ZONE 20, ZONE 28, ZONE 30, ZONE 36, ZONE 40, ZONE 40.80, ZONE 50, ZONE 50.80)

PB 1000, nb 1000, pb 2000, nb 2000, pb 3000, nb 3000, pb 4000, nb 4000, pb 5000, nb 5000, pb 6000, nb 6000, pb 7000, nb 7000, pb 8000, nb 8000, pb 9000, nb 9000

Legend: Limestone, Dolostone, Shale, Sandstone, Anhydrite, Shaly Limestone

شکل ۴: تطابق سکانس‌های رسوبی سازند آسماری چاه ۲۸۱ میدان مارون [۳] و سطوح مرزی شناسایی شده در این مطالعه.

۲.۴ سکانس رسوبی دوم

این سکانس به سن شاتین پیشین است. مرز زیرین این سکانس با pb6000 شناسایی شده که در بالا توضیح داده شد. حداکثر پیشروی سطح آب دریا در این سکانس با مرز زمانی nb7000 شناسایی شده است. این سطح معادل pg40mfs صفحه عربی است و با mfs II مطالعه ونبوخم و همکاران [۸] قابل مقایسه است که بر این اساس از نظر سن مطلق معادل ۲۷/۴ میلیون سال پیش است. مرز بالایی این سکانس با خط زمانی pb5000 مشخص شده است و معادل CH30 اهرنبرگ و همکاران [۹] و منطبق بر SB III ونبوخم و همکاران [۸] است و دارای سن مطلق ۲۵/۸ میلیون سال پیش است.

۳.۴ سکانس رسوبی سوم

مرز زیرین این سکانس در واقع مرز بالایی سکانس دوم و با pb5000 شناسایی شده است. حداکثر گسترش سطح آب دریا در سکانس سوم با مرز زمانی nb5000 شناسایی شده که معادل pg50mfs صفحه عربی و mfs III مطالعه ونبوخم و همکاران [۸] است که بر این اساس معادل زمانی ۲۵/۱ میلیون سال پیش است. مرز زمانی pb4000 نشان دهنده مرز بالایی سکانس رسوبی سوم است. با استفاده از شواهد فسیل‌شناسی در این مرز [۳] و براساس مطالعه لارسن و همکاران [۱۴]، پایان حضور سنگواره Archaias در نزدیک این مرز واقع گردیده و بیانگر مرز آکی‌تانین - شاتین است. در صفحه عربی مرز سکانسی Ng10SB معادل این مرز و در مطالعه اهرنبرگ و همکاران [۸] مرز سکانسی Aq10 بر این مرز منطبق است. مرز سکانسی SB IV مطالعه ونبوخم و همکاران [۸] با معادل زمانی ۲۴/۲ میلیون سال پیش نیز بر این سطح منطبق است. سن این سکانس شاتین پسین و مرز بالایی آن منطبق بر مرز آلیگوسن - میوسن (آکی‌تانین - شاتین) است.

۴.۴ سکانس رسوبی چهارم

حداکثر گسترش سطح آب دریا در سکانس چهارم با مرز زمانی nb4000 شناسایی شده است که منطبق بر mfs IV ونبوخم و همکاران [۸] با معادل زمانی ۲۲/۴ میلیون سال پیش است. مرز بالایی این سکانس با pb3000 شناسایی شده است. مرز سکانسی Aq20/Bu-10 اهرنبرگ و همکاران [۹] و SB V ونبوخم و همکاران [۸] با معادل زمانی ۲۱/۸ میلیون سال پیش قابل مقایسه با pb3000 است. سن سکانس رسوبی چهارم آکی‌تانین پیشین است.

۵.۴ سکانس رسوبی پنجم

مرز زمانی pb3000 با معادل زمانی ۲۱/۸ میلیون سال پیش مرز زیرین سکانس پنجم است. حداکثر گسترش سطح آب دریا در این سکانس با nb2000 شناسایی شده، که معادل mfs V ونبوخم و همکاران [۸] با معادل زمانی ۲۰/۹ میلیون سال پیش است. مرز زمانی pb2000 معادل Bu-20 اهرنبرگ و همکاران [۹] و SB VI ونبوخم و همکاران [۸] با معادل زمانی ۲۰/۵ میلیون سال پیش است و مرز بالایی سکانس رسوبی پنجم است. شواهد چینه‌نگاری زیستی [۳] سن بوردیگالین را بالاتر از مرز تأیید می‌کند. سن سکانس رسوبی پنجم آکی‌تانین پسین است و مرز بالایی آن بر مرز بوردیگالین - آکی‌تانین منطبق است.

۶.۴ سکانس رسوبی ششم

خط زمانی pb2000 و مرز سازند آسماری با سازند گچساران به ترتیب از پائین و بالا سکانس رسوبی سوم را محدود کرده‌اند. بین این دو مرز خط زمانی nb1000 بیانگر حداکثر پیشروی سطح آب دریا در سکانس رسوبی ششم است. Nb1000 معادل Ng10mfs صفحه عربی و mfs VI مطالعه ونبوخم و همکاران [۸] است که سن مطلق ۱۹/۶ میلیون سال پیش را نشان

می‌دهد. مرز بالایی این سکانس منطبق بر Ng20SB صفحه عربی و SB VII ونبوخم و همکاران [۸] با معادل زمانی ۱۸/۵ میلیون سال پیش است.

مطالعات چینه‌نگاری زیستی انجام شده بر روی سازند آسماری میدان مارون [۳] منجر به شناسایی ۴ زون زیستی شده که آشکوب‌های بوردیگالین، آکی تائین و شاتین را بخوبی تفکیک می‌کنند. اما مرز بین آشکوب شاتین و روپلین بر اساس این مطالعات مشخص نشده است. در ادامه مطالعات چینه‌نگاری سکانسی [۳] و همچنین این مطالعه که بر اساس ایجاد و تفسیر نمودار INPEFA انجام شده است، به خوبی مرز بین شاتین و روپلین مشخص شده است. به طوری که سکانس رسوبی اول به وضوح و با مقایسه با مطالعات نواحی دیگر و جدول زمانی زمین‌شناسی مبین سن روپلین و سکانس رسوبی دوم به سن شاتین پیشین است.

Age	Standard Chronostratigraphy		European Basin	Arabian Plate	Dezful Embayment and Izeh Zone (SW Iran)					
	Epoch	Stage	(Hardenbol et al. 1998)	(Sharland et al., 2001 & 2004; Simmons et al., 2007)	(Ehrenberg et al. 2007)	(Daniel et al. 2008)	(Van Buchem et al. 2010)	(Avarjani et. al. 1391)	(This study 2012)	
20	Miocene	Burdigalian	17.54 Bur 4	17.5 Ng20						
			18.12 Bur 3	19.0 Ng20 SB	18.5 Base Gachsaran		18.5 SB VII	Base GS Fm.	Base GS Fm.	
			19.17 Bur 2	20 Ng10	20.2 Bu20 SB	20 Bu10	19.4 mfs VI	SB6	nb1000	
			20.43 Aq 3/Bur 1		21.5 Aq20/Bu10 SB	21.1 Aq20	20.2 SB VI	SB5	pb2000	
		Oligocene	Aquitainian	21.44 Aq 2	23.0 Ng10 SB	23.0 Intra-Aq10	23 Aq10	20.7 mfs V		nb2000
				23.03 Ch 4/Aq 1	24.5 Pg50	23.5 Aq10 SB	23.5-24 Ch50	21.4 SB V	SB4	pb3000
				24.84 Ch 3	29.0 Pg40	24.9 Ch30 SB	25.3 Ch40	21.8 mfs IV		nb4000
				27.5 Ch 2	33.0 Pg30	28.0 Ch20 SB	25.5-26.5 Ch30	23.2 SB IV	SB3	pb4000
				28.4 Ch 1/Ru 4	33.5 Pg30 SB	28.9 Ru30/Ch10 SB	27.2 mfs III	24.3 mfs III		nb5000
				29.45 Ru 3		30.0 Ru20 SB	27.2-28 Ch20	25.1 SB III	SB3	pb5000
30	Rupelian	32.19 Ru 2		29.1 Ru50	30.5 Ru30	27.2 mfs II		nb7000		
				29.4 Ru40	31 Ru20	28.8 SB II	SB2	pb6000		
					32.5 Ru10					
						32.6 mfs I		nb8000		
33.9	33.9					34.0 SB I	SB1	pb9000		

شکل ۵: مقایسه سطوح سکانسی و حداکثر پیشروی سطح آب دریای شناسایی شده در این منطقه با صفحه عربی، سایر مطالعات فروفاندگی دزفول و حوضه اروپا.

۵. تطابق مخزنی

تطابق مخزنی بر اساس خطوط زمانی به این معناست که زون‌های مخزنی، خطوط زمانی را قطع نمی‌کنند، چرا که در یک مخزن واحدهای تراوا و غیرتراوا (بخصوص میان لایه‌های شیلی ممتد) باید از خطوط زمانی پیروی کنند [۱۶، ۱۷، ۱۸] با استفاده از تطابق خطوط زمانی به دست آمده از چارت انطباقی می‌توان زون‌های مخزنی را در امتداد میدان انطباق داد و تغییرات جانبی این زون‌ها را از نظر ضخامت و خواص مخزنی دنبال نمود. با استفاده از این مطالعه مرز این زون‌ها با دقت بیشتری قابل تشخیص است. مخزن آسماری میدان نفتی مارون بر پایه ویژگی‌های پتروفیزیکی و تغییر در ترکیب سنگ‌شناسی به ۱۰ زون

تقسیم شده است. با ایجاد انطباق بین زون‌های مخزنی در هر چاه و خطوط زمانی در هر زون، وضعیت قرارگیری مرزهای زمانی نسبت به زون‌های مخزنی با توجه به شکل ۷- مورد بررسی قرار گرفت و مشاهده شد که این زون‌ها به جز در موارد معدود از انطباق خوبی برخوردار هستند و زون‌های مخزنی خطوط زمانی را قطع نمی‌کنند. در برخی موارد نیز به نظر می‌رسد زون‌بندی مخزن آسماری در میدان مارون نیاز به بازنگری دارد. براساس خطوط زمانی (مرزهای **pb**, **nb**) و چینه‌نگاری سکانسی، زون‌بندی مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی مارون به شرح زیر است.

زون مخزنی شماره ۱ تقریباً در هر ۴ چاه مورد مطالعه ضخامت یکنواختی دارد. در ۲ چاه ۲۹۲ و ۳۱۲ زون مخزنی ۱ دربردارنده مرزهای **pb1000** و **nb1000** است. رأس این زون منطبق با رأس سازند آسماری (قاعده سازند گچساران و **SB VII**) بوده و قاعده آن در این ۲ چاه با مرز **nb1000** (**mfs VI**) بسته می‌شود. در چاه ۲۸۱ زون شماره ۱ تا کمی پائین‌تر از **nb1000** گسترش یافته است و در چاه ۶۸ این زون با مرز **pb1000** خاتمه می‌یابد. زون مخزنی شماره ۱ در محدوده زمانی بوردیگالین و سکانس شماره ۶ سازند آسماری قرار دارد.

ضخامت زون مخزنی شماره ۱۱ از سمت شمال‌غرب به طرف جنوب شرق افزایش می‌یابد. در محدوده این زون خطوط زمانی **pb1000**, **nb1000**, **pb2000**, **nb2000**, **pb3000** و **nb3000** قرار دارند. در چاه ۲۸۱ هیچکدام از خطوط زمانی به دقت در رأس یا قاعده این زون قرار ندارند. در چاه ۲۹۲ خطوط **nb1000** و **pb2000** (مرز آکی‌تائین - بوردیگالین) به ترتیب رأس و قاعده این زون را محدود می‌کنند. در چاه ۶۸ نیز **pb1000** و **pb2000** به ترتیب رأس و قاعده زون ۱۱ را محدود کرده‌اند و در چاه ۳۱۲ مرز زمانی **nb1000** دقیقاً در رأس این زون قرار دارد ولی قاعده آن کمی از خط زمانی **nb3000** پائین‌تر رفته است. در چاه ۲۹۲ و ۶۸ این زون تماماً در محدوده زمانی بوردیگالین (سکانس رسوبی ششم) قرار دارد. در ۲ چاه دیگر قسمت بیشتر این زون در محدوده زمانی آکی‌تائین (سکانس رسوبی پنجم) واقع شده است. به نظر می‌رسد با توجه به تغییرات ضخامت این زون و قرارگیری در محدوده زمانی متفاوت، با در نظر گرفتن سایر فاکتورهای زون‌بندی مخزنی، این زون مورد بازنگری قرار گیرد.

تفاوت در ضخامت زون مخزنی ۲۰ نیز منجر شده که این زون در چاه‌های مختلف توسط مرزهای زمانی متفاوتی در قاعده و رأس محدود شود. آنچه مسلم است اینکه این زون تماماً در محدوده زمانی آکی‌تائین (سکانس رسوبی پنجم و چهارم) قرار گرفته است. در ۲ چاه ۶۸ و ۲۹۲ رأس و قاعده این زون به ترتیب توسط خطوط زمانی **pb2000** و **nb4000** (مرز شاتین - آکی‌تائین) محدود می‌شود. در ۲ چاه دیگر در رأس و قاعده آن خط زمانی شناسایی نشده است. در این محدوده لازم است تغییراتی در ضخامت زون ۲۰ ایجاد شود و رأس و قاعده آن بر مرزهای شناسایی شده منطبق گردد. البته لازم است سایر موارد مؤثر در زون‌بندی نظیر لیتولوژی و تغییرات تخلخل و تراوایی نیز مد نظر قرار گیرد.

مرز زمانی **pb4000** بطور دقیق یا با فاصله کمی قاعده زون ۲۸ و رأس زون ۳۰ را مشخص می‌کند. در ۲ چاه ۶۸ و ۲۹۲ مرز زمانی **nb4000** منطبق بر رأس زون ۲۸ است. در ۲ چاه دیگر رأس این زون با فاصله نسبتاً زیادی از این مرز زمانی قرار دارد. زون ۲۸ نیز در محدوده زمانی آکی‌تائین (سکانس رسوبی چهارم) قرار دارد.

مرز زمانی **pb4000** بطور دقیق یا با فاصله کمی در رأس زون ۳۰ قرار دارد. قاعده این زون در چاه‌های ۶۸ و ۳۱۲ منطبق بر مرز **nb5000** و در چاه‌های ۲۸۱ و ۲۹۲ کمی پائین‌تر از این مرز قرار دارد. پیشنهاد می‌شود در مورد قاعده این زون تجدید نظر صورت گیرد تا بر این مرز زمانی منطبق گردد. این زون تماماً در محدوده زمانی شاتین پسین و سکانس رسوبی سوم قرار دارد.

قاعده زون ۳۶ در چاه‌های ۲۸۱، ۶۸ و ۳۱۲ کاملاً منطبق بر مرز زمانی **pb5000** (قاعده سکانس رسوبی سوم و مرز زمانی روپلین - شاتین) قرار دارد. در چاه ۲۹۲ کمی پائین‌تر از این مرز قرار گرفته و نیاز به تجدید نظر دارد. رأس این زون در چاه‌های

۶۸ و ۳۱۲ منطبق بر مرز زمانی nb5000 است، در صورتیکه در ۲ چاه دیگر با فاصله‌ای پائین‌تر از این مرز قرار دارد که باید مورد بازنگری قرار گیرد. بیشتر ضخامت این زون در محدوده زمانی شاتین پسین و دسته رخساره‌های تراز پائین و پیشرونده سکانس رسوبی سوم قرار دارد.

در محدوده زمانی شاتین پیشین، در چاه ۶۸ تنها زون مخزنی ۴۰ در این محدوده زمانی قرار دارد. در این چاه سازند آسماری از ۵ سکانس رسوبی تشکیل شده است و سکانس رسوبی اول در سازند آسماری وجود ندارد. به نظر می‌رسد در هنگام رسوب‌گذاری سکانس رسوبی اول این چاه در محدوده عمیق‌تری از حوضه قرار داشته و در آن زمان در این محدوده سازند پاینده در حال نهشته شدن بوده است.

مرز زمانی pb5000 به جز در چاه ۲۹۲ کاملاً منطبق بر زون مخزنی شماره ۴۰ است. قاعده این زون نیز کاملاً منطبق بر مرز زمانی pb6000 (قاعده سکانس رسوبی دوم) است. خطوط زمانی nb6000 و nb7000 نیز در محدوده این زون قرار دارند. زون‌های مخزنی ۴۰، ۸۰، ۵۰ و ۵۰، ۶۰ در محدوده زمانی روپلین قرار دارند. زون مخزنی ۴۰، ۸۰ در تمامی چاه‌ها در قاعده و رأس به ترتیب توسط خطوط زمانی nb8000 و pb6000 محدود می‌شود و در محدوده دسته رخساره‌های تراز بالای سکانس رسوبی اول قرار دارد. ضخامت این زون در تمامی چاه‌ها تقریباً برابر است. زون ۵۰ نیز با ضخامت تقریباً برابر در رأس توسط (mfs I) nb8000 و در قاعده توسط (SB I) pb9000 محدود می‌شود و در محدوده دسته رخساره‌های تراز پائین و پیشرونده سکانس رسوبی اول قرار دارد.

زون مخزنی ۵۰، ۶۰ در رأس توسط خط زمانی pb9000 (قاعده سکانس رسوبی اول، مرز سازند آسماری و پاینده) محدود شده و قاعده آن اتمام حفاری و عمق نهایی چاه‌های مورد مطالعه است. این زون بطور مشخص در سازند پاینده قرار دارد. به نظر می‌رسد در اکثر موارد بویژه در قسمت‌های میانی و قاعده مخزن آسماری میدان مارون زون‌بندی موجود با مرزهای زمانی شناسایی شده مطابقت کامل دارند که این موضوع نشان دهنده این است که کیفیت مخزنی سازند آسماری در این قسمت‌ها بیشتر تحت تأثیر محیط رسوبی بوده است. تغییرات جزئی موجود می‌تواند نتیجه عوامل دیگر نظیر تغییرات تخلخل (ثانویه) و تراوایی باشد که نیاز به بررسی بیشتری در این مورد وجود دارد. همچنین پیشنهاد می‌شود در مطالعه جامع‌تری تعداد بیشتری چاه از تمام قسمت‌های میدان مارون مورد بررسی قرار گرفته و زون‌بندی جدیدی بر اساس مطالعات چینه‌نگاری سکانسی انجام شود.

۶. نتیجه‌گیری

در این مطالعه به کمک نرم‌افزار سیکلولاگ و با استفاده از داده‌های نمودار گاما سازند آسماری در ۴ چاه از میدان نفتی مارون، نمودار تغییرات طیفی (INPEFA) ساخته شد. این نمودار در ۲ فرم بلند مدت (long-term inpefa curve) و کوتاه مدت (short-term inpefa curve) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. در این بررسی ۹ سطح مرزی مثبت (PBS) و ۱۰ سطح مرزی منفی (NBS) شناسایی شد. ۵ سطح مرزی مثبت بر مرزهای سکانسی و ۶ سطح مرزی منفی شناسایی شده بر سطوح حداکثر گسترش آب دریا (mfs) منطبق هستند. تطابق بسیار خوبی بین سکانس‌های رسوبی شناسایی شده توسط آورجانی و همکاران [۳] و سطوح مرزی مثبت شناسایی شده در این مطالعه وجود دارد. همچنین برخی از سطوح مرزی مثبت مرزهای زمانی اصلی را مشخص می‌کنند به طوری که Pb6000 بر مرز زمانی روپلین- شاتین، pb4000 بر مرز زمانی شاتین- آکی تانین و pb2000 بر مرز آکی تانین- بوردیگالین منطبق است. علاوه بر این تطابق بین زون‌های ده‌گانه سازند آسماری میدان مارون با سطوح مرزی شناسایی شده نشان می‌دهد که برخی از زون‌های مخزنی (بویژه زون‌های مخزنی آسماری پائینی و میانی) تطابق خوبی نشان می‌دهند. اما برخی دیگر از این زون‌ها با سطوح مرزی انطباقی ندارند. به نظر می‌رسد با در نظر گرفتن سایر عوامل

نظیر سنگ‌شناسی، تخلخل و تراوایی، بازنگری جزئی در زون‌بندی مخزنی سازند آسماری میدان مارون لازم باشد. در نهایت، نتیجه این تحقیق نشان می‌دهد استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ در تفسیر داده‌های زیر سطحی (نمودارهای پتروفیزیکی) ابزاری مناسب در شناسایی سکانس‌های رسوبی و همچنین برقراری تطابق مخزنی است. این روش بویژه در مواردی که مغزه‌های حفاری موجود نیست و نمودارهای الکتریکی تنها داده‌های موجود هستند، اهمیت زیادی دارد. همچنین با مطالعه چاه‌های دارای مغزه کامل، می‌توان نتایج را به سایر چاه‌های فاقد مغزه تعمیم داد.

"هیئت تحریریه مجله از آقایان دکتر سید علی معلمی و دکتر محمدرضا کمالی که داوری مقاله را بر عهده داشته اند کمال تشکر و سپاس را دارد"

منابع

- [۱] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، "زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس" انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.
- [۲] غیبشای، ع.، رحمانی، ع.، ۱۳۸۵، "سکانس استراتیگرافی سازندهای ایلام و سروک در میدان نفتی آب‌تیمور (چاه شماره ۱۴)" گزارش شماره پ-۵۹۱۸، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۶۷ صفحه، منتشر نشده.
- [۳] اورجانی، ش.، همت، م.، سبکرو، م.، صادقی، ر.، طاهری، م.، ۱۳۹۱، "توصیف مغزه‌ها، چینه‌نگاری زیستی، رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانشی و دیاژنز سازند آسماری در میدان نفتی مارون" گزارش شماره پ-۷۴۸۹، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۸۵ صفحه، منتشر نشده.
- [۴] مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، "زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی نفت زاگرس جلد ۱" انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۹ صفحه.
- [5] James; G.A.; Wynd; J.G.; 1965; *Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area*, AAPG. Bull. 49, pp. 2182-2245.
- [6] Cyclolog Version 2010 C User Guide; 2010; ENRES INTERNATIONAL COMPANY
- [7] Insalaco; E.; Virgone; A.; Courme; B.; Gaillot; J.; Kamali; M.; Moallemi; A.; Lotfpour; M.; Monibi; S.; 2006; *Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture*, Bahrain, Gulf PetroLink, GeoArabia, v.11 (2), 75-176.
- [8] 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.; and 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, v. 329, pp. 219-263.
- [9] Ehrenberg; S.N.; Pickard; N.A.H.; Laursen; G.V.; Monibi; S.; Mossadegh; Z.K.; Svånå; T.A.; Aqrabi; A.A.M.; McArthur; J.M.; and Thirlwall; M.F.; 2007; *Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene- Lower Miocene), SW Iran*, Journal of Petroleum Geology, v.30 (2), p.107- 128.
- [10] Hardenbol; J.; Thierry; J.; Martin; B.; Jacquin; T.H.; Degraciansky; P.C.H.; and Vail; P.R.; 1998; *Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins*, In: Degraciansky; P.C.H.; Hardenbol; J.; Vail; P.R.; and Jacquin; T.H.; (eds.); *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Special Publication, v.60, pp. 3-14.
- [11] Sharland; P. R.; Archer; R.; Casey; D. M.; Davies; R. B.; Hall; S. H.; Heward; A. P.; Horbury; A. D.; and Simmons; M.; 2001; *Arabian Plate Sequence Stratigraphy*, Special Publication, p. 490.
- [12] Sharland; P.R.; Casey; D.M.; Davies; R.B.; Simmons; M.D.; and Sutcliffe; O.E.; 2004; *Arabian plate sequence stratigraphy - revisions to SP2*, GeoArabia, v. 9, pp. 199-214.
- [13] Simmons; M. D.; Sharland; P. R.; Casey; D. M.; Davies; R.B.; and Sutcliffe; O.E.; 2007; *Arabian Plate sequence stratigraphy: Potential implications for global chronostratigraphy*, GeoArabia, v. 12, pp. 101-130.
- [14] Laursen; G.V.; Monib; S.; Allan; T.L.; Pickard; N.A.H.; Hosseiney; A.; Vincent; B.; Hamon; Y.; Van Buchem; F.S.P.; Moallemi; A.; and Druillion; G.; 2009; *The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation*, First International Petroleum Conference & Exhibition, Shiraz, Iran.

- [15] Daniel; J.M.; Nader; F.; Hamon; J.Y.; and Callot; J.P.; 2008; *Asmari Reservoir Modeling-Field Scale Study of Gachsaran-Final Report Part1*, The international IOR research cooperation for Iranian fields, Joint Study Program, Tehran, Iran.
- [16] Borgomano; J.R.F.; Fournier; F.; Viseur; S.; and Rijkels; L.; 2008; *Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs*: AAPG Bulletin, v. 92, p. 789-824.
- [17] Fournier, F.; Borgomano, J.; and Montaggioni; L.F.; 2005; *Development patterns and controlling factors of Tertiary carbonate buildups: Insights from high-resolution 3D seismic and well data in the Malampaya gas field (Offshore Palawan, Philippines)*, Sedimentary Geology, v. 175, p. 189-215.
- [18] Pranter; M.; & Hurley; N.; 2004; *Sequence-stratigraphic, petrophysical, and multicomponent seismic analysis of a shelf-margin reservoir: San Andres Formation, Permian, Vacuum field, New Mexico, United States*, Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems, v. 81, pp. 59-89.

Cyclostratigraphy and Reservoir Correlation of the Oilgo-Miocene Sediments (Asmari Formation) in the Marun Oilfield, Zagros Basin

Shahram Avarjani, Asadollah Mahboubi, Reza Moussavi-Harami, Hassan Amiri-Bakhtiar

Abstract

The Asmari Formation in the Marun oilfield is composed of fossiliferous limestone, dolomitic limestone, argillaceous limestone, sandstone and shale. It is the major reservoir rock of Iran in several oil fields of the Zagros Basin. The age of Asmari Formation in this oilfield is Oligo-Miocene (Rupelian–Burdigalian). In this study, subsurface correlation between the four wells in the Marun oilfield, based on climate stratigraphy is done by using Cyclog Software. Nine Positive and ten negative bounding surfaces have been identified. Some positive and negative bounding surfaces coincide with sequence boundaries and maximum flooding surface, respectively. In addition, some of the positive bounding surfaces identified the main time boundary (stage boundaries). Reservoir correlation between the ten compartments reservoir zones of the Asmari Formation in the Marun oilfield is done with these boundary surfaces. Some reservoir zones (especially the lower and middle Asmari reservoir zones) show perfect matching but others do not show the boundary of adaptive zones. It seems combining these data with other factors such as lithology, porosity and permeability, detail revision of reservoir zoning of Asmari Formation in Marun Oilfield is required.

Keywords: Asmari Formation, Marun, Cyclog, sequence stratigraphy

زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در حوضه زاگرس: تطابق

زمانی و محیطی

تهمینه خانعلی^{۱*} و علی صیرفیان^۱

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان

*tahmineh.khanali@yahoo.com

تاریخ دریافت: آبان ۹۱، تاریخ پذیرش: تیر ۹۲

چکیده

در این تحقیق زیست چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط دیرینه سازند آسماری در نواحی فارس (تنگ ابوالحیات، تاقدیس ناورا، جنوب غرب فیروز آباد، تاقدیس خورموج)، زاگرس مرتفع (تاقدیس شوروم)، زون ایذه (تاقدیس مختار)، فروافتادگی دزفول (تنگ انبار سفید، تاقدیس دیل، تاقدیس خویز، میدان نفتی آغاچاری (چاه ۳۰)) و ناحیه لرستان (معمولان، سپیددشت، دهلران و کبیرکوه- دره شهر) مورد بررسی مجدد و بعضاً بازننگری کامل قرار گرفته تا شمای جامع‌تری از سن و محیط رسوبگذاری این سازند به دست آید.

زون‌های زیستی *Globigerina spp.-Turborotalia cerroazulensis-Hantkenina, Nummulites vascus-Nummulites fichteli* (روپلین) در ناحیه فارس گسترش دارد. ریزرخساره‌های سازند آسماری در این زمان عمدتاً شامل بیوکلاست پلانکتونیک، نومولیتیده، لپیدوسیکلینیده، وکستون- پکستون بوده و حاکی از رسوبگذاری در رمپ خارجی و میانی می‌باشد. زون زیستی *Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoidea complanatus* (شاتین) در نواحی فارس، زاگرس مرتفع، ایذه و فروافتادگی دزفول دیده می‌شود. ریزرخساره‌های سازند آسماری در این زمان به طور عمده شامل بیوکلاست پرفوریت- ایم پرفوریت فرامینیفرا وکستون- پکستون و مادستون بوده و حاکی از رسوبگذاری در رمپ داخلی است. زون زیستی *Miogypsina-Elphidium sp. 14-Peneroplis farsensis* (آکی تانین) در نواحی زاگرس مرتفع، ایذه، فروافتادگی دزفول و بخشی از فارس و لرستان گسترش دارد. ریزرخساره‌های سازند آسماری در این زمان به طور عمده شامل بیوکلاست پرفوریت- ایم پرفوریت فرامینیفرا وکستون- پکستون- گرینستون و مادستون بوده و حاکی از رسوبگذاری در رمپ داخلی می‌باشد.

زون زیستی *Borelis melo curdica-Borelis melo melo* (بوردیگالین) در همه نواحی حضور داشته ولی در ناحیه فارس به ندرت دیده می‌شود. ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری همانند زمان آکی تانین می‌باشد. در برش‌های تنگ انبار سفید در فروافتادگی دزفول و سپیددشت در لرستان با توجه به حضور زون زیستی *Globigerina spp.* و ریز رخساره پلانکتونیک فرامینیفرا وکستون- پکستون گسترش رمپ خارجی را نیز در زمان بوردیگالین در نواحی مذکور نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، زیست چینه‌نگاری، ریزرخساره، محیط دیرینه، حوضه زاگرس.

۱. مقدمه

سازند آسماری به سن الیگو- میوسن^۱ سنگ مخزن مهم هیدروکربن‌دار در جنوب غرب ایران می‌باشد و به همین دلیل مطالعه آن در مناطق مختلف زاگرس دارای اهمیت است [۱]. سازند آسماری به طور عمده از آهک تشکیل شده و ضمن اینکه، در نواحی شمال غرب زاگرس دارای دو بخش ماسه سنگی اهواز و تبخیری کلهر است. برش نمونه سازند آسماری در تنگ گل ترش واقع شده و شامل ۳۱۴ متر سنگ آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای با درزه‌های فراوان می‌باشد. ضخامت و سن سازند آسماری از یک ناحیه به ناحیه دیگر حوضه زاگرس متفاوت می‌باشد [۱]. به طور مثال، سن قاعده این سازند به سمت فارس ساحلی عمدتاً روپلین^۲ و در فروافتادگی دزفول از روپلین تا شاتین^۳ تغییر می‌کند. رأس سازند آسماری دارای سن بوردیگالین^۴ بوده ولی در نواحی فارس داخلی و ساحلی تا شاتین هم می‌رسد [۱]. زون‌بندی زیستی^۵ سازند آسماری توسط وایند^۶ (۱۹۶۵) و آدامز و بورژوا^۷ (۱۹۶۷) ارائه گردید [۱]. با این حال، مشکلات متعددی جهت تفکیک اشکوب‌های روپلین- شاتین باقی ماند (جدول ۱). کائوزاک و پوئیگنانت^۸ (۱۹۹۷) بر مبنای روزندانان بتتیک بزرگ^۹ در رسوبات الیگوسن بالایی- میوسن زیرین حوضه اروپا زون‌بندی جدیدی را ارائه داده که بعضاً با برخی از زون‌های زیستی ارائه شده قبلی می‌توانست قابل انطباق باشد. جدول ۱: زون‌بندی زیستی وایند (۱۹۶۵)، آدامز و بورژوا (۱۹۶۷)، کائوزاک و پوئیگنانت (۱۹۹۷)، اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷)، لارسن و همکاران (۲۰۰۹) و ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰).

Epoch Stage	وایند (۱۹۶۵)	آدامز و بورژوا (۱۹۶۷)	کائوزاک و پوئیگنانت (۱۹۹۷)	اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷)	لارسن و همکاران (۲۰۰۹) و ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰)
Miocene	Burdigalian <i>Borelis melo curdica</i> (zone 61)	<i>Borelis melo group-Meandropsina iranica</i>	<i>Borelis melo group-Miogypsina</i>	<i>Borelis melo curdica</i>	<i>Borelis melo curdica-Borelis melo melo</i> (7)
	Aquitanian <i>Austrotrilina howchini-Peneroplis evolutus</i> (zone 59)	<i>Elphidium</i> sp. 14- <i>Miogypsina</i> <i>Archaias asmaricus-Archaias hensoni</i>	<i>Austrotrilina howchini-Miogypsina-Miogypsinoides deharti</i>	<i>Miogypsina</i> spp.	Indeterminate (6) <i>Miogypsina-Elphidium</i> sp. 14- <i>Peneroplis farsensis</i> (5)
Oligocene	Chattian <i>Archaias operculiniformis</i> (zone 58) <i>Nummulites vascus-Nummulites intermedius</i> (zone 57)	<i>Eulepidina-Nephrolepidina-Nummulites</i>	<i>Miogypsinoides-Eulepidina</i>	<i>Spiroclypeus blanckenhorni-Archaias</i> spp.	<i>Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoides complanatus</i> (4)
	Rupelian <i>Lepidocyclina-Operculina-Ditrupe</i> (zone 56)		<i>Nummulites vascus-Nummulites fichteli-Eulepidina</i>		<i>Lepidocyclina-Operculina-Ditrupe</i> (3)
	<i>Globigerina</i> spp. (zone 55)		<i>Eulepidina formosoides</i>	<i>Nummulites</i> spp.	<i>Nummulites vascus-Nummulites fichteli</i>

اهرنبرگ و همکاران^{۱۰} (۲۰۰۷) از روش چینه‌نگاری ایزوتوپ استرانسیوم برای تعیین سن سازند آسماری استفاده و پنج حادثه زیست چینه‌نگاری بر اساس فسیل‌های شاخص برای تعیین سن و تطابق در این روش را تعیین نمودند. ضمن اینکه مشخص

¹ Oligo-Miocene

² Rupelian

³ Chattian

⁴ Burdigalian

⁵ Biozonation

⁶ Wynd, 1965

⁷ Adams & Bourgeois, 1967

⁸ Cahuzac & Piognant, 1997

⁹ Larger benthic foraminifera

¹⁰ Ehrenberg et al., 2007

گردید آخرین حضور جنس نومولیتس^۱ قبل از پایان روپلین، گونه اسپیروکلیپئوس بلانکن هورنی^۲ به عنوان شاخص شاتین، آخرین حضور جنس آرکیاس^۳ نزدیک یا درست بعد از قاعده میوسن، اولین حضور جنس میوژپیسینا در زمان شاتین پسین و گونه بورلیس ملو کوردیکا^۴ شاخص خوبی برای زمان بوردیگالین می باشد (جدول ۱) [۲].

لارسن و همکاران^۵ (۲۰۰۹) بر اساس داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم زون‌بندی جدیدی ارائه دادند و طی آن هفت زون، متشکل از شش زون زیستی و یک زون مبهم معرفی نمودند [۳] (جدول ۱). در نهایت ون بوچم و همکاران^۶ (۲۰۱۰) مطالعه جامع‌تری بر روی سازند آسماری به خصوص در نواحی نفت خیز انجام داده و زون‌بندی ارائه شده توسط لارسن را تأیید نمودند [۴]. مطالعه ریزرخساره‌های سازند آسماری و محیط رسوبی آن بر اساس طبقه‌بندی ویلسون^۷ (۱۹۷۵) و فلوگل^۸ (۲۰۰۴) صورت گرفته است. از جمله مطالعات مرتبط با ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری می‌توان به صیرفیان و همدانی (۱۹۹۸)، صیرفیان (۲۰۰۰)، رحمانی و همکاران (۲۰۰۹)، صادقی و همکاران (۲۰۱۰)، امیرشاه کرمی و همکاران (۲۰۱۰) و وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰) اشاره نمود [۵-۱۱].

اهداف اصلی این مطالعه عبارتند از: ۱- بررسی و در صورت نیاز بازنگری زون‌های زیستی و سن سازند آسماری در برش‌های مطالعه شده (جدول ۲) بر اساس الگوی حاصل از مطالعات ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰)، ۲- بررسی گسترش زون‌های زیستی مذکور ۳- تفکیک ریزرخساره‌های هر برش با توجه به محیط رسوبی و ۴- تفهیم گسترش محیط رسوبگذاری با توجه به موقعیت برش‌های انتخابی.

برای رسیدن به این اهداف ۱۴ برش چینه‌شناسی مطالعه شده از حوضه زاگرس مورد بررسی مجدد و بعضاً بازنگری قرار گرفته است (جدول ۲) و (شکل ۱).

¹ Nummulites

² Spiroclypeus blanckenhorni

³ Archaias

⁴ Miogypsina

⁵ Laursen et al., 2009

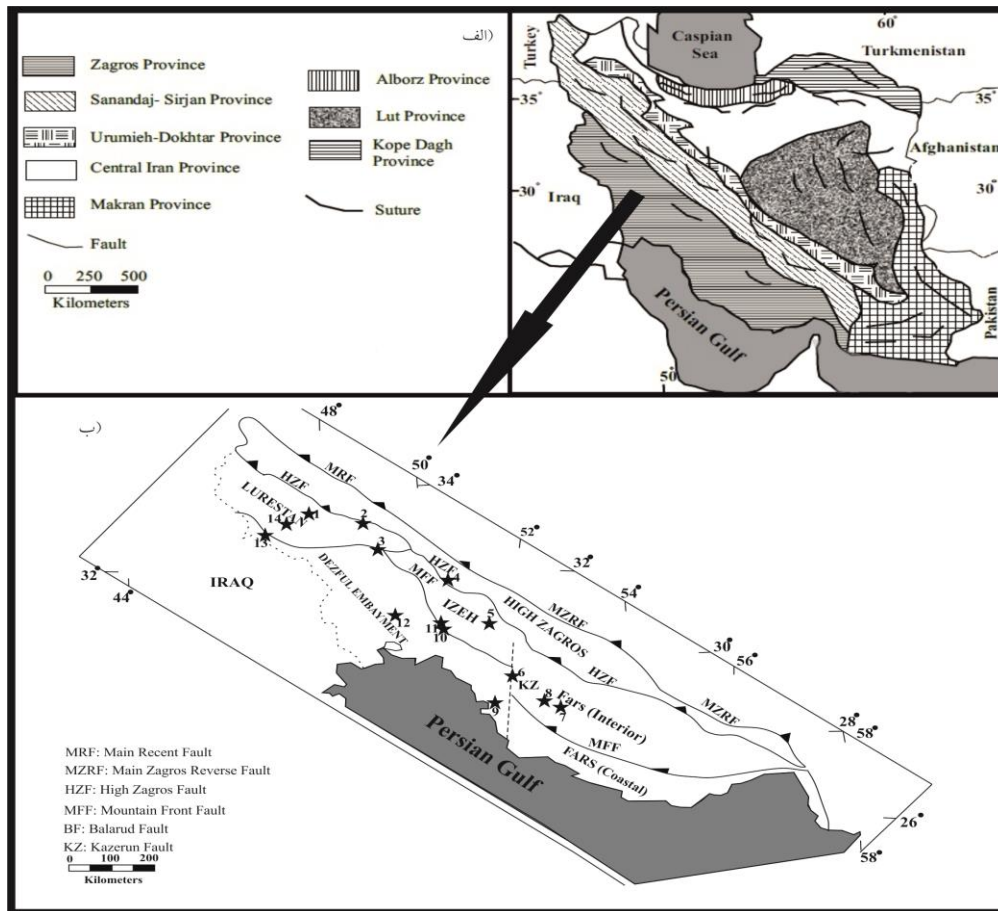
⁶ van Buchem et al., 2010

⁷ Wilson, 1975

⁸ Flugel, 2004

جدول ۲: موقعیت برش‌های مورد بررسی در این تحقیق

شماره برش	نام	محل	موقعیت جغرافیایی	ضخامت سازند (m) آسماری	مآخذ
۱	معمولان	جنوب غرب معمولان (ناحیه لرستان)	N: ۳۳° ۱۸'۱" E: ۴۷° ۴۸'۴۱"	۶۹/۵	وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰)
۲	سیندشت	جنوب شرق خرم آباد (ناحیه لرستان)	N: ۳۳° ۱۲' ۴۳" E: ۴۸° ۵۳' ۱۸"	۸۲/۵	وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰)
۳	تنگ انبار سفید	شمال اهواز (فروافتادگی دزفول)	N: ۳۲° ۳۰' E: ۴۹° ۱۱'	۳۴۵	کیمیایی و همکاران (۱۳۸۵)
۴	تاقدیس شوروم	جنوب غرب لرگان (زاگرس مرتفع)	N: ۳۱° ۲۸' ۵۵/۷" E: ۵۰° ۳۳' ۲۸/۹"	۵۰۸	عزیزی حوض ماهی (۱۳۸۷)
۵	تاقدیس مختار	شمال غرب یاسوج (زون ایله)	N: ۳۰° ۴۵' ۲۴" E: ۵۱° ۲۷' ۳۰"	۲۹۴	ریخته گزاده و همکاران (۱۳۸۷)
۶	تنگ ابوالحیات	شمال شرق کازرون (ناحیه فارس)	N: ۲۹° ۴۳' ۱۷" E: ۵۱° ۴۷'	۳۲۸	صادقی و همکاران (۲۰۰۹-۲۰۱۰)
۷	تاقدیس ناورا	جنوب شرق فیروزآباد (ناحیه فارس)	N: ۲۸° ۴۳' ۹/۳۷" E: ۵۲° ۴۳'	۲۷۰	سلطانیان و همکاران (۲۰۱۱)
۸	جنوب غرب فیروزآباد	جنوب غرب فیروزآباد (ناحیه فارس)	N: ۲۸° ۴۷' E: ۵۲° ۲۵'	۱۷۴	کلنات و همکاران (۱۳۸۹)
۹	تاقدیس خورموج	جنوب شرق استان بوشهر (ناحیه فارس)	N: ۲۸° ۴۱/۵' E: ۵۱° ۳۴' ۱۵/۵"	۸۰	صیبرقیان و موجی خلیفه (۲۰۰۵)
۱۰	تاقدیس دیل	۲۵ کیلومتری گچساران (فروافتادگی)	N: ۳۰° ۳۳' E: ۵۰° ۴۴'	۲۰۶	اله کرم پور دیل و همکاران (۲۰۱۰)
۱۱	تاقدیس خويز	غرب بهبهان (مرز فروافتادگی دزفول و)	N: ۳۰° ۴۳' ۱۴"E: ۵۰° ۱۸' ۴"	۳۰۸	رحمانی و همکاران (۲۰۰۹)
۱۲	میدان نفتی آغاچاری	جنوب شرق اهواز (فروافتادگی دزفول)	N: ۳۰° ۵۸' E: ۴۹° ۳۶'	۳۸۵	یزدانی و همکاران (۱۳۸۵)
۱۳	دهلران	شمال غرب دهلران (ناحیه لرستان)	N: ۳۲° ۵۱' ۲۰" E: ۴۶° ۵۴' ۳"	۱۸۰	وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰)
۱۴	کبیرکوه - دره شهر	جنوب غرب پل دختر (ناحیه لرستان)	N: ۳۳° ۶/۵' E: ۴۷° ۲۱/۴'	۲۶۰	وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰)



شکل ۱: الف: پهنه‌های ساختاری عمده ایران [۱۹]، ب: موقعیت نقاط مورد مطالعه و یا بازنگری در این تحقیق [۲۱].

۲. روش کار

در این تحقیق ۱۴ برش مطالعه شده (معمولان [۱۱]، سپیددشت [۱۱]، تنگ انبار سفید [۱۲]، تاکدیس شوروم [۱۳]، تاکدیس مختار [۱۴]، تنگ ابوالحیات [۹ و ۱۵]، تاکدیس ناورا [۱۶]، جنوب غرب فیروز آباد [۱۷]، تاکدیس خورموج [۱۸]، تاکدیس دیل [۱۹]، تاکدیس خویز [۸]، میدان نفتی آغاچاری (چاه ۳۰) [۲۰]، دهلران و کبیرکوه- دره شهر [۱۱]) از حوضه زاگرس انتخاب گردید. زون‌بندی زیستی سازند آسماری توسط افراد متعددی ارائه گردیده است که در بخش قبل به توضیح آن پرداخته شد. زون‌بندی زیستی تعدادی از برش‌های مورد مطالعه در این تحقیق بر اساس طبقه‌بندی آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) (تنگ انبار سفید، تاکدیس شوروم، تاکدیس مختار، تاکدیس خورموج و میدان نفتی آغاچاری (چاه ۳۰)) و تعدادی بر اساس طبقه‌بندی لارسن و همکاران (۲۰۰۹)؛ ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰) (معمولان، سپیددشت، تنگ ابوالحیات، تاکدیس ناورا، جنوب غرب فیروز آباد، تاکدیس دیل، تاکدیس خویز، دهلران و کبیرکوه- دره شهر) انجام شده است. در این تحقیق برش‌هایی که زون‌بندی زیستی آنها بر اساس طبقه‌بندی آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) انجام شده بر اساس طبقه‌بندی لارسن و همکاران (۲۰۰۹)؛ ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰) مورد بازنگری قرار گرفت. همچنین در برش تنگ انبار سفید (جدول ۳) زون زیستی *Globigerina spp.* که هم ارز زون زیستی شماره ۵۵ و ایند (۱۹۶۵) می‌باشد نیز معادل بخشی از زون زیستی شماره ۷ لارسن و همکاران (۲۰۰۹)

؛ ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰) (جدول ۱) قرار گرفت. در این تحقیق همچنین ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش‌های مذکور مطالعه و در زیر محیط‌های رمپ خارجی، میانی و داخلی گروه‌بندی شده‌اند (جدول‌های ۳ و ۴).

۳. انطباق زمانی و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه

زون‌های زیستی و ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش‌های انتخابی به منظور تعیین سن و محیط دیرینه در نواحی فارس، زاگرس مرتفع، ایذه، فروافتادگی دزفول و لرستان به تفکیک در جدول‌های ۳ و ۴ آورده شده‌اند.

۱.۳ انطباق زمانی سازند آسماری در گستره شمال غربی - جنوب شرقی برش‌های مورد مطالعه

این تطابق از برش‌های سپیددشت، تنگ انبار سفید، تاقدیس شوروم، تاقدیس مختار و تاقدیس ناورا انجام شده که با توجه به جدول ۳ در شکل ۲ مشاهده می‌شود.

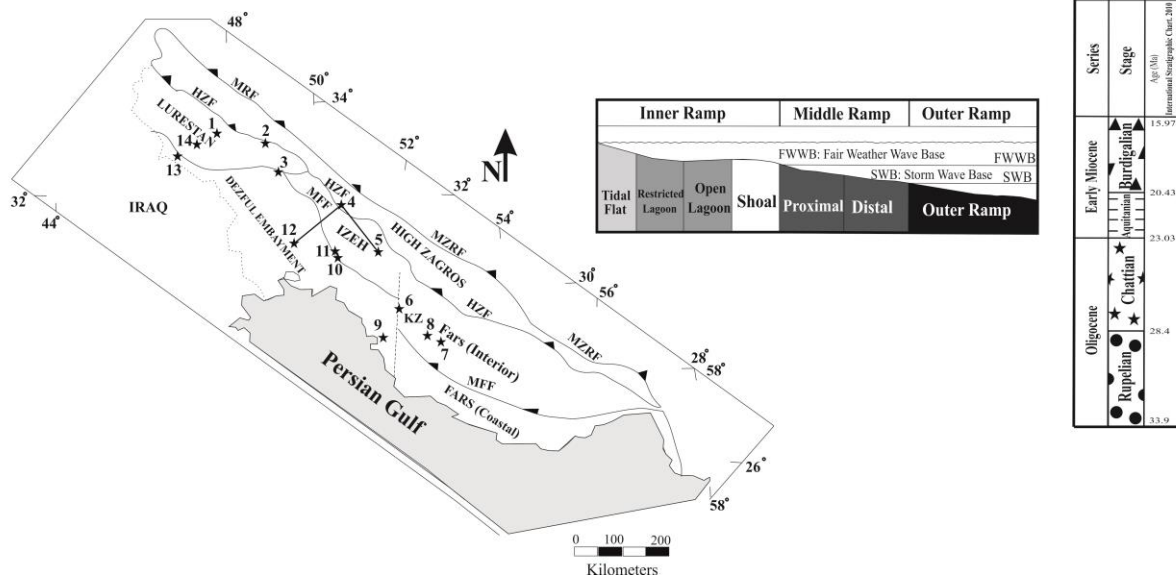
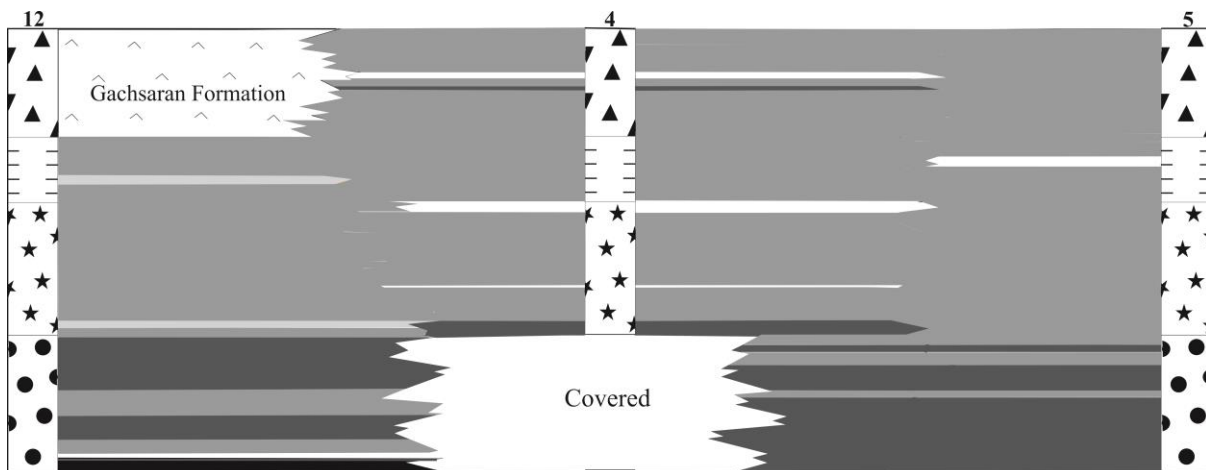
در برش سپیددشت در ناحیه لرستان (برش ۲) سازند آسماری به سن بوردیگالین بوده و مرز پایینی آن با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند شهبازان قرار دارد. در برش تنگ انبار سفید در فروافتادگی دزفول (برش ۳) شرایط حوضه برای تشکیل سازند آسماری از زمان روپلین - شاتین تا بوردیگالین ادامه داشته است. در این برش سازند آسماری شامل زون‌های زیستی ۳، ۴، ۶ و ۷ لارسن و همکاران (۲۰۰۹)؛ ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰) می‌باشد (جدول ۳).

با توجه به حضور زون *Globigerina spp.* در رخساره پلاژیک در حد فاصل رخساره‌های لاگون در زمان بوردیگالین در برش تنگ انبار سفید، توسعه دریای بوردیگالین در ناحیه مذکور مشاهده می‌شود.

سن سازند آسماری در تاقدیس شوروم (برش ۴) در زاگرس مرتفع از شاتین تا بوردیگالین می‌باشد. در هر حال، با توجه به پوشیدگی قاعده برش، این احتمال وجود دارد که قاعده برش دارای سن روپلین باشد.

در برش تاقدیس مختار در زون ایذه (برش ۵) در زمان روپلین محیط تشکیل سازند آسماری به صورت رمپ میانی می‌باشد. در زمان شاتین محیط تشکیل این سازند به رمپ داخلی تبدیل شده و تا پایان بوردیگالین هم ادامه داشته است.

در نتیجه در هر سه برش یاد شده، سازند آسماری طی زمان روپلین تا بوردیگالین تقریباً تحت شرایط یکسانی رسوبگذاری کرده است (شکل ۶).



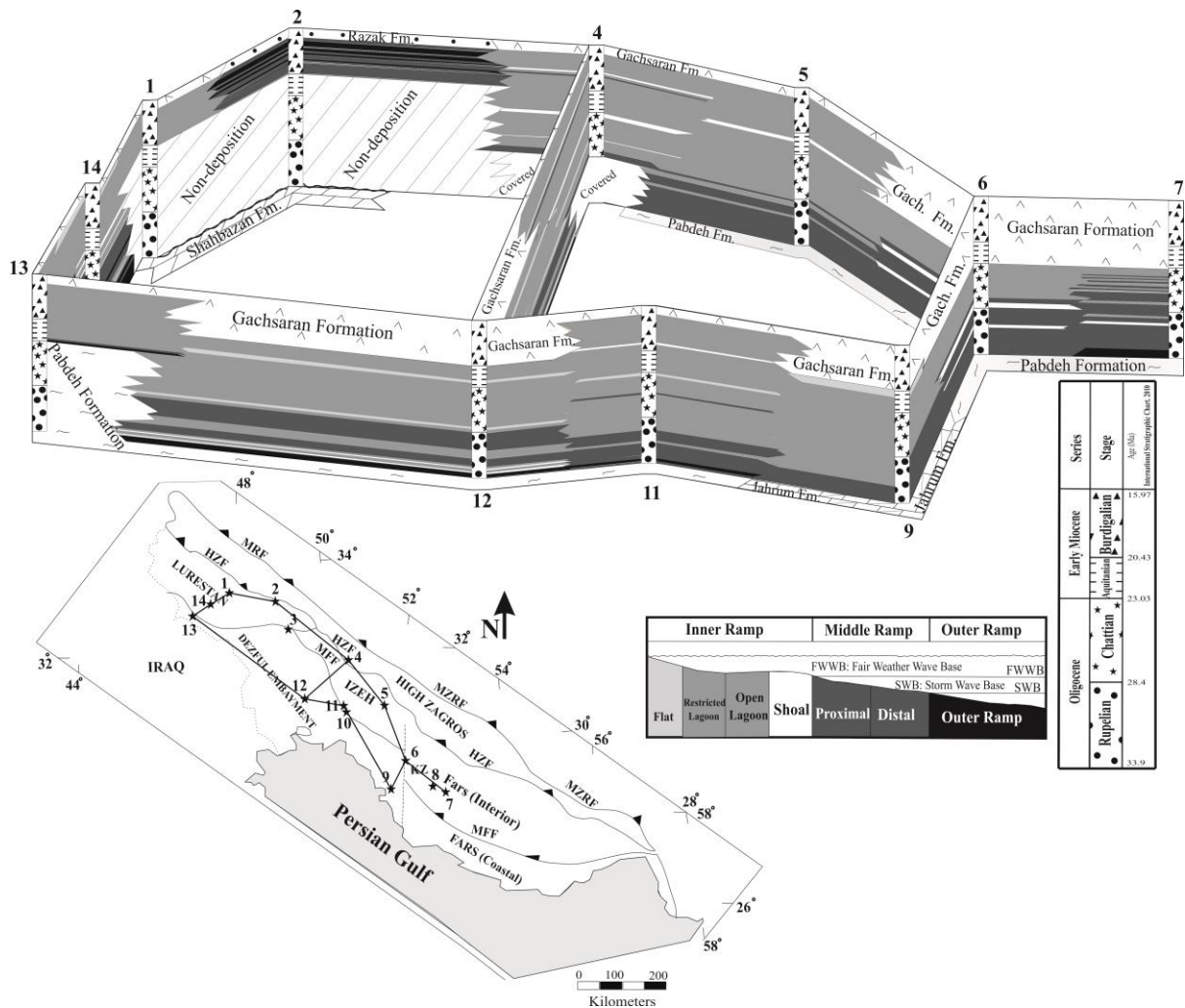
شکل ۶: تطابق محیطی سازند آسماری در برش‌های میدان نفتی آغاچاری (برش ۱۲) [۲۰]، ناقدیس شوروم (برش ۴) [۱۳] و ناقدیس مختار (برش ۵) [۱۴].

۶.۳ انطباق محیط رسوبگذاری با توجه به کلیه برش‌ها

شمای کلی از تطابق محیطی سازند آسماری در حوضه زاگرس در شکل ۷ ارائه شده است. در زمان روپلین شرایط تشکیل سازند آسماری در نواحی فارس، زون ایذه، فروافتادگی دزفول عمدتاً بخش میانی رمپ کربناته بوده که با حضور ریزرخساره‌های این بخش مانند: بیوکلاست نومولیتیده پلانکتونیک فرامینیفر و کستون- پکستون و لپیدوسیکلینیده نومولیتیده بیوکلاست و کستون- پکستون منعکس می‌شود. در حالی که در همین زمان در ناحیه لرستان (معمولان (برش ۱) و سپیددشت (برش ۲)) یک نبود رسوبگذاری وجود دارد. سازند آسماری در زمان شاتین با حضور ریزرخساره‌های مربوط به بخش داخلی رمپ کربناته (پرفوریت- ایم پرفوریت فرامینیفر بیوکلاست و کستون- پکستون، بیوکلاست گرینستون و مادستون) به غیر از ناحیه لرستان ته‌نشین شده است.

در زمان آکی تانین در ناحیه فارس (تنگ ابوالحیات (برش ۶) و ناقدیس ناوورا (برش ۷)) و ناحیه لرستان (معمولان و سپیددشت) شرایط برای ته‌نشست سازند آسماری فراهم نبوده و در لرستان با نبود رسوبگذاری مواجه بوده است. در ناحیه فارس سازند گچساران جایگزین سازند آسماری شده است.

سازند آسماری در برش سپیددشت (بوردیگالین) در ناحیه لرستان در رمپ میانی و خارجی و در سایر مناطق تنها در رمپ داخلی تشکیل شده است.



شکل ۷: شمای کلی از تطابق محیطی سازند آسماری در زاگرس [۸، ۹، ۱۱، ۱۳، ۱۴، ۱۶، ۱۸ و ۲۰].

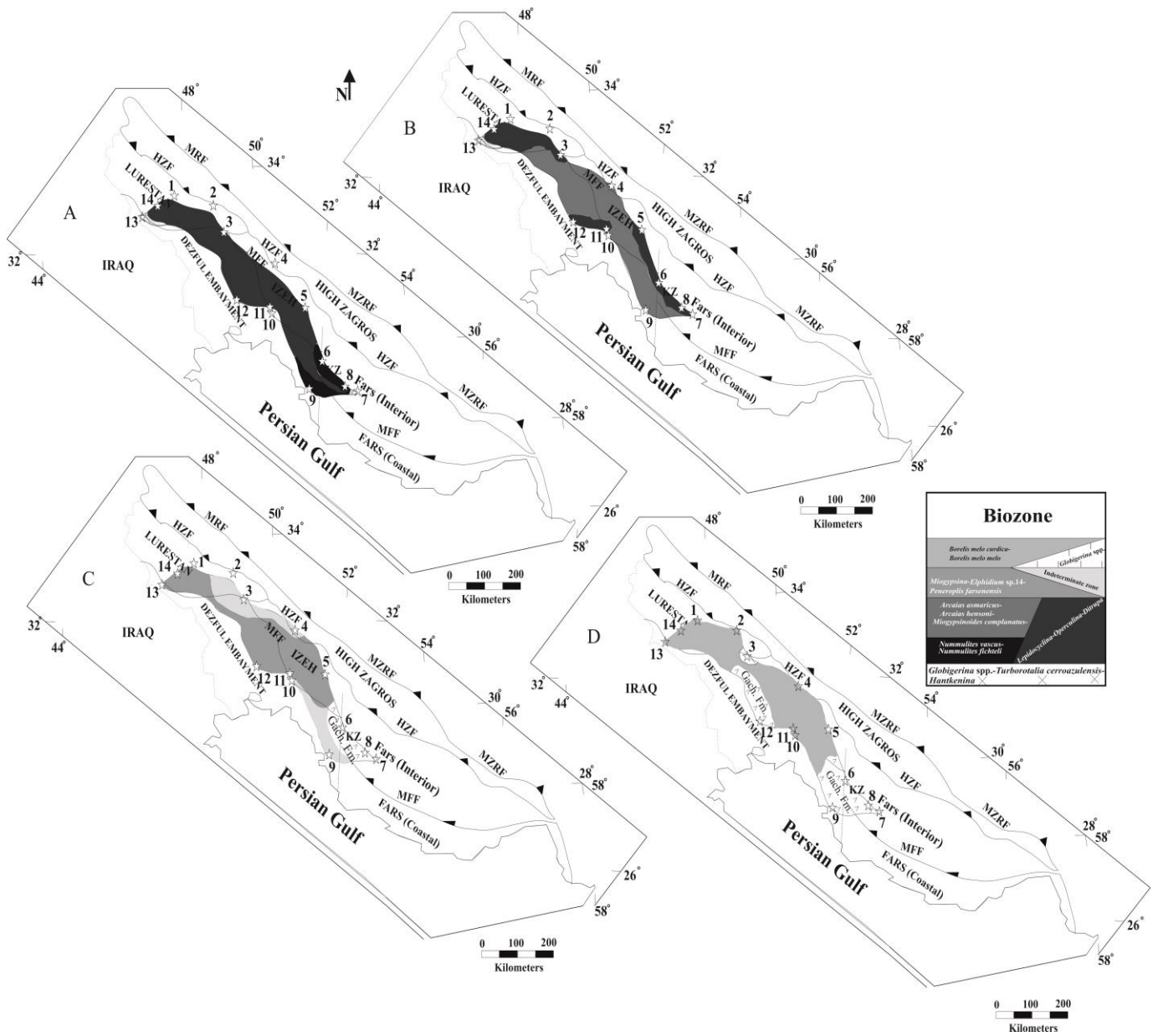
۴. نتیجه‌گیری

در این تحقیق برش‌هایی از سازند آسماری در نواحی فارس (تنگ ابوالحیات، تاقدیس ناوورا، جنوب غرب فیروز آباد، تاقدیس خورموج)، زاگرس مرتفع (تاقدیس شوروم)، زون ایذه (تاقدیس مختار)، فروافتادگی دزفول (تنگ انبار سفید، تاقدیس دیل، تاقدیس خویز، میدان نفتی آجاجاری (چاه ۳۰)) و ناحیه لرستان (معمولان، سپیددشت، دهلران و کبیرکوه- دره شهر) از نظر زیست چینه‌نگاری و محیط رسوبی مورد مطالعه و بازنگری قرار گرفت. برش‌های تنگ انبار سفید، تاقدیس شوروم، تاقدیس مختار، تاقدیس خورموج و میدان نفتی آجاجاری (چاه ۳۰) از نظر زیست چینه‌نگاری بر اساس زون بندی زیستی ارائه شده توسط لارسن و همکاران (۲۰۰۹)؛ ون بوچم و همکاران (۲۰۱۰) مورد تجدید نظر قرار گرفت و نتایج حاصله با سایر برش‌ها مقایسه و تطابق داده شد (شکل ۸) که به شرح ذیل می‌باشد:

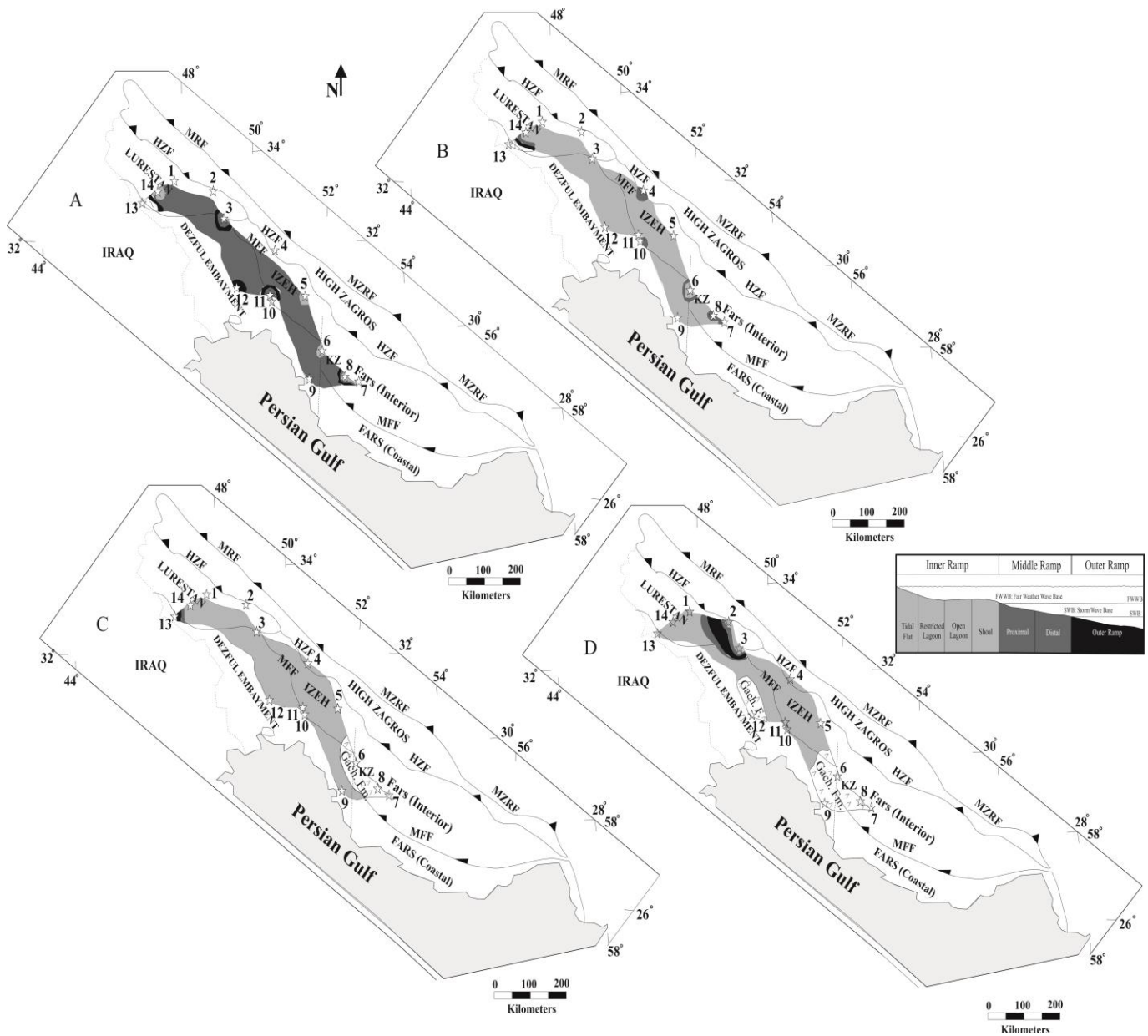
- سن سازند آسماری در لرستان: در برش کبیرکوه- دره شهر از روپلین- شاتین تا بوردیگالین، در برش دهلران آکی‌تانین- بوردیگالین و در برش‌های معمولان و سپیددشت بوردیگالین می‌باشد.

- سن سازند آسماری در فروافتادگی دزفول: در برش‌های تنگ انبار سفید و تاقدیس خویز روپلین- شاتین تا بوردیگالین، در برش تاقدیس دیل شاتین تا بوردیگالین و در میدان نفتی آجاجاری روپلین- شاتین تا آکی‌تانین می‌باشد.

- سن سازند آسماری در زاگرس مرتفع: در برش تاقدیس شوروم شاتین تا بوردیگالین می‌باشد.
- سن سازند آسماری در فارس: در جنوب غرب فیروزآباد، تاقدیس ناورا و تنگ ابوالحیات روپلین تا شاتین و در تاقدیس خورموج روپلین تا آکی تانین می‌باشد.
- گسترش و انطباق ریزرخساره‌های سازند آسماری (شکل ۹) نشان می‌دهد که:
 - سازند آسماری در زمان روپلین به جز بخش‌هایی از لرستان، در سایر نواحی زاگرس به طور کلی در محیط رمپ میانی تشکیل شده است. رخساره‌های مربوط به محیط رمپ خارجی نیز به طور محدود حضور دارد.
 - سازند آسماری در زمان شاتین در محیط رمپ داخلی تشکیل شده است. در برش‌های تاقدیس ناورا (فارس) و دهلران (لرستان) ریزرخساره‌های مربوط به محیط رمپ خارجی نیز حضور دارد.
 - در زمان آکی تانین سازند آسماری در نواحی فروافتادگی دزفول، زاگرس مرتفع، زون ایذه، لرستان (برش کبیرکوه- دره شهر) و فارس (تاقدیس خورموج) در محیط رمپ داخلی تشکیل شده است. در سایر برش‌ها در فارس (جنوب غرب فیروزآباد، تاقدیس ناورا و تنگ ابوالحیات) تحت رسوبگذاری سازند گچساران قرار داشته و در لرستان (برش‌های معمولان و سپیددشت) فاقد ریزرخساره‌های سازند آسماری می‌باشد.
 - در زمان بوردیگالین سازند آسماری در فروافتادگی دزفول (به جز میدان نفتی آغاجاری)، زون ایذه، زاگرس مرتفع و لرستان در محیط رمپ داخلی تشکیل شده است. در این زمان ناحیه فارس تحت رسوبگذاری سازندهای گچساران و یا رازک قرار داشته است و در بخش‌هایی از لرستان (برش سپیددشت) و فروافتادگی دزفول (برش تنگ انبار سفید) ریز رخساره‌های مربوط به محیط رمپ خارجی حضور دارد.



شکل ۸: گسترش زون‌های زیستی سازند آسماری در زمان الیگو-میوسن در زاگرس. A (روپلین)، B (شاتین)، C (آکی‌تاین) و D (بوردیگالین).



شکل ۹: گسترش محیط‌های رسوبی سازند آسماری در زمان الیگو- میوسن در زاگرس. A (روپلین)، B (شاتین)، C (آکی تانین) و D (پوردیگالین).

سپاسگزاری

بدین وسیله از داوران محترم مجله زمین شناسی نفت ایران که نظرات سازنده‌ای جهت ارتقاء این مقاله داشته‌اند صمیمانه تشکر می‌گردد.

"هیئت تحریریه مجله از آقایان دکتر علی بهرامی و دکتر کاظم سید امامی که داوری مقاله را بر عهده داشته‌اند کمال تشکر و سپاس را دارد"

منابع

- [۱] مطیعی، ه.، چینه‌شناسی زاگرس، شماره ۲، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۲.
- [2] Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H., Laursen G. V., Monibi S., Mossadegh Z. K., Svana T. A., Aqrabi A. M., McArthur J. M., Thirlwall M. F; Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 30, p. 107–128, 2007.
- [3] Laursen G. V., Monibi S., Allan T. L., Pickard N. A. H., Hosseiney A., Vincent B., Hamon Y., van Buchem F. S. P., Moallemi A., Druillion G; The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation, First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran, 2009.
- [4] van Buchem F. S. P., Allen T. L., Laursen G. V., Lotfpour M., Moallemi A., Monibi S., Motiei H., Pickard N. A. H., Tahmasbi A. R., Vedrenne V., Vincent B; Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations), SW Iran, Geological Society, London, special publications, Vol. 329, p. 219-263, 2010.
- [5] Seyrafian A., Hamedani A; Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), north-central Zagros basin, Iran, *N. Jb. Geol. Paleont. Abh.*, p. 129-141, 1998.
- [6] Seyrafian A., Hamedani A; Microfacies and paleoenvironmental interpretations of the lower Asmari Formation (Oligocene), north-central Zagros basin, Iran, *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, p. 164-174, 2003.
- [7] Seyrafian A; Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation at Dehdez area (A correlation across Central Zagros Basin), *Carbonate and Evaporite*, Vol. 15, p. 121-130, 2000 .
- [8] Rahmani A., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A., Ghabeishavi A; A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khavize Anticline, Zagros Basin, SW Iran, *Historical Biology*, Vol. 21, p. 215-227, 2009.
- [9] Sadeghi R., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A; Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran, *Facies*, Vol. 57, p. 431-446, 2010.
- [10] Amirshahkarami M., Ghabishavi A., Rahmani A; Biostratigraphy and paleoenvironment of the larger benthic foraminiferain wells sections of the Asmari Formation from the Rag- e Safid oil field, Zagros Basin, southwest Iran, *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, Vol. 40, p. 63-84, 2010.
- [11] Vaziri-Moghaddam H., Seyrafian A., Taheri A., Motiei H; Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Micrifacies, paleoenvironment and depositional sequence, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 27, p. 56-71, 2010.
- [۱۲] کیمیاگری، م.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، امیری بختیار، ح.، رخساره زیستی میکروسکوپی و محیط‌های رسوبی سازند آسماری در ناحیه لالی، شمال مسجد سلیمان، مجله‌ی پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، شماره ۱، ص ۲۲۰-۲۰۷، ۱۳۸۵.
- [۱۳] عزیزی حوض ماهی، ا.، زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری، شمال شرقی تاقدیس شوروم، جنوب غرب لردگان: پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۱۹ صفحه، ۱۳۸۷.
- [۱۴] ریخته گر زاده، م.، صیرفیان، ع.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، چینه‌نگاری زیستی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در شمال تاقدیس مختار، شمال غرب یاسوج، مجله‌ی پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، شماره ۵، ص ۷۸-۵۵، ۱۳۸۷.
- [15] Sadeghi R., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A; Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene succession in Fars and Khuzestan areas (Zagros Basin, SW Iran), *Historical Biology*, Vol. 21, p. 17-31, 2009.
- [16] Sooltanian N., Seyrafian A., Vaziri-Moghaddam H; Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran, *Carbonates Evaporites*, Vol. 26, p. 167-180, 2011.
- [۱۷] کلنات، ب.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، زیست چینه‌نگاری و پائئواکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد، مجله‌ی دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۱، ص ۸۴-۷۱، ۱۳۸۹.
- [18] Seyrafian A., Mojikhalifeh A. R; Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene succession, north-central border of Persian Gulf, Iran, *Carbonates and Evaporates*, Vol. 20, p. 91-97, 2005.

[19] Allahkarampour Dill M., Seyrafian A., Vaziri-Moghaddam H; The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy, Carbonates and Evaporates, Vol. 25, p. 145-160, 2010.

[۲۰] یزدانی، ر.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، امیری بختیار، ح.، چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره

۳۰ آغاچاری، خوزستان، مجله علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره ۳، ص ۶۲ - ۴۹، ۱۳۸۵.

[21] Heydari E; Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountain of Iran, Tectonophysics, Vol. 451, p. 56-70, 2008.

Biostratigraphy and Microfacies of the Asmari Formation in the Zagros Basin: Age and Environmental Correlation

T. Khanali, A. Seyrafian

Abstract

In this research, biostratigraphy, microfacies and paleoenvironment of the Asmari Formation in the Fars province (Tang-e Abolhayat, Naura anticline, south-west of Firozabad, Khormuj anticline), High Zagros (Shoorom anticline), Izeh zone (Mokhtar anticline), Dezful Embayment (Tang-e Anbar Sepid, Dill anticline, Khaviz anticline, Aghajari oil field) and Lurestan province (Mamulan, Sepid-Dasht, Dehluran and Kabirkuh-Darreshahr), were reviewed and revised for the comprehensive understanding of age and depositional environments.

The *Globigerina* spp.-*Turborotalia cerroazulensis*-*Hantkenina* and *Nummulites vasculus*-*Nummulites fichteli* assemblage zones (Rupelian) are present in Fars province. The dominated microfacies within the Asmari Formation of the Rupelian time are bioclast planktonic, nummulitidae lepidocyclinidae wackestone-packstone, of an outer and middle ramp depositional setting.

The *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*-*Miogypsinoidea complanatus* assemblage zone (Chattian) is present in Fars, High Zagros, Izeh and Dezful Embayment provinces. The dominated microfacies within the Asmari Formation of the Chattian time are bioclast perforate-imperforate foraminifera wackestone-packstone and mudstone, of an inner ramp depositional setting.

The *Miogypsina*-*Elphidium* sp. 14-*Peneroplis farsensis* assemblage zone (Aquitanian) is present in High Zagros, Izeh, Dezful Embayment and parts of the Fars and Lurestan provinces. The dominated microfacies within the Asmari Formation of the Aquitanian time are perforate-imperforate foraminifera bioclast wackestone-packstone, grainstone and mudstone, of an inner ramp depositional setting.

The *Borelis melo curdica*-*Borelis melo melo* assemblage zone (Burdigalian) is present in most areas. But it slightly occurs in Fars province. The microfacies of the Asmari Formation during Burdigalian are similar to those of Aquitanian. In Sepid-Dasht and Tang-e Anbar Sepid sections due to presence *Globigerina* spp. assemblage zone and planktonic foraminifera wackestone-packstone facies, an outer ramp depositional setting is also suggested.

Keywords: Asmari Formation, Biostratigraphy, Microfacies, Paleoenvironment, Zagros Basin.

سنگ چینه و زیست چینه واحدهای دالان بالائی و کنگان زیرین در ناحیه خلیج فارس با نگرشی ویژه بر مرز پرموتریاس

سعیده منیبی*، نواب خدائی، زیبا زمانی پزوه

پژوهشگاه صنعت نفت، پژوهشکده اکتشاف و تولید، واحد پژوهش زمین شناسی نفت

* monibis@ripi.ir

تاریخ دریافت: شهریور ۹۱، تاریخ پذیرش: تیر ۹۲

چکیده

واحدهای سنگ چینه‌ای دالان بالائی و کنگان زیرین به ضخامت ۲۲۵ متر در یکی از برش‌های تحت الارضی ناحیه خلیج فارس مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس مطالعات زیست چینه‌ای بر روی توالی‌های دولومیتی و آهکی واحد دالان بالائی بیش از ۳۰ گونه از فرامینی‌فرهای شاخص به همراه چندین گونه غیر فرامینی فری شناسائی شده است. بر اساس مطالعات مذکور یک زون تجمعی Paradagmarita/ Paraglobivalvulina/ Baisalina Assemblage Zone که به ۳ زیر زون تجمعی مجزا تفکیک می‌شود:

1. Rectostipulina quadrata/ Globivalvulina vonderschmitti Assemblage subzone
2. Dagmarita chanackchiensis/ Ichtyolaria latilimbata Assemblage subzone
3. Hemigordiopsis renzi/ Paradagmarita flabeliformis Assemblage subzone

به سن جلفین تا دوراشامین آغازی که در واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی شناسائی گردید. زون‌های تجمعی مذکور همراه با ویژگی‌های سنگ چینه‌ای آن با توالی‌ها و زون‌های تجمعی پرمین بالائی در حوضه تیس مطابقت زیادی دارند. زون‌های تجمعی فوقانی ترین بخش واحد دالان بالائی نشان می‌دهد که مرز سازندهای دالان و کنگان (پرموتریاس) در این ناحیه با یک ناپیوستگی همساز همراه است، بطوریکه شواهدی از وجود رسوبات مربوط به اشکوب دوراشامین انتهایی در این ناحیه یافت نگردید. ناپیوستگی رسوبات در مرز پرموتریاس باعث انقطاع زون‌های زیستی اواخر پرمین در این ناحیه بوده که تاثیر آن با سایر نقاط دنیا قابل مقایسه است. واحد سنگ چینه‌ای کنگان زیرین تنها بر اساس چندین جنس از دوکفه‌ای‌ها (کلارایا) و سریپولیدها (اسپیروریس) به اشکوب اسکیتین (اوایل تریاس زیرین) نسبت داده می‌شود. این نکته لازم به ذکر است که اجتماع فسیلی فوق الذکر در سایر نواحی ایران نظیر ایران مرکزی و البرز نیز مشاهده شده اند که از ارتباط پالئوبیوژئوگرافی نواحی مذکور با اقلیم زاگرس در زمان‌های پرمین و تریاس حکایت دارد.

واژه‌های کلیدی: دالان بالائی، کنگان زیرین، زون تجمعی، مرز پرموتریاس، ناپیوستگی همساز.

۱. مقدمه

زیست چینه و سنگ چینه توالی‌های کربناته منتسب به پرمین میانی تا بالائی (سازند دالان) حوضه زاگرس پس از کشف منابع عظیم گاز در سال ۱۹۷۵ در این سازند به طور جدی مورد توجه قرار گرفت. اولین مطالعات جامع از نقطه نظر چینه شناسی و فسیل شناسی توسط زاو و خردپیر بر روی رسوبات پرمین و تریاس ناحیه زاگرس صورت گرفت که منجر به معرفی رسمی سازندهای دالان و کنگان در این زون زمین شناسی گردید [۱]. متعاقباً مطالعاتی مبتنی بر تطابقات سنگ چینه‌ای و چینه شناسی توالی‌ها در نواحی ساحلی و دور از ساحل خلیج فارس در میداین گازی پارس جنوبی و شمالی در واحد سنگ چینه‌ای دالان بالایی- کنگان و هم ارز سنگ مخزنی آن خوف بالایی در بخش‌های عربی پلاتفورم خصوصاً در میداین گازی واقع در قطر، ابوظبی و عربستان صعودی [۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴] و مطالعاتی مبتنی بر تطابقات زیست چینه‌ای [۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵، ۳۶، ۳۷، ۳۸، ۳۹، ۴۰، ۴۱، ۴۲، ۴۳] انجام شده است. مطالعات زیست چینه ای تکمیلی که متعاقباً بر روی برخی رخنمون‌ها و برش‌های تحت الارضی نواحی داخلی زاگرس انجام گرفت، منجر به شناسائی برخی گونه‌ها و جنس‌های شاخص پرمین بالائی شد که در این کار تحقیقاتی مورد استفاده و مقایسه قرار گرفت [۴۴، ۴۵، ۴۶، ۴۷، ۴۸، ۴۹].

مطالعات زیست چینه ای بر روی سازندهای دالان و کنگان (به ویژه در مرز پرمو تریاس) در یکی از برش‌های تحت الارضی ناحیه خلیج فارس منجر به شناسائی بیش از ۳۰ گونه از میکروفونای فرامینی فر و میکرو فلورا (جلبک‌های آهکی) گردید. شایان ذکر است که اهمیت اجتماعات فرامینی فر در تشخیص مرز زیست چینه ای، تغییرات پالئو اکولوژیکی و شناسائی محیط‌های رسوبی (به ویژه در حواشی مرز پرموتریاس) نسبت به سایر میکروفسیل‌های موجود بیشتر است. نتایج به دست آمده در این تحقیق که بر اساس مطالعه بیش از ۶۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی به دست آمده است، بیانگر تحولات ویژه‌ای در این مرز می‌باشد [۵۰].

مطالعات زیست چینه و سنگ چینه انجام شده بر روی مقطع تحت الارضی مذکور در واقع یک بازنگری کلی است که بر اساس یافته‌های جدید در ناحیه خلیج فارس صورت پذیرفته است.

۲. روش مطالعه

در این مرحله، یک برش تحت الارضی به مختصات "۳۰'۱۰، ۵۲° طول جغرافیایی و "۱۵، ۲۵'، ۲۶° عرض جغرافیایی از مغزه‌های واحدهای چینه شناسی دالان بالائی و کنگان زیرین به ضخامت ۳۰۰ متر در ناحیه خلیج فارس (شکل ۱) مورد مطالعه قرار گرفت. شایان ذکر است که میانگین فواصل نمونه برداری کمتر از ۳۰ سانتیمتر است.

پس از شناسائی نمونه‌های فرامینی فری و غیر فرامینی فری در حد جنس و گونه، انتشار عمودی جنس‌ها و گونه‌های فوق الذکر در مقابل ستون چینه شناسی مورد مطالعه ترسیم گردید که در نهایت منجر به تهیه ستون انتشار عمودی میکروفسیل‌های شاخص گردید (شکل ۲).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی برش تحت الارضی مورد مطالعه.

به علت فقدان میکروفسیل‌های شاخص تریاس زیرین تنها برخی نمونه‌های محدود از قبیل خرده‌های دوکفه ای کلارایا (*Claraia aurita*) و سرپیولید اسپیروبیس (*Spirorbis phlyctenae*) در سازند کنگان مشاهده شد که بیانگر سن اسکیتین می‌باشد. بیوزون‌های شناسائی شده (بر اساس ظهور و افول میکروفسیل‌های شاخص) در سازند دالان با بیوزون‌ها و اجتماعات فسیلی شاخص اشکوب‌های مختلف پرمین حوضه زیستی تیس در سایر نواحی مقایسه گردید [۴۸]. برخی از گونه‌های شاخص فسیلی که بیانگر سن واحدهای مورد مطالعه می‌باشند به صورت چهار پلیت جداگانه در بخش انتهایی این مقاله آورده شده است.

به منظور شناسائی دقیق میکروفسیل‌ها، معرفی بیوزون‌های موجود و مقایسه آنها با حوضه‌های مجاور به ویژه پلاتفرم عربی، ایران مرکزی، البرز، قفقاز، ترکیه، پامیر، چین و خاور دور (بخش‌های تیس غربی و شرقی) از برخی منابع زیر استفاده شد [۷۴، ۷۳، ۷۲، ۷۱، ۷۰، ۶۹، ۶۸، ۶۷، ۶۶، ۶۵، ۶۴، ۶۳، ۶۲، ۶۱، ۶۰، ۵۹، ۵۸، ۵۷، ۵۶، ۵۵، ۵۴، ۵۳، ۵۲، ۵۱]:

۳. سنگ چینه واحدهای دالان بالائی و کنگان زیرین

واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی بر اساس ویژگی‌های سنگ شناسی و لیتولوژیکی به دو زیر واحد کاملاً مجزا قابل تفکیک است که از پائین به بالا شامل لیتوزون‌های زیر می‌باشد:

لیتوزون شماره ۲ با لیتولوژی دولومیتی تا آهکی و لیتوزون شماره ۱ با لیتولوژی کاملاً دولومیتی می‌باشد.

لیتوزون شماره ۲ دارای ضخامت حدوداً ۱۱۸/۷ متر می‌باشد. این واحد سنگ چینه‌ای بطور هم شیب بر روی بخش کریناته-تبخیری نار قرار گرفته است (شکل ۲). بخش زیرین لیتوزون شماره ۲ به ضخامت ۴۹/۷ متر از تناوب‌های دولومیت‌های گرینستونی تا پکستونی با خرده‌های اسکلتی، پلوئیدی و اوئیدی تشکیل شده است.

بخش بالایی لیتوزون شماره ۲ به ضخامت در حدود ۶۹ متر، عمدتاً آهکی است که در بالا به دولومیت (به ضخامت ۳/۸ متر) تبدیل می‌شود. این زیر واحد دارای رخساره‌های اوولیتی (اوئید گرینستون) قابل توجهی است که قسمت اعظم این توالی

کربناته را به خود اختصاص داده است. با این وجود برخی از فرامینی فرهای شاخص واحد دالان بالائی در بین آلومهای موجود در آن قابل ردیابی است.

ضخامت کلی لیتوزون شماره ۱ حدوداً ۱۱۶/۰۷ متر است. دولومیت‌های متوسط تا نازک لایه بخش بالایی لیتوزون شماره ۱ که معادل بخش فوقانی این سازند نیز می‌باشد، به طور هم شیب در زیر آهک‌های گریستونی سازند کنگان قرار گرفته است (شکل ۲) و دارای ضخامت حدوداً ۸۱/۳۷ متر می‌باشد. رخساره‌های این توالی عمدتاً از رخساره‌های مادستونی تا وکستونی لاگونی حاوی خرده‌های اسکلتی و اجتماعات فرامینی فری تشکیل شده است.

شایان ذکر است که بخش زیرین لیتوزون شماره ۱ دربرگیرنده تناوبی از مادستون‌های دولومیتی و لایه‌های نسبتاً ضخیم انیدریتی است (شکل ۲). این زیر واحد دولومیتی - تبخیری در حدود ۳۴/۷ متر ضخامت دارد و بیانگر مرز سنگ چینه ای واحدهای دالان ۱ و دالان ۲ به شمار می‌رود. مرز بین این واحد سنگ چینه‌ای با رسوبات کربناته - دولومیتی سازند کنگان بصورت ناپیوسته و همساز می‌باشد.

واحد سنگ چینه‌ای کنگان زیرین دارای لیتولوژی آهکی تا دولومیتی است که در بخش زیرین شامل رخساره‌های ترومبولیتی می‌باشد [۴۸]. این رخساره به تدریج به رخساره‌های کربناته دارای فسیل‌های دوکفه‌ای و سرپیولید تبدیل می‌شود. لازم به ذکر است که در بخش‌های میانی تا بالایی واحد سنگ چینه‌ای کنگان زیرین آلومهای اسکلتی مانند گاستروپودها و استراکودها همراه با فیلامنت‌های میکروبی به فراوانی مشاهده می‌شوند که از ویژگی‌های سنگ شناسی خاص این واحد به شمار می‌روند. شواهد سنگ شناسی و سنگ چینه ای واحد کنگان زیرین تنها با ویژگی‌های لیتولوژیکی واحد سنگ چینه‌ای خوف بالائی در نواحی مختلف پلاتفرم عربی قابل مقایسه بوده، در حالیکه ویژگی‌های زیستی آن با نواحی مختلف زاگرس و حوضه زیستی تتیس نیز مطابقت‌های آشکاری نشان می‌دهد.

۴. زیست چینه واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی

با توجه به اینکه سن بخش بالائی سازند دالان تنها به اشکوب جلفین نسبت داده می‌شود، در اینجا تنها به زیر زون‌های تجمعی تشخیص داده شده در توالی مذکور اشاره می‌شود. براساس شناسائی بیش از ۳۰ گونه میکروفسیل‌های فرامینی فر و غیر فرامینی فر در واحد دالان بالائی یک زون تجمعی که به سه زیر زون تجمعی شاخص تفکیک می‌شود، به شرح زیر با سن اشکوب جلفین مورد شناسائی قرار گرفت:

۱.۴ زون تجمعی *Paradagmarita/ Paraglobivalvulina/ Baisalina Assemblage Zone* (با سن

جلفین زیرین تا دوراشامین آغازی)

از میان مجموعه‌های روزن بران کوچک پرمین انتهایی این زون تجمعی گونه‌های جنس *Paradagmarita sp.* در نواحی جنوب ترکیه، ترکیه مرکزی، عمان و رشته کوه‌های نمک و پاکستان، هند شمالی و گونه‌های جنس *Paraglobivalvulina sp.* در نواحی جنوب ترکیه، ترکیه مرکزی و رشته کوه‌های نمک و پاکستان، هند شمالی، قفقاز و رشته کوه‌های البرز، جنوب شرق پامیر، تایلند، جنوب شرق چین، جنوب غرب ژاپن و گونه‌های جنس *Baisalina sp.* در نواحی جنوب ترکیه، عمان، قفقاز، رشته کوه‌های البرز و ایران مرکزی و هند شمالی گزارش و ثبت شده است [۸۰، ۷۹].

۱.۱.۴ زیر زون تجمعی *Rectostipulina quadrata/ Globivalvulina vonderschmitti* Assemblage***subzone* (با سن جلفین زیرین)**

از میان مجموعه‌های روزن بران کوچک پرمین انتهایی این زیر زون تجمعی *Globivalvulina* شامل *Globivalvulina sp.* *vonderschmitti* REITLINGER در نواحی قفقاز، رشته کوه‌های البرز، جنوب ترکیه، جلفا و شمال مرکزی ایران، ایران مرکزی و آباد، عمان، رشته کوه‌های نمک و پاکستان، هند شمالی، جنوب شرق پامیر و گونه‌های جنس *Pachyphloia sp.* *Pachyphloia iranica* BOZORGNIA و *Pachyphloia ovata* LANGE در نواحی قفقاز، رشته کوه‌های البرز، تونس، ایتالیا، رشته کوه‌های نمک و پاکستان، جنوب شرق پامیر، ویتنام، جنوب شرق چین، غرب چین، شمال شرق چین، جنوب غرب ژاپن و گونه جنس *Rectostipulina sp.* شامل *Rectostipulina quadrata* JENNY-DESHUSSES در بخش غربی پلاتفورم (حوضه زاگرس) و از ناحیه جلفا در کنار رودخانه ارس و شمال باختری ایران گزارش و ثبت شده است [۴۸، ۷۹، ۸۰].

این زیر زون تجمعی با ضخامتی در حدود ۷۵/۸ متر بر اساس ظهور و افول گونه *Rectostipulina quadrata* JENNY و فراوانی نسبی گونه‌های شاخص *Pachyphloia iranica* BOZORGNIA مورد شناسائی قرار گرفته است.

به هر حال این زیر زون تجمعی بر اساس فراوانی گونه‌های شاخص زیر بیانگر جلفین زیرین در این برش تحت الارضی می‌باشد (Plates 1-2).

Pachyphloia iranica BOZORGNIA, *Dagmarita chanackchiensis* REITLINGER, *Rectostipulina quadrata* JENNY, *Pachyphloia solida* MAKLAY, *Pachyphloia Pedicula* LANGE, *Pachyphloia ovata* LANGE, *Nankinella orbicularia* LEE, *Tetrataxis sp.1*, *Permolcalculus plomusus* ELIOTT, *Langella conica* LANGE, *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, *Paraglobivalvulina gracilis* REITLINGER, *Septaglobivalvulina septulifera* ALTINER, *Globivalvulina vonderschmitti* REITLINGER, *Neoendothyra reicheli* REITLINGER, *Paradagmarita monodi* LYS and MARCOUX, *Baisalin pulchra* REITLINGER, *Geinitzina uralica* SULAIMANOV, *Stipulina sp.*, *Septaglobivalvulina sp.*

برخی گونه‌های دیگر از قبیل *Pachyphloia solida* MAKLAY و *Pachyphloia ovata* LANGE به همراه سایر میکروفسیل‌های موجود بیانگر سن جلفین زیرین می‌باشند. گونه‌های شاخص خانواده بی سریامینیده از قبیل *Globivalvulina* و *Septaglobivalvulina septulifera* ALTINER, REITLINGER *Paraglobivalvulina mira* *vonderschmitti* REICHEL در این زیر زون تجمعی به فراوانی وجود دارند.

۲.۱.۴ زیر زون تجمعی *Dagmarita chanackchiensis/ Ichtyolaria latilimbata* Assemblage***subzone* (با سن جلفین زیرین)**

از میان روزن بران کوچک پرمین انتهایی این زیر زون تجمعی، گونه‌های *Ichtyolaria latilimbata* DE CIVRIEUX and DESS و *Dagmarita chanackchiensis* REITLINGER که عموماً با هم دیده می‌شوند، در نواحی قفقاز و رشته کوه‌های البرز، یوگسلاوی، جنوب ترکیه، عمان، رشته کوه‌های نمک و پاکستان، هند شمالی، کشمیر و شمال هند، جنوب شرق و شمال شرق چین گزارش و ثبت شده است [۷۹، ۸۰].

این زیر زون تجمعی با ضخامتی در حدود ۹۶ متر در بخش میانی واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی قرار دارد

این زیر زون بر اساس ظهور گونه‌های شاخص *Ichtyolaria latilimbata* DE CIVRIEUX and DESS/ *Dagmarita chanackchiensis* REITLINGER

و فراوانی نسبی گونه *Paradagmarita monodi* LYS and MARCOUX. از بیوزون قبلی متمایز می‌گردد. شایان ذکر است که زیر زون تجمعی مذکور بر اساس اجتماع فسیلی زیر مورد شناسائی قرار گرفته است (plates 1-2):

Paradagmarita monodi LYS و *Dagmarita chanackchiensis* REITLINGER و *Geinitzina uralica* SULAIMANOV and MARCOUX, *Pachyphloia solida* MAKLAY, *Nankinella orbicularia* LEE, *Cryptoseptida anatoliensis* DE CIVRIEUX and DESS, *Luncamina palmata* WANG, *Dagmarita chanackchiensis* REITLINGER, *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, *Geinitzina chapmani* SCHUBERT, *Robuloides lens* REICHEL, *Fronidina permica* DE CIVRIUX and DESS, *Baisalina pulchra* REITLINGER.

این زیر زون تجمعی دارای انتشار وسیعی از جلبک‌های آهکی به ویژه از خانواده‌های داسی کلاداسه (جلبک سبز) و ژیمنو کودیاسه (جلبک قرمز) می‌باشد که از این بین می‌توان به گونه‌های شاخص زیر اشاره کرد (plate 2):

Vermiporella nipponica ENDO, *Pseudovermiporula* sp., *Gymnocodium bellerophontis* ROTPLEZ, *Mizzia velebitana* SCHUBERT, *Anthracoporella specatabilis* JOHNSON, *Clavaporella facetae* KOCHANSKY and HERAK.

فراوانی جلبک‌های آهکی مذکور می‌تواند در ارتباط با شرایط مساعد اقلیمی و محیطی (محیط‌های کم انرژی لاگونی) که در انتهای بخش دالان بالائی حاکم بوده است، تفسیر گردد [۴۹].

۳.۱.۴ زیر زون تجمعی *Hemigordiopsis renzi/ Paradagmarita flabeliformis Assemblage* (با سن جلفین بالائی - دوراشامین آغازی)

از میان روزن بران کوچک پرمین انتهایی این زیر زون تجمعی، گونه *Paradagmarita flabeliformis* در بخش عربی پلاتفورم (حوضه زاگرس) و جنوب ترکیه، ترکیه مرکزی، عمان، رشته کوه‌های نمک و پاکستان، هند شمالی و جنس *Hemigordiopsis* sp. از نواحی قفقاز، رشته کوه‌های البرز، جنوب ترکیه، قبرس، ترکیه مرکزی، تونس، یوگسلاوی، جلفا و شمال مرکزی ایران، عمان، هند شمالی، جنوب شرق پامیر و گونه *Hemigordiopsis renzi* از بخش عربی پلاتفورم (حوضه زاگرس)، جنوب ترکیه، ترکیه مرکزی، عمان، رشته کوه‌های نمک و پاکستان و هند شمالی گزارش و ثبت شده است [۷۹، ۸۰].

این زیر زون تجمعی با ضخامتی در حدود ۶۳ متر در فوقانی ترین بخش واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی قرار دارد و بر اساس ظهور و فراوانی نسبی گونه‌های *Paradagmarita monodi* ZANINETTI, ALTINER and CATAL و *Hemigordiopsis renzi* REICHEL از بیوزون قبلی مشخص شده و بر اساس انقراض ناگهانی تمامی تاکسون‌های موجود از آهک‌های واحد کنگان زیرین متمایز می‌گردد.

زیر زون تجمعی مذکور بر اساس اجتماع فسیلی زیر مورد شناسائی قرار گرفته است (plates 1-2):

Hemigordiopsis renzi REICHEL, *Paradagmarita monodi* LYS and MARCOUX, *Paradagmarita flabeliformis* ZANINETTI, ALTINER and CATAL, *Pachyphloia solida* MAKLAY, *Nankinella orbicularia* LEE, *Dagmarita chanackchiensis* REITLINGER, *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, *Baisalina pulchra* REITLINGER.

این زیر زون تجمعی همانند زیر زون زیستی قبلی دارای انتشار ناگهانی جلبک‌های آهکی به ویژه از خانواده‌های داسی کلاداسه (جلبک سبز) و ژیمنو کودیاسه (جلبک قرمز) می‌باشد که از این بین می‌توان به گونه‌های شاخص زیر اشاره داشت (plate 2):

Vermiporella nipponica ENDO, *Pseudovermiporula* sp., *Gymnocodium bellerophontis* ROTPLETZ, *Mizzia velebitana* SCHUBERT, *Anthracoporella specatabilis* JOHNSON, *Clavaporella facetae* KOCHANSKY.

وجود ناپیوستگی همساز (paraconformity) را با نبود زمان زیست چینه‌ای زون تجمعی *Palaeofusulina/ Collaniella* قسمت فوقانی واحد سنگی دالان بالایی می‌توان اثبات کرد. بدیهی است این زون تجمعی با گونه‌های شاخصی چون *Palaeofusulina dorashamiensis* و *Collaniella parva* در نواحی شرقی تر قلمرو تیسسی [۷۲] و در خاور ایران [۳۵] مشاهده شده است. این زون تجمعی در توالی‌های پرمین فوقانی تر منطقه جنوبی تیسس غایب (absent) می‌باشد و بر اساس نظر نگارنده خط تکاملی زون مورد اشاره از لحاظ تعاقب زیست چینه‌ای جوانتر از خط تکاملی *Paradagmarita/ Paraglobivalvulina* به

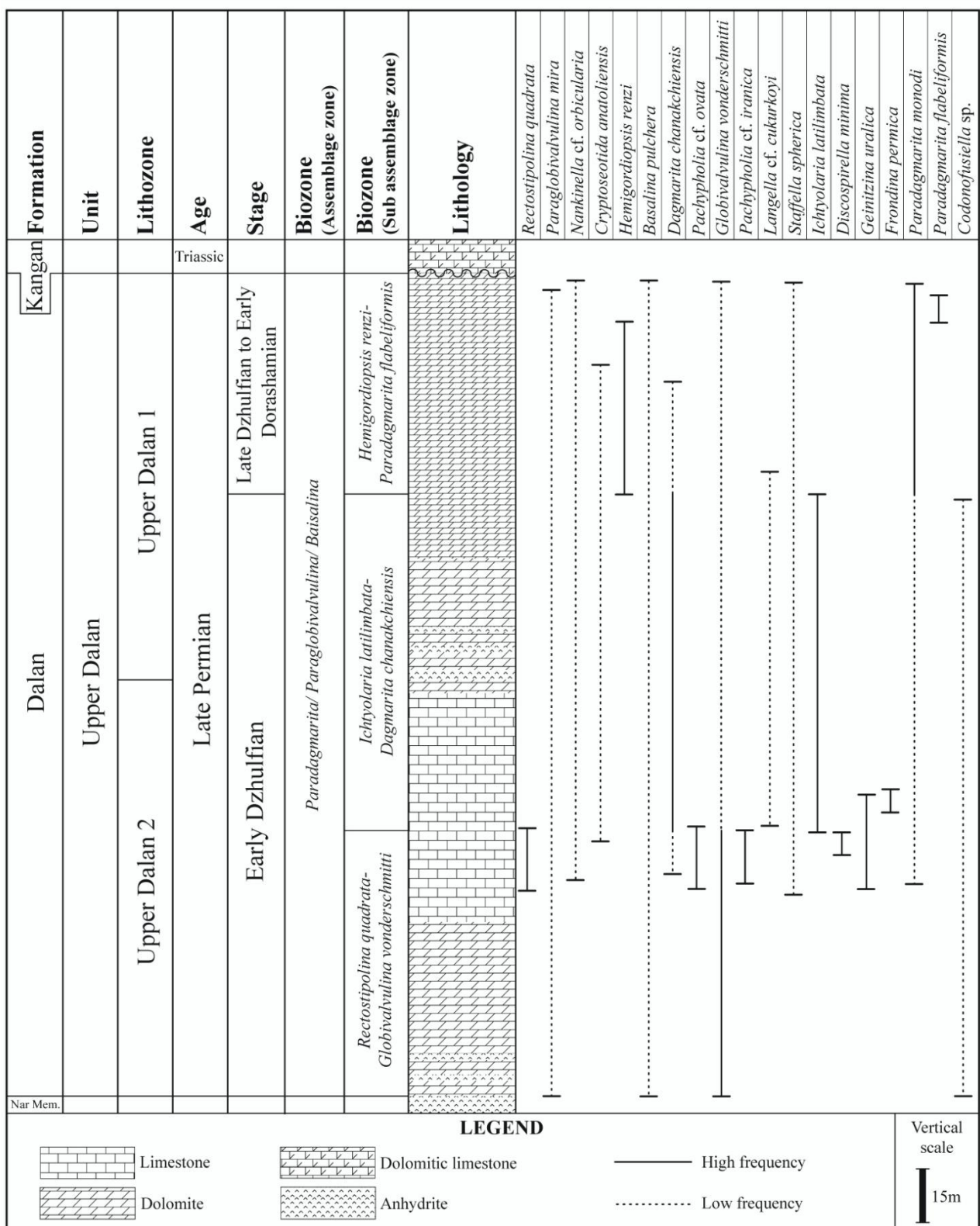
همراه *Hemigordiopsis renzi* در مناطق جنوبی تیس است که عدم وجود این زون تجمعی از شواهد قطعی فسیلی بر اثبات وجود ناپیوستگی همساز (paraconformity) می‌باشد.

۵. زیست چینه واحد سنگ چینه‌ای کنگان زیرین

در گذر مرز پرمو تریاس تمامی فرامینفرها و حتی جلبک‌های آهکی سازند دالان از بین می‌روند، بطوریکه شاهد یک انقطاع ناگهانی در زیست چینه این ناحیه می‌باشیم. افول ناگهانی فسیل‌های دریائی در نهشته‌های تریاس زیرین اکثر نواحی دنیا قابل مشاهده است [۷۵، ۷۶]. با نگاهی به ستون‌های زیست چینه ای تهیه شده (شکل ۲) می‌توان مشاهده کرد که نقطه افول گونه‌های شاخص اشکوب دوراشامین در نزدیکی و یا در مجاورت مرز مذکور به وجود آمده است.

با گذر از رخساره‌های ترومبولیتی قاعده سازند کنگان [۴۷] به تدریج برخی از گونه‌های دوکفه‌ای و سرپیولید مشاهده شده که عامل اصلی شناسائی رخساره‌های تریاس زیرین به شمار می‌روند. گونه‌های دوکفه‌ای *Claraia aurita* و سرپیولید *Spirorbis phlyctenae* به همراه فیلامنت‌های میکروبی، گاستروپودهای کوچک و استراکودها در بخش‌های میانی تا بالائی سازند کنگان مشاهده می‌شوند (Plate 2, Figures 14 and 15).

با توجه به فقدان گستردگی خاصی از اجتماعات فرامینی فری، بیوزون خاصی از این لحاظ قابل تمایز نیست و تنها می‌توان به وجود دو گونه شاخص فوق اکتفا کرد. خرده‌های اسکلتی مذکور به ویژه دوکفه‌ای کلارایا دارای گسترش جغرافیائی وسیعی است، بطوریکه گونه‌های شاخص آن در نواحی البرز و ایران مرکزی نیز گزارش شده است [۴۷]. شباهت رخساره‌ای و محتوای فسیلی واحد کنگان زیرین با سازند الیکا در ناحیه البرز مرکزی قابل توجه است [۷۷].



شکل ۲: ستون چینه شناسی و انتشار عمودی فسیل‌های شاخص واحدهای دالان بالائی و کنگان زیرین در برش تحت الارضی مورد مطالعه.

۶. پالئوبیوژئوگرافی اشکوب جلفین در ناحیه خلیج فارس و مقایسه آن با نواحی مجاور

مطالعات صورت گرفته بر روی میکروفسیل‌های فرامینی فر سازند دالان متجر به شناسائی چندین بیوزون شاخص گردید که قابل مقایسه با نواحی مجاور به ویژه پلاتفرم عربی [۷۱، ۶۴] قفقاز [۶۸]، سیبری و پامیر [۶۵]، خاور دور [۶۷، ۶۳، ۵۸]، ترکیه [۷۰، ۶۶، ۵۵]، ایران مرکزی به ویژه ناحیه آباه [۵۳] و البرز مرکزی [۵۱] می‌باشد و بیانگر آن است که با نواحی مذکور دارای ارتباط پالئوبیوژئوگرافی است [۴۸]. بر اساس مطالعات لون و اوکای [۶۶] بیوزون تجمعی زیر که بر اساس میکروفسیل‌های کوچک اندازه زیر شناسائی شده است، در اقلیم تیس غربی (به ویژه قفقاز و ترکیه) بیانگر اشکوب جلفین است [۷۸].

Reicheli minuta ERK, *Codonofusiella* sp., *Globivalvulina vonderschmitti* REITLINGER, *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, *Pachyphloia iranica* BOZORGNIA, *Pachyphloia pedicula* LANGE, *Geinitzina reperta* BIKOVA, *Langella perforata* LANGE, *Dagmarita chanakchiensis* REITLINGER, *Robuloides lens* REICHEL, *Hemigordiopsis renzi* REICHEL, *Baisalina pulchra* REITLINGER, *Neoendothyra reicheli* REITLINGER.

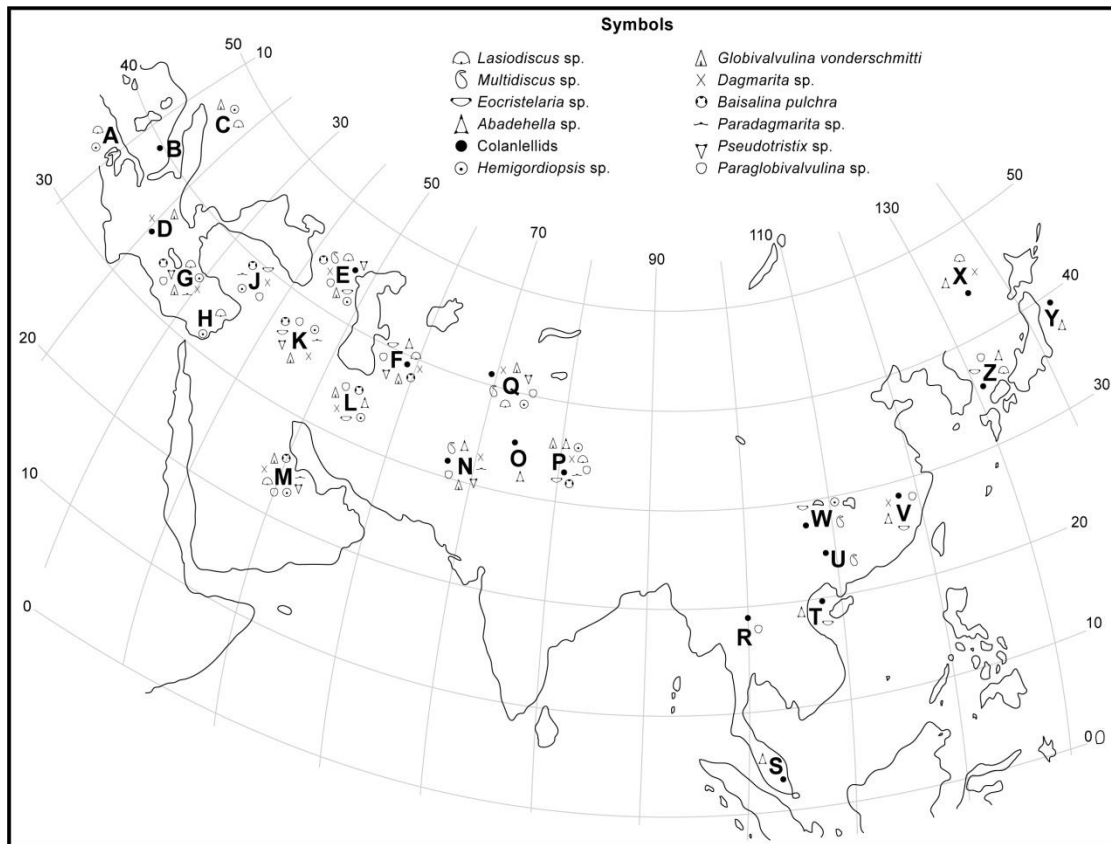
به هر حال آنچه مسلم است اکثر گونه‌های شاخص خانواده فوزولینید (*Fusulinid*) در شروع رسوبگذاری این اشکوب از بین رفته‌اند. به عبارت دیگر آخرین ارزش زیست چینه‌ای فوزولینیدهای سازند دالان در شناسائی اشکوب میدین است [۴۸]. مطالعات صورت گرفته بیانگر تشابه زیاد میکروفونای موجود در خلیج فارس با سایر نواحی غربی حوضه زیستی تیس از جمله نواحی قفقاز، ترکیه و پلاتفرم عربی [۷۱] می‌باشد. بر اساس تقسیم بندی جغرافیای دیرینه زیستی، حوضه زیستی تیس غربی به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود [۷۰] که نواحی قفقاز، ترکیه، البرز و بخشهایی از افغانستان (در بخش شمالی آن)، ایران مرکزی، زاگرس و پلاتفرم عربی در بخش جنوبی آن قرار می‌گیرند. شواهد موجود نشان می‌دهد که ناحیه خلیج فارس متعلق به بخش جنوبی این حوضه زیستی می‌باشد. بزرگ‌نیا [۵۱] با معرفی اجتماعات فسیلی مشابهی با سن جلفین در البرز مرکزی به برخی گونه‌های شاخص اشاره داشته است که اکثر آنها در بخش دالان بالایی ناحیه خلیج فارس نیز مشاهده شده‌اند (شکل ۳).

اگرچه برخی گونه‌های فوزولینید اشکوب میدین در رسوبات اشکوب جلفین نیز مشاهده می‌شوند [۶۸]. اما با این وجود گونه شاخصی نظیر *BOZORGNIA Pachyphloia iranica* به عنوان شاخص اشکوب جلفین مورد قبول اکثر صاحب نظران در این زمینه می‌باشد. شایان ذکر است که گونه مذکور به فراوانی در بخش دالان بالایی ناحیه مورد مطالعه مشاهده شده است. این گونه همچنین به عنوان یکی از گونه‌های شاخص اشکوب جلفین در نواحی داخلی زاگرس نیز معرفی شده است [۴۸]. گونه‌های شاخصی نظیر *REITLINGER Dagmarita chanakchiensis* و *REITLINGER Paraglobivalvulina mira* و *Reichelina* sp که در واحد دالان بالائی شناسائی شده‌اند، به عنوان میکروفونای شاخص حوضه زیستی تیس نیز معرفی شده‌اند [۶۷].

گونه‌هایی نظیر *Paradagmarita monodi* LYS and MARCOUX و *Paradagmarita flabeliformis* n.sp ZANINETTI, ALTINER and CATAL. نیز در بخش‌های مختلف دالان بالایی شناسائی شده‌اند. شایان ذکر است که گونه‌های فوق الذکر در البرز مرکزی گزارش نشده‌اند، در حالیکه در نواحی ترکیه و قفقاز به فراوانی وجود داشته‌اند و بیانگر سن جلفین می‌باشند [۷۰]. در جدول شماره ۱ و شکل ۳ پراکندگی فون‌ها با ذکر ایالت‌های زیستی براساس وجود یا عدم وجود روزنبران شاخص در امتداد ستون چینه شناسی قائم در نقاط مختلف قلمرو تیس آورده شده است [۷۲].

برخی محققین سن گونه‌های مذکور را به اشکوب دوراشامین نیز نسبت می‌دهند [۷۱] که با توجه به همراهی آنها با اجتماعات فسیلی شاخص اشکوب جلفین، بعید به نظر می‌رسد که این گونه‌ها در ناحیه خلیج فارس دارای سنی جوانتر از جلفین باشند. به عنوان مثال در یکی از نمونه‌های مربوط به بخش دالان زیرین کوه فراقان، نمونه‌ای از جنس *Paradagmarita* همراه با

اجتماعات شاخص اشکوب مورگابین گزارش شده است، که انتساب آن را به اشکوب دوراشامین انتهایی با تردید جدی مواجه می‌سازد.



شکل ۳: توزیع جغرافیایی دیرینه زیستی روزن‌بران شاخص در قلمرو تئیس با استناد به ایالت‌های زیستی [۷۲].

A: تونس، B: ایتالیا، C: یوگسلاوی، D: یونان، E: قفقاز، F: کوه‌های البرز، G: جنوب ترکیه، H: قبرس، J: ترکیه مرکزی، K: جلفا و شمال مرکزی ایران، L: ایران مرکزی و آباد، M: عمان، N: رشته کوه‌های نمک و پاکستان، O: کشمیر و شمال هند، P: هند شمالی، Q: جنوب شرق پامیر، R: تایلند، S: مالزی، T: ویتنام، U: جنوب غرب چین، V: جنوب شرق چین، W: غرب چین، X: شمال شرق چین، Y: شمال شرق ژاپن، Z: جنوب غرب ژاپن.

جدول ۱: وجود یا عدم وجود روزنیران شاخص در امتداد ستون چینه شناسی قائم در نقاط مختلف قلمرو تیس [۷۲].

	A	B	C	D	E	F	G	H	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z
Nodosinellidae																									
Pachyphloia spp. P. ovata group	*	*			*	*							*		*			*		*	*	*	*	*	*
Padangia spp	*			*	*	*				*	*	*			*			*							
Colaniellidae																									
Colaniella(Advanced forms)		*		*	*										*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Colaniella(primitive forms)					*	*							*	*					*	*	*	*			*
Pseudocolaniella spp.														*					*						*
Wanganella spp.				*																			*		*
Palaeotextulariidae																									
Cribrogenerina spp. Of C. permica group	*				*	*					*				*		*	*	*			*			
Biseriamminidae																									
Abadehella spp. Of A. contformis group						*				*		*	*	*	*			*	*		*		*	*	*
Dagmarita spp. Of D. chanakchiensis group				*	*	*	*				*	*	*	*	*	*				*		*	*		
other species of Dagmarita						*			*	*	*		*												
Globivalvulina ssp. Of G. vonderschmitti group			*	*	*	*	*			*	*	*	*		*	*									
Paradagmarita group							*		*	*		*	*		*										
Paraglobivalvalina spp.				*	*	*	*		*	*	*	*	*		*	*	*				*				*
Endothyridae																									
Eocrstellaria spp. Of E. typica group					*	*			*	*	*				*						*				*
Robuloides (Dzhulfian species)													*		*	*			*	*		*	*		*
other species of Robuloides		*			*				*	*	*		*												
Archaediscidae																									
Multidiscus spp.				*									*		*					*		*			
lasiodiscidae																									
lasiodiscus (Dzhulfian species)					*	*	*	*			*				*	*						*	*		*
other species of Laxsiodiscus	*		*																						
Fischerinidae																									
Agathammina spp. Of A. subfusiformis group	*		*			*				*		*	*	*											
Hemigordiopsis spp.	*		*		*		*	*	*	*	*	*	*		*	*									
Miliolidae																									
Baisalina (Dzhulfian species)					*	*	*				*				*										
other species of Baisalina					*				*	*	*														
Lagenidae																									
Pseudotristix spp.					*	*	*		*		*	*	*		*										
Nodosariidae																									
Lingulina spp. Of L. elegantula group					*	*					*		*		*				*	*					
Nodosaria spp. Of N. shikhanica group					*	*				*	*		*								*	*		*	*

۷. نتیجه گیری

مطالعات سنگ چینه ای اخیر نشان می دهد که ویژگی های لیتولوژیکی و سنگ شناسی واحد دالان بالائی در ناحیه خلیج فارس با نواحی جنوبی (پلاتفرم عربی) و شمالی آن (نواحی داخلی زاگرس) مشابهت فراوانی نشان می دهد. ویژگی های لیتولوژیکی واحد کنگان زیرین در ناحیه خلیج فارس تنها قابل مقایسه با نواحی جنوبی بوده (پلاتفرم عربی) و هیچگونه شباهتی با رخساره های هم ارز خود در نواحی داخلی زاگرس ندارد. مطالعات زیست چینه ای اخیر بر روی توالی های فوق الذکر در ناحیه خلیج فارس منجر به شناسائی حداقل ۳۰ گونه فسیلی از فرامینفر و غیر فرامینفر گردید که بر اساس آن می توان یک زون زیستی قابل تفکیک به سه زیر زون زیستی را در واحد دالان بالائی برش مورد مطالعه معرفی نمود. زیر زون های زیستی مذکور در برگیرنده اشکوب جلفین و دوراشامین آغازی می باشند که با اجتماعات فسیلی مشابه در سایر نواحی مجاور به ویژه نواحی داخلی زاگرس مطابقت زیادی نشان می دهند. اجتماعات فرامینی فری و غیر فرامینی فری شناسائی شده با سایر نواحی شمالی و جنوبی به ویژه با نواحی ایران مرکزی، البرز، قفقاز، ترکیه، پلاتفرم عربی و پامیر (حوضه زیستی تیس غربی) مطابقت دارند. بر اساس مطالعات اخیر سن واحد دالان بالائی در ناحیه خلیج فارس به اشکوب جلفین و دوراشامین آغازی نسبت داده می شود، بطوریکه شواهدی مبنی بر وجود اشکوب دوراشامین انتهایی در ناحیه مذکور مشاهده نگردید. به نظر می رسد که حوضه رسوبی سازند دالان (به ویژه در زمان پرمین بالائی) بخشی از حوضه پالئو بیوژئوگرافی تیس غربی بوده که اجتماعات فسیلی آن با سایر نواحی مجاور (بخش غربی تا مرکزی پالئو تیس) از قبیل البرز، ایران مرکزی، قفقاز، ترکیه و پلاتفرم عربی یکسان بوده است. ناپیوستگی رسوبات در مرز پرموتریاس باعث انقطاع زون های زیستی اواخر پرمین مانند زون زیستی (Paleofusulina/ Colaniella) در این ناحیه بوده که تاثیر آن با سایر نقاط دنیا قابل مقایسه است. اجتماعات محدود فسیلی سازند کنگان تنها شامل دوکفه ای های کلارایا و سرپولید اسپروریس است که همراه با اجتماعات وسیع میکروبی (رخساره های ترومولیتی و استروماتولیتی) بیانگر گسترش زمانی اشکوب اسکیتین (تریاس زیرین) می باشند. آنچه در این بخش جالب توجه به نظر می رسد، گسترش هم ارز اجتماعات فسیلی شاخص سنگهای تریاس زیرین در نواحی مختلف ایران و سایر نواحی مجاور آن نظیر پلاتفرم عربی می باشد.

تشکر و قدردانی

لازم است از پژوهشگر گرامی جناب آقای دکتر بشری که با نظرات ارزشمندشان راهگشای تدوین و تنظیم این کار تحقیقی بوده اند، کمال تشکر و قدردانی را بنمائیم. همچنین از کلیه همکاران گرامی شاغل در واحد زمین شناسی نفت پژوهشگاه صنعت نفت که در مراحل مختلف انجام این کار تحقیقاتی ما را یاری نموده اند، سپاسگذاری می نمائیم.

"هیئت تحریریه مجله از آقایان دکتر علیرضا بشری و دکتر حسین وزیری مقدم که داوری مقاله را بر عهده داشته اند کمال تشکر و سپاس را دارد"

منابع

- [1] Szabo, F., Keradpir, A., 1978, *Permian and Triassic stratigraphy of Zagros Basin, Southwest Iran*, Jour. Petrol. Geol., v. 1, no. 12, P. 57-82.
- [2] Al-Aswad, A.A. 1997. *Stratigraphy, sedimentary environment and depositional evolution of the Khuff Formation in South-Central Saudi Arabia*. Journal of Petroleum Geology, v. 20, p. 307.
- [3] Al-Jallal, I.A. 1995. *The Khuff Formation: its regional reservoir potential in Saudi Arabia and other Gulf countries; depositional and stratigraphic approach*. In, M.I Al-Husseini (Ed.), Middle East Petroleum Geosciences, GEO'94. Gulf PetroLink, Bahrain, v. 1, p. 103-119.
- [4] Al-Jallal, I.A. 1987. *Diagenetic effects on reservoir properties of the Permian Khuff Formation in Eastern Saudi Arabia*. Proceedings of the 6th Society of Petroleum Engineers, Middle East Oil Show, Paper SPE 15745, p. 465-475.
- [5] Al-Jallal, I.A. 1994. *Stratigraphy, depositional environments and reservoir potential of the Khuff Formation in the Arabian Gulf Countries*. Proceedings of the 6th Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, Abu Dhabi, Paper ADSPE 112, p. 402.
- [6] Alsharhan, A.S. 1993. *Facies and sedimentary environment of the Permian carbonates (Khuff Formation) in the United Arab Emirates*. Sedimentary Geology, v. 84, p. 89.
- [7] Alsharhan, A.S. and A.E.M. Nairn 1994a. *The Late Permian Carbonates (Khuff Formation) in the western Arabian Gulf: its hydrocarbon parameters and palaeogeographical aspects*. Carbonates and Evaporites, v. 9, p. 132-142.
- [8] Alsharhan, A.S. and A.E.M. Nairn 1994b. *Stratigraphy and sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and adjacent areas: a critical review*. In, P. Scholle (Ed.), Permian of the World. Springer-Verlag, New York Heidelberg-Berlin.
- [9] Alsharhan, A.S. and A.E.M. Nairn 1997. *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*. Elsevier, Amsterdam, 843 p.
- [10] Alsharhan, A.S. and C.G.St. C Kendall 1986. *Precambrian to Jurassic rocks of Arabian Gulf and adjacent areas: their facies, depositional setting, and hydrocarbon habitat*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, p. 977-1002.
- [11] Angiolini, L., M. Balini, E. Garzanti, A. Nicora, A. Tintori, S. Crasquin and G. Muttoni 2003. *Permian climatic and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of Interior Oman*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 191, nos. 3-4, p. 269-300.
- [12] Bowring, S.A., D.W. Erwin, Y.G. Jin, M.W. Martin, K. Davidek and W. Wang 1998. *U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction*. Science, v. 280, p. 1039-1045.
- [13] El-Bishlawy, S.H. 1985. *Geology and hydrocarbon occurrence of the Khuff Formation in Abu Dhabi, UAE*. Proceedings of the 4th Society of Petroleum Engineers Middle East Oil Show, Paper SPE 13678, p. 601-606.
- [14] Kashfi, M.S. 1992. *Geology of the Permian 'supergiant' gas reservoirs in the greater Persian Gulf area*. Journal of Petroleum Geology, v. 15, p. 465-480.
- [15] Kashfi, M.S. 2000. *The greater Persian Gulf Permian - Triassic stratigraphic nomenclature requires study*. Oil and Gas Journal, Tulsa, November 6, p. 36-44.
- [16] Konert, G., A.M. Afifi, S.A. Al-Hajri and H. Droste 2001. *Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate*. GeoArabia, v. 6, no. 3, p. 407-442.
- [17] Köyliüoğlu, M. and D. Altiner 1989. *Micropaléontologie (foraminifères) et biostratigraphie du Permien supérieur de la région d'Hakkari (SE Turquie)*. Revue de Paléobiologie, v. 8, no. 2, p. 467-503.
- [18] Sadooni, F.N. and A.S. Alsharhan 2004. *Stratigraphy, lithofacies, distribution, and petroleum potential of the Triassic strata of the northern Arabian Plate*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 88, p. 515-538.
- [19] Sharland, P.R., D.M. Casey, R.B. Davies, M.D. Simmons and O.E. Sutcliffe, 2004. *Arabian Plate Sequence Stratigraphy - revisions to SP2*. GeoArabia, v. 9, no. 1, p. 199-214.
- [20] Sharland, P.R., R. Archer, D.M. Casey, R.B. Davies, S.H. Hall, A.P. Heward, A.D. Horbury and M.D. Simmons 2001. *Arabian Plate Sequence Stratigraphy*. GeoArabia Special Publication 2, 371 p.
- [21] Strohmenger, C.J., R.H.S. Always, R.W. Broomhall, R.F. Hulstrand, A. Al-Mansoori, A. Abdalla and Al-Aidarous 2002. *Sequence stratigraphy of the Khuff Formation comparing outcrop and subsurface data (Arabian Plate, UAE)*. Proceedings of the 10th Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, Paper SPE 78535, p. 558-568.
- [22] Weidlich, O. and M. Bernecker 2003. *Supersequence and composite sequence carbonate platform growth: Permian and Triassic outcrop data of the Arabian platform and Neo-Tethys*. Sedimentary Geology, v. 158, p. 87-116.

- [23] Wignall, P.B. and R.J. Twitchett 2002. *Extent, duration, and nature of the Permian-Triassic superanoxia*. In, C. Koeberl and K.G. MacLeod (Eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America, Special Publication, v. 356, p. 395-423.
- [24] Yin, H. and J. Tong 1998. *Multidisciplinary high resolution correlation of the Permian-Triassic Boundary*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 143, p. 199-212.
- [25] Altiner, D. 1984. *The genus Paradagmarita and its biostratigraphic significance in south and southeast Turkey*. Benthos'83, 2nd International Symposium Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), p.15.
- [26] Altiner, D., S. Özkan-Altiner and A. Koçyigit 2000. *Late Permian foraminiferal biofacies belts in Turkey: palaeogeographic and tectonic implications*. In, E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society of London, Special Publication 173, p. 83-96.
- [27] Brett, C.E. 1995. *Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments*. *Palaaios*, v. 10, p. 597-616.
- [28] Erwin, D.H. 1993. *The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian*. Columbia University Press, New York, 327 p.
- [29] Gailliot, J. and D. Vachard 2004. *The /Changshingian (latest Permian) Neotethys, and its provincial foraminiferal subdivisions with emphasis of Paradagmarita province*. 21e Réunion des Sciences de la Terre (Strasbourg, 20-25 Septembre). Abstracts, 2 p. and Poster.
- [30] Heydari, E. and J. Hassanzadeh 2003. *Deev Jahi Model of the Permian-Triassic Boundary mass extinction: a case for gas hydrates as the main cause of biological crisis on Earth*. *Sedimentary Geology*, v. 163, p. 147-163.
- [31] Jenny, C. and G. Stampfli 2000. *Permian palaeogeography of the Tethyan Realm*. *Permophiles*, v. 37, p. 24-33.
- [32] Jin, Y.G., Y. Wang, W. Wang, Q.H. Shang, C.Q. Cao and Erwin D.H. 2000. *Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic Boundary in South China*. *Science*, v. 289, p. 432-436.
- [33] Johnson, B. 1981. *Microfaunal biostratigraphy of the Dalan Formation (Permian) Zagros Basin, southwest Iran*. In, J.W. Neale and M.D. Brasier (Eds.), *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*, p. 52-61.
- [34] Kobayashi, F. and K.-I. Ishii 2003. *Paleobiogeographic analysis of Yahtashian to Midian fusulinacean faunas of the Surmaq Formation in the Abadeh region, central Iran*. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 33, no. 2, p. 155-165.
- [35] Partoazar, H. 1995. *Permian deposits in Iran*. In, A. Hushmandzadeh (Ed.), *Treatise on the Geology of Iran*, v. 22, nos. 1-7, 340 p.
- [36] Pronina, G.P. 1988. *The Late Permian smaller foraminifers of Transcaucasus*. *Revue de Paléobiologie*, volume spécial no. 2, Benthos'86, v. 1, p. 89-96.
- [37] Pronina, G.P. 1999. *Korrelyatsiya verkhnepermskikh otlozhenii borealnoi oblasti po melkim foraminiferam (Correlation of late Permian deposits of boreal areas by means of smaller foraminifera)*. *Doklady Mezhdunarodnogo Simpoznuma: Verkhnepermskie stratotipy Povolzhya (Proceedings of International Symposium: Late Permian stratotypes of Volga region)*, Kazanskii Gosudarstvennyi Universitet, Tatarstan, Rossiya, Geos, p. 182-191.
- [38] Sheng, J. 1992. *Development of fusuline foraminifers in China*. *Studies in Benthic Foraminifera*, Benthos'90, Sendai 1990, Tokai University Press, p. 11-22.
- [39] Ueno, K. 2003. *The Permian fusulinoidean faunas of the Sibumasu and Baoshan blocks: their implications for the paleogeographic and paleoclimatologic reconstruction of the Cimmerian Continent*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 193, p. 1-24.
- [40] Vachard, D. and E. Bouyx 2002. *Les Eopolydiexodina géantes (Foraminifera, Fusulinina) du Permien moyen d'Afghanistan, remarques préliminaires*. *Annales de la Société Géologique du Nord*, v. 9, no. 3, p. 163-189.
- [41] Vachard, D., J. Gailliot, D. Vaslet and Y.-M. Le Nindre 2005. *Foraminifers and algae from the Khuff Formation (late Permian) of Central Saudi Arabia*. *GeoArabia*, v. 10, no. 4, p. 137-186.
- [42] Zaninetti, L., D. Altiner and E. Catal 1981. *Foraminifères et biostratigraphie dans le Permien supérieur du Taurus oriental, Turquie*. *Notes du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève*, v. 7, no. 1, p. 1-38.
- [43] Zaninetti, L., P. Brönnimann, H. Huber and A. Moshtaghian 1978. *Microfaciès et microfaunes du Permien au Jurassique au Kuh-e Gahkum, Sud-Zagros, Iran*. *Rivista Italiana Paleontologia*, v. 84, no. 4, p. 865-896.

[۴۴] باغبانی، داریوش، (۱۳۶۹) بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین حوضه زاگرس، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شمال تهران، پایان نامه فوق لیسانس، ۷۴ صفحه.

[۴۵] کلانتری، امیر، (۱۳۷۳) بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین در زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران، ۹۴ صفحه.

- [۴۶] لطف پور، مسعود، معلمی، سیدعلی، طهماسبی، علیرضا، (۱۳۷۹) زیست چینه شناسی سازند خوف (دالان و کنگان) در میدان سلمان با نگرشی ویژه بر مرز پرموتریاس، فشرده مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تبریز، صفحه ۱۳۳-۱۳۰.
- [۴۷] لطف پور، مسعود، آدابی، محمد حسین و قویدل سیوکی، محمد، (۱۳۸۳) بررسی رخساره‌های میکروبی سازند کنگان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۳۱، صفحه ۱۹۹-۲۲۸.
- [۴۸] لطف پور، مسعود، (۱۳۸۴) چینه شناسی توالی‌ها، محیط‌های رسوبی و بیواستراتیگرافی سازندهای دالان و کنگان در ناحیه زاگرس جنوبی با نگرش ویژه بر مرز پرموتریاس، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۵۰۰ صفحه.
- [۴۹] لطف پور، مسعود، آدابی محمد حسین، صادقی، عباس و معلمی، سید علی، (۱۳۸۴) بررسی محیط‌های رسوبی و چینه شناسی سکانشی سازند دالان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۳۱، صفحه ۱۹۹ تا ۲۲۸.
- [50] Bashari, A., 2005, *Khuff Formation Permian- Triassic carbonate in the Qatar- South Fars Arch hydrocarbon province of the Persian Gulf*, European Association of Geoscientists & Engineers (EAGE), First Break, v. 23, P. 43-50.
- [51] Bozorgnia, F., 1973, *Paleozoic Foraminiferal Biostratigraphy of Central East Alborz*, Iran, NIOC geological laboratories. Publ. no. 4, 185 P.
- [52] Bronnimann, P., Whitaker, J. and Zaninetti, L., (1978) *Shanita, a new pillared miliolacean foraminifer from the Late Permian of Burma and Thailand*, Riv. Ital. Paleont., 84, P. 63-92.
- [53] Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K. and Shimizu, D., (1981) *The Permian and the Lower Triassic system in Abadeh region, central Iran*, Kyoto Univ., Geology and Mineralogy Series, Faculty of Science, Mem., 47, P. 66-133.
- [54] Nakazawa, K., (1985) *The Permian and Triassic system in: The Tethys Paleogeography and Paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic* Edited by Nakazawa and j.M.Dickins pp.93-111. Tokai university press. Tokyo. Translated by Monibi, S., Published in: Geological Survey Of Iran.
- [55] Marcoux, J. and Baud, A., (1986) *The Permian-Triassic boundary in the Antalya Nappes (western Taurides, Turkey)*, Mem. Soc. Geol. Ital., 34, P. 243-252.
- [56] Fontaine, H., (1986) *Microfacies of a few Permian limestones of Sumatra, Peninsular Malaysia and Thailand*, ESCAP. CCOP, Tech. Bull., 18, P. 148-157.
- [57] Fontaine, H. and Vachard, D., (1986) *Study of Permian samples collected from Sumatra*, Unit. Natio. ESCAP. CCOP, Tech. Bull., 18, 161 P.
- [58] Fontaine, H., Ngyune, D. and Vachard, D., (1986) *Discovery of Permian limestone from south of Tara Island in the Calamian Islands, Phillippines*, Unit. Natio. ESCAP. CCOP, Tech. Bull., 18, P. 112-137.
- [59] Nguyen, D., (1986) *Foraminifera and Algae from the Permian of Gukuk Bulat and Silungkang, Sumatra*, Unit. Natio. ESCAP. CCOP, Tech. Bull., 18, 138 P.
- [60] Audley-Charles, M. G. and Hallam, A., (1988) *Gondwana and Tethys*, Oxford Univ. Press, 470 P.
- [61] Loeblich, A. and Tappan, H., (1988) *Foraminiferal Genera and their Classification*, V, N, R, New York, 869 P.
- [62] Baghbani, D., (1988) *Shanita zone and its biostratigraphic significance in South and Southwest Iran*, Rev. Paleobiolog. Spec. 2, 37 P.
- [63] Dawson, O., (1993) *Fusuline foraminiferal biostratigraphy and carbonate facies of the Permian Ratburi Limestone, Saraburi, Central Thailand*, Jour. Micropaleont., P. 9-33.
- [64] Okla, S., (1994) *Fossil algae from Saudia Arabia revisited*, Riv. Ital. Paleont., 99, P. 441-460.
- [65] Davydov, V. I., Belasky, P. and Karavayeva, N. I., (1996) *Permian fusulinids from the Koryak terrane, northeastern Russia and palaeogeographic affinity*, Jour. Foram. Res., 26, P. 213-243.
- [66] Leven, E. J. and Okay, A. I., (1996) *Foraminifera from the exotic Permo-Carboniferous limestone blocks in the Karakaya complex, northwestern Turkey*, Rivi. Ital. Paleon. Strat., 102, P. 139-174.
- [67] Kobayashi, F., (1997) *Upper Permian foraminifers from the Iwai-Kanyo area, west Tokyo, Japan*, Jour. Foram. Res., 27, P. 186-195.
- [68] Leven, E. J., (1998) *Permian fusulinid assemblages and stratigraphy of the Transcaucasia*, Rivi. Ital. Paleon. Strat., 104, P. 299-328.
- [69] Rampino, M. R. and Alder, A. C., (1998) *Evidence for abrupt latest Permian mass extinction of framinifera: Result of tests for the Signor-Lipps effects*, Geology, 26, P. 415-418.
- [70] Altiner, D., Ozkan-Altiner, S. and Kocyigit, A., (2000), *Late Permian foraminiferal biofacies belts in Turkey: palaeogeographic and tectonic implications*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 173, P. 83-96.
- [71] Vachard, D., Hauser, M., Martini, R., Zaninetti, L., Matter, A. and Peters, T., (2002) *Middle Permian (Midian) foraminiferal assemblages from the Batain plain (eastern Oman): their significance to Neotethyan paleogeography*, J. Foram. Res., 32, 2, P. 155-172.

- [72] Okimura, Y., Ishii, K., A.Ross, ch., (1985) *Biostratigraphical Significance and Faunal provinces of Tethyan Late Permian smaller Foraminifera*. pp. 115-133. Tokai university press, Tokyo. Translated by Monibi, S., Published in Geological Survey Of Iran.
- [73] Ishii, K., Okimura, Y., Ichikawa, K., Ichikawa, K., (1985), *Notes on Tethys Biogeography with Reference to Middle Permian Fusulinaceans*. In: *Tethys, Paleogeography and Paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic*, Edited by K. Nakazawa and J.M. Dickins, pp.139-155, Tokai Univ. Press, Tokyo, Translated by Monibi, S., Published in: Geological Survey Of Iran.
- [74] Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M.R., Lotfpour, M., and Monibi, S., (2006) *Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture*, GeoArabia, Gulf PetroLink, Bahrain, 11, P. 75-176.
- [75] Wignall, P. B., and Hallam, A., (1993) *Griesbachian (Early Triassic) palaeoenvironmental changes in the Salt Range, Pakistan and southeast China and their bearing on the Permo-Triassic mass extinction*, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 102, P. 215-237.
- [76] Schubert, J.K., and Bottjer, D. J., (1992) *Early Triassic stromatolites as post-mass extinction disaster forms*, Geology, 20, P. 883-886.
- [۷۷] میثمی، علی، لطف پور، مسعود، طهماسبی، علیرضا، (۱۳۷۸) نگرشی نوین بر بیواستراتیگرافی و پالتو اکولوژی سازند الیکا، فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شیراز، صفحه ۶۲۷-۶۳۱.
- [78] Marsaglia, K. M., and Klein, G. D., (1983), *The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional system*, Geology, 91 (2), P. 117-142.
- [79] Ross, C. A., (1974), *Paleogeography and provinciality*, In Ross, C. A., ed., *Paleogeographic provinces and provinciality*, SEPM, Spec. Publ. 21, P. 1-17.
- [80] Ross, C. A., and Ross J. R. P., (1982), *Biogeographical influences on Late Palaeozoic faunal distributions*. In LARWOOD, G. P., and NIELSEN, C eds., *Recent and Fossil Bryzoa*, Olsen and Olsen Printers, Denmark, P. 199-212.

Plate 1

- Figure 1:** *Pachyphloia pedicula* LANGE, Axial section, 94X
Figure 2: *Cryptoseptida anatoliensis* S.de CIVRIEUX and DESS, Axial section, 120X
Figure 3: *Pachyphloia iranica* BOZORGNIA, Axial section, 94X
Figure 4: *Pachyphloia ovata* LANGE, Axial section, 120X
Figure 5: *Dunbarula nana* KOCHANSKY-DEVIDE and RAMOVVS, Sagital section, 120X
Figure 6: *Froncina permica* S.de CIVRIEUX and DESS, Axial section, 120X
Figure 7: *Pachyphloia ovata* LANGE, Axial section, 120X
Figure 8: *Globivalvulina vonderschmitti* REICHEL, Axial section, 20X
Figure 9: *Geinitzina taurica* DE CIVRIEUX and DESS, Axial section, 120X
Figure 10: *Lunucammia sp.*, Axial section, 120X
Figure 11: *Staffella sp.*, Axial section, 75X
Figure 12: *Nankinella orbicularia* LEE, Axial section, 75X
Figure 13: *Dagmarita chanakchiensis* REITLINGER, Axial section, 120X
Figure 14: *Ichtyolaria latilimbata* DE CIVRIEUX and DESS, Axial section, 120X
Figure 15: *Hemigordiopsis renzi* JENNY, Transverse section, 120X
Figure 16: *Rectostipulina quadrata* REICHEL, Transverse section, 75X
Figure 17: *Hemigordiopsis renzi* REICHEL, Transverse section, 94X

Plate 2

- Figure 1:** *Baisalina pulchra* REITLINGER, Transverse section, 120X
Figure 2: *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, Axial section, 120X
Figure 3: *Pachyphloia solida* MAKLAY, Axial section, 120X
Figure 4: *Paradagmarita flabeliformis* ZANINETTI, ALTINER and CATAL, Sagital, 120X
Figure 5: *Paradagmarita flabeliformis* ZANINETTI, ALTINER and CATAL, Sagital, 94X
Figure 6: *Paradagmarita monodi* LYS and MARCOUX, Axial section, 120X
Figure 7: *Codonofusiella erki* RAUSER, Axial section, 120X
Figure 8: *Codonofusiella erki* RAUSER, Axial section, 120X
Figure 9: *Tubiphytes obscurus* MASLOV, Transverse section, 120X
Figure 10: *Mizzia velebitana* SCHUBERT, Transverse section, 60X
Figure 11: *Anthracoporella spectabilis* JOHNSON, Transverse section, 60X
Figure 12: *Clavoporella facetae* KOCHANSKY and HERAK, Transverse section, 37X
Figure 13: *Gymnocodium bellerophontis* ROTHPLETZ, Transverse section, 47X
Figure 14: *Spirorbis sp.*, Axial section, 75X
Figure 15: *Claraia sp.*, Transverse section, 38X

Plate 1

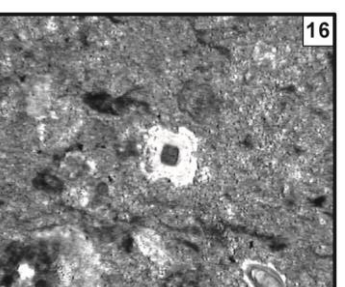
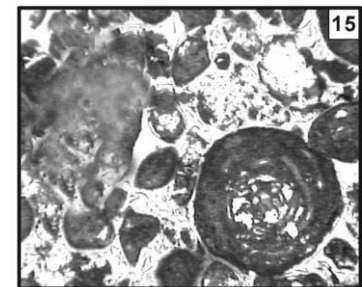
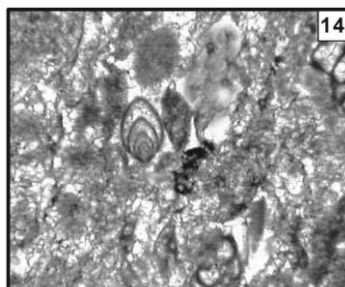
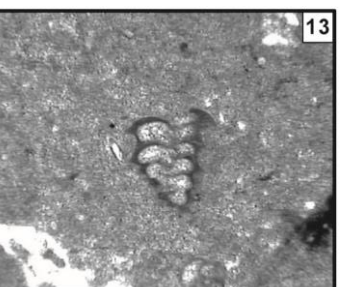
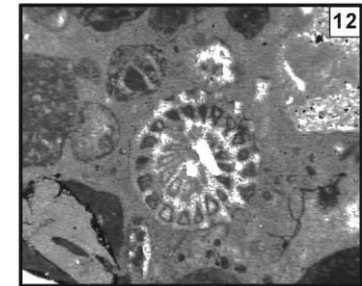
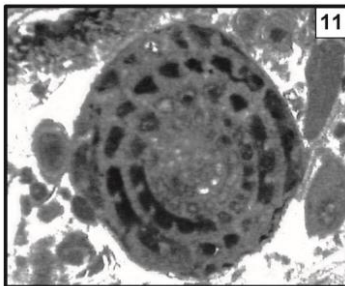
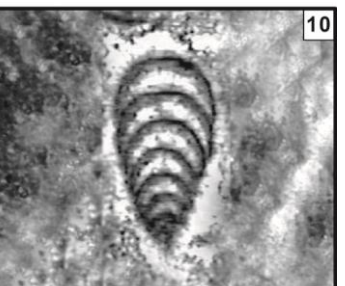
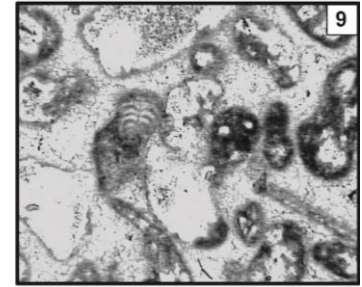
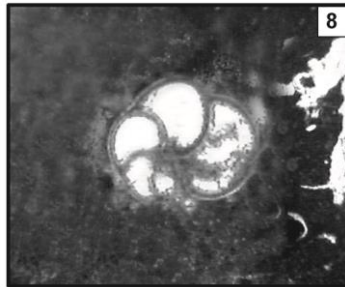
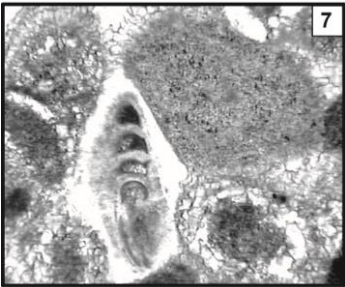
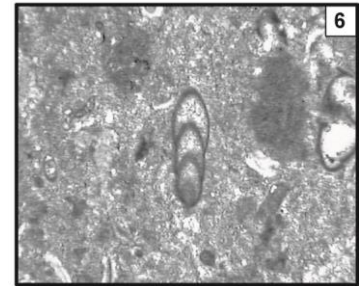
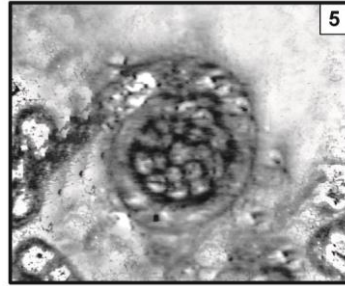
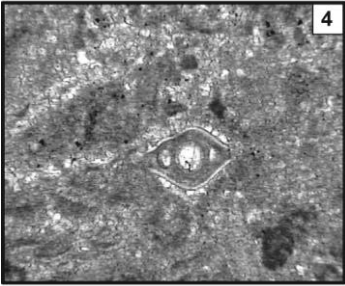
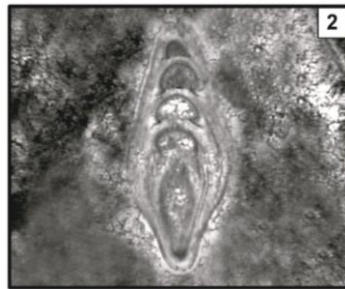
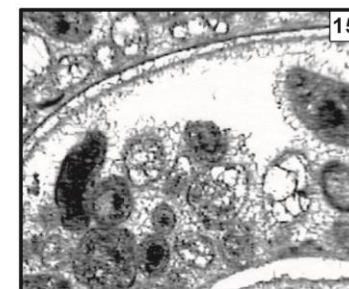
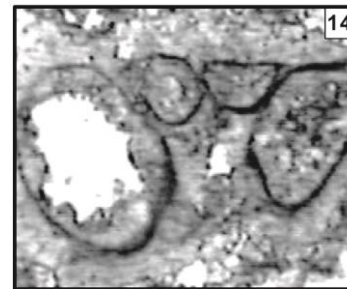
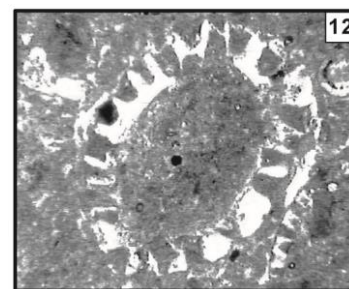
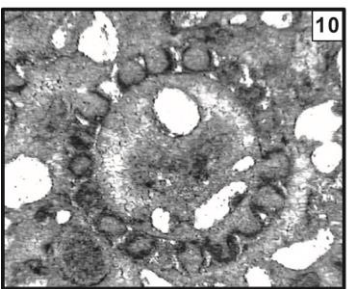
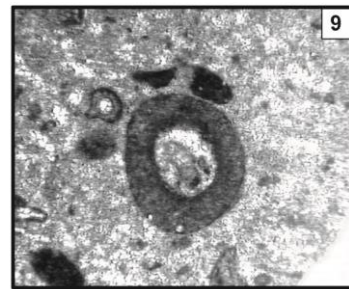
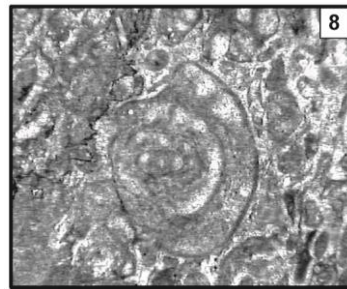
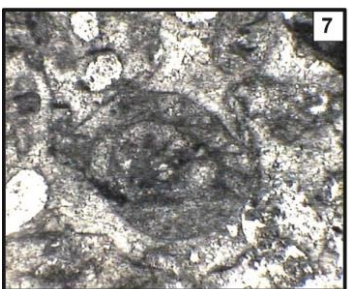
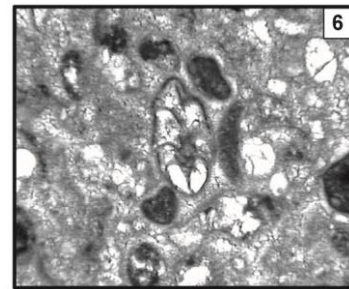
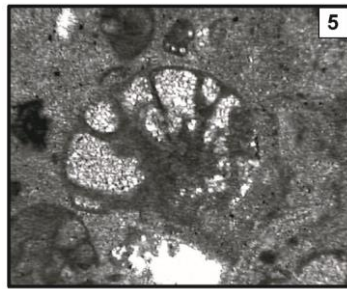
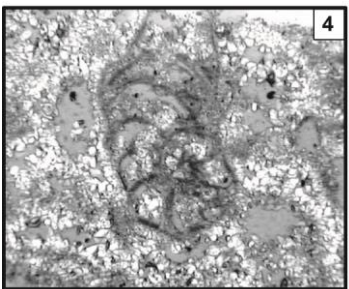
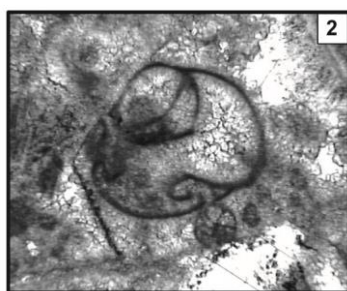


Plate 2



Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Dalan and Lower Kangan units in Persian Gulf with special emphasis on the Permo/ Triassic boundary

Monibi, S., Khodaei, N., Zamani Pozveh, Z.

Abstract

The Upper Dalan and Lower Kangan stratigraphic units with 225m thickness were studied in one of the subsurface section in Persian Gulf area. According to the biostratigraphic investigation on the dolomitic and limestone successions of the Upper Dalan unit, there are more than 30 index foraminifera and non-foraminifera species. One *Paradagmarita/Paraglobivalvulina/ Baisalina Assemblage Zone* that divided to three distinct sub- assemblage zones

1. *Rectostipulina quadrata/ Globivalvulina vonderschmitti Assemblage subzone*
2. *Dagmarita chanackchiensis/ Ichtyolaria latilimbata Assemblage subzone*
3. *Hemigordiopsis renzi/ Paradagmarita flabeliformis Assemblage subzone*

have been distinguished in the stratigraphic section representing the Julfian to Earleat Dorashamian stage. The identified microfauna' assemblages can be corresponded to the Late Permian regional biozonation in the Tethys realm. The latest microfauna assemblages in the latest part of Dalan Formation exhibits a significant chronostratigraphic hiatus, just was cited in the Dalan/ Kangan (Permo/Triassic) boundary. There is no any evidence about Latest Dorashamian sediments in the study area. The Permo/Triassic boundary is a paraconformity type in the latest Permian biozones, which can be corresponded to other areas of the world. The Lower Kangan stratigraphic unit can be attributed to the Schytian age (Early Triassic age) on basis of presence of some index fossils such as Bivalves (*Claraia* sp.) and Serpulids (*Spirorbis* sp.). It should be stressed that the similar microfauna associations can be seen in other Iranian places such as Central Iran and Alborz areas, which is documented a distinct palaeobiogeographical relationship between the above-mentioned areas and Zagros realm on Permian and Triassic ages.

Keywords: Upper Dalan, Lower Kangan, assemblage zone, Permo/Triassic boundary, Paraconformity.

تشخیص سطوح سیالات مخزنی با استفاده از تبدیل موجک پیوسته نگار مقاومت ویژه

امیر ملاجان^{۱*}، مصطفی جاوید^۲، حسین معماریان^۳، بهزاد تخمچی^۴

^۱ کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف معدن، دانشگاه تهران

^۲ کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشگاه تهران

^۳ استاد دانشکده مهندسی معدن دانشگاه تهران

^۴ عضو هیئت علمی دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود

a.mollajan@alumni.ut.ac.ir*

تاریخ دریافت: بهمن ۹۱، تاریخ پذیرش: تیر ۹۲

چکیده

توصیف دقیق توزیع سیالات و ارزیابی سطوح تماس بین آنها نقش بسیار مهمی در کاهش عدم قطعیت در ارزیابی ذخیره هیدروکربنی مخزن و در نتیجه انتخاب استراتژی توسعه میدان دارد. سطوح سیالات مخزن را می توان با نمودارگیری، انجام تست چاه، آزمایشات ویژه مغزه و یا عملیات لرزه نگاری تخمین زد. اما در عمل باتوجه به غیر اقتصادی بودن و نیز در دسترس نبودن اطلاعات مربوط به تست چاه یا آزمایشات ویژه مغزه و عملیات لرزه نگاری برای همه چاهها، رایج ترین رویکرد تفسیر نگارهای پتروفیزیکی است. از آنجا که عموماً مرز سیالات مخزنی به علت پیچیدگی خصوصیات و ضخامت سنگ مخزن، و نیز عواملی همچون اثر واگ، درز و هجوم فیلترای گل حفاری مختل می شود وجود روشی که بتواند این اثرات را تا حد ممکن کاهش دهد ضروری به نظر می رسد. در این مقاله که بر روی داده های ۳ چاه مربوط به یکی از میداین جنوب غرب کشور و به منظور یافتن مرز آب - نفت صورت گرفته روشی جدید و بر مبنای تبدیل موجک پیوسته نگار مقاومت ویژه جهت شناسایی سطوح مختلف سیالات مخزنی ارائه شده است. نتایج عملکرد این روش که با اطلاعات تست چاه مورد اعتبار سنجی قرار گرفته است نشان می دهد، که این روش قادر است به نحو مطلوبی مرز سیالات مخزنی را مشخص کند.

واژه های کلیدی: مخازن هیدروکربوری، سطوح تماس سیالات مخزنی، تبدیل موجک پیوسته، نگار مقاومت ویژه

۱. مقدمه

توزیع و انتشار سیالات مخزنی توسط عواملی همچون نیروهای شناوری، موئینه و نیروی هیدرواستاتیک، همچنین شرایط هیدرودینامیک مخزن و نیز تخلخل و نفوذپذیری سنگ مخزن کنترل می‌شود. بطور کلی و صرفنظر از نحوه عملکرد این عوامل در یک مخزن حاوی هر دو فاز آب و نفت می‌توان یک مرز کلی آب-نفت (WOC) را مشخص نمود. تشخیص این مرز تماس با استفاده از نمودارگیری، انجام تست چاه، آزمایشات ویژه مغزه و یا عملیات لرزه نگاری صورت می‌پذیرد. با توجه به غیراقتصادی بودن و در دسترس نبودن اطلاعات مربوط به تست چاه یا آزمایشات ویژه مغزه و عملیات لرزه نگاری برای همه چاه‌ها، رایج‌ترین داده‌ها نگارهای پتروفیزیکی هستند. در این راستا استیو یوتو و سام سوری از نگارهای SP, RT, LLD, LLS, GR, DEN برای شناسایی و جداسازی مرزهای آب-نفت یک میدان نفتی درمالزی استفاده کردند [۱]. همچنین، استفاده از نگارهای تخلخل همچون EPT و نوترون - چگالی [۲]، نمودارهای عمق برحسب فشار، نمودارهای COR و یا TDT نیز برای این منظور به کار گرفته شده‌اند [۳]. تان برای تشخیص سازندهای حاوی گاز از لاگ‌های نوترون، چگالی و صوتی استفاده کرده است [۴]. دینگ و همکاران برای تشخیص و طبقه‌بندی سیالات مخزنی از ثابت دی الکتریک و نگارهای صوتی بهره گرفته‌اند [۵]. رویکردی جدیدی نیز توسط عبدالمولا و همکاران برای شناسایی سطوح تماس سیالات در یک مخزن گازی معرفی شده است [۶]. با این وجود تشخیص سطوح سیالات با استفاده از روش‌های چاه‌پیمایی با دقت کم صورت گرفته و به شدت تحت تاثیر فشار موئینه است. خصوصاً اینکه پیچیدگی خصوصیات و ضخامت سنگ مخزن تاثیر بسیار زیادی بر سطح تماس سیالات دارد و عموماً مرز سیالات مخزنی در نگارها توسط اثر واگ، درز، رس و هجوم فیلترای گل حفاری مختل می‌شود. همچنین در محدوده‌هایی که دارای سنگ شناسی پیچیده با تخلخل کم و یا با عمق نفوذ زیاد فیلترای گل حفاری است، تفکیک زون گازی و نفت به آسانی میسر نیست [۷]. لذا وجود روشی که بتواند این اثرات را تا حد ممکن کاهش دهد، ضروری به نظر می‌رسد.

استفاده از تکنیک موجک به عنوان روشی توانمند که قادر است یک نگار را در باندهای فرکانسی مختلف تجزیه نموده و احتمالاً اطلاعاتی همچون اثر سیال داخل مخزن، لیتولوژی و ساختارهای شکستگی را به صورت جداگانه در اختیار بگذارد، در سال‌های اخیر مورد توجه قرار گرفته است. سابقه استفاده از تکنیک موجک در پردازش نگارهای پتروفیزیکی به مواردی همچون تخمین پارامترهای مخزنی [۸]، تشخیص مرزهای سازند، شناسایی شکستگی‌ها [۹] و نیز شناسایی سطوح تماس سیالات موجود در مخازن با استفاده از موجک گسسته [۱۰] بر می‌گردد. در این مقاله روشی جدید و بر مبنای آنالیز طیف انرژی تبدیل موجک پیوسته نگار مقاومت ویژه به منظور یافتن مرز آب - نفت معرفی شده است. رویکرد پیشنهادی بر روی داده‌های ۳ چاه مربوط به یکی از میداین جنوب غرب کشور پیاده شده و نتایج با اطلاعات مغزه و تولید مورد اعتبار سنجی قرار گرفته است.

۲. مبانی

تجزیه طیفی یا تجزیه یک سیگنال اطلاعاتی به باندهای فرکانسی تشکیل دهنده آن، سبب می‌شود بررسی پدیده‌هایی که در فرکانس‌های خاصی قابل تشخیص بوده و احتمالاً در سیگنال اطلاعاتی اولیه به راحتی قابل شناسایی نیستند بهتر صورت پذیرفته و در نهایت نقشه زمان-فرکانس پیوسته‌ای از سیگنال اولیه در اختیار قرار بگیرد. تاکنون روش‌های مختلفی برای تجزیه طیفی یک سیگنال ارائه شده است که از مهمترین آنها می‌توان به تبدیل فوریه زمان - کوتاه (STFT) و تبدیل موجک پیوسته (CWT) اشاره کرد. در ادامه به اجمال به توضیح این روش‌ها می‌پردازیم.

۱.۲ تبدیل فوریه زمان کوتاه^۱

در این روش می توان طیف زمان-فرکانس را با اعمال تبدیل فوریه بر روی پنجره زمانی مورد نظر به دست آورد. با انتخاب طول پنجره، تفکیک زمان فرکانسی نیز ثابت می باشد. بنابراین تفکیک زمان فرکانسی بستگی به طول پنجره انتخابی دارد. دامنه هایی که در روش معمولی تبدیل فوریه به دست می آیند، بیانگر فرکانسهای مختلف می باشند و توزیع لحظه ای این فرکانسها در پنجره زمانی انتخاب شده نشان داده نمی شود. برای بدست آوردن فرکانس محلی، می توان سیگنال را پنجره بندی کرد؛ یعنی قسمت کوچکی از سیگنال را انتخاب نموده و سپس تبدیل فوریه را بر روی قسمت پنجره شده اعمال نمود. بدین ترتیب فرکانس محلی سیگنال در قسمت پنجره شده بدست می آید. با انتقال پنجره زمانی در طول سیگنال، می توان محتوای فرکانسی سیگنال را بصورت نقشه دو بعدی فرکانس بر حسب زمان استخراج کرد که این نمایش دو بعدی را STFT می گویند. مشکل این روش ثابت بودن اندازه ی پنجره انتخابی می باشد. بطور ریاضی، STFT در زمان لحظه ای m به صورت ذیل تعریف می شود [۱۱]:

$$STFT\{x(n)\} \equiv X(m, \omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n) \omega(n-m) e^{-j\omega n} \quad (1)$$

که در آن $x(n)$ سیگنال در بعد زمان، $\omega(n-m)$ تابع پنجره و $e^{-j\omega n}$ عملگر فوریه می باشد.

۲.۲ تبدیل موجک پیوسته^۲

تبدیل موجک پیوسته در حقیقت یک روش تجزیه و تحلیل زمان-فرکانس است. در این روش سیگنال مورد بررسی به بخش های مختلف تقسیم شده و با استفاده از مقیاس گذاری و انتقال دادن یک تابع ویژه در طول سری اطلاعاتی، طیف سری اطلاعاتی محاسبه می شود. با تکرار این مراحل برای توابعی با مقیاس های مختلف در نهایت نتیجه حاصل به صورت مجموعه ای از اطلاعات آرگومان-فرکانس بدست می آید. ویژگی اصلی تبدیل موجک در مقابل تبدیل فوریه زمان کوتاه این است که تمامی توابع پایه از انتقال و مقیاس یک تابع موجک مادر بدست می آیند. تبدیل موجک پیوسته با اضافه کردن دو پارامتر انتقال و مقیاس، به صورت زیر از روی موجک مادر بدست می آیند [۱۱]:

$$W_{\psi}[x](a, b) = \langle x, \psi_{a,b} \rangle = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad (2)$$

این تابع، سیگنال $x(t)$ را با استفاده از موجک مادر $\psi^*(t)$ از حوزه عمق z به سیگنالی در حوزه ی مقیاس (a) - موقعیت (b) تبدیل می کند. جمله $(\sqrt{a})^{-1}$ ، ضریب بهنجارسازی^۳ است. بطوریکه در شکل ۱ آورده شده است با ضرب هر ضریب در مقیاس مناسب و حرکت دادن آن در سراسر سیگنال مورد بررسی، موجک پیوسته سیگنال اولیه بدست می آید. نتیجه تبدیل موجک پیوسته یک ماتریس بنام C است، که شامل ضرایب موجک می باشد. این ضرایب تابعی از مکان و مقیاس بوده و میزان شباهت بین باز شدگی و انتقال موجک و تابع $x(t)$ را در زمان b و مقیاس a نشان می دهد. انرژی یک سیگنال مانند $x(t)$ را می توان با استفاده از ضرایب موجک پیوسته بصورت زیر ارائه کرد [۱۲]:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |x(t)|^2 dt = c_{\psi}^{-1} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |W_{\psi}[x](a, b)|^2 \frac{da db}{a^2}. \quad (3)$$

¹ Short Time Fourier Transform

² Continues Wavelet Transform

³ normalization

انتگرال رابطه فوق با استفاده از روش‌های عددی به فرم زیر تحویل پذیر است:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |x(t)|^2 dt \approx c_{\psi}^{-1} \int_{a_1}^{a_n} \int_{b_1}^{b_m} |W_{\psi}[x](a, b)|^2 \frac{dad b}{a^2} = \sum_{i=1}^{n-1} E_i \quad (4)$$

و از آنجا خواهیم داشت:

$$E_i = c_{\psi}^{-1} \cdot \frac{\Delta b}{2} \cdot \frac{\Delta a}{2} \left[e_i^1 + e_i^m + e_{i+1}^1 + e_{i+1}^m + 2 \sum_{j=2}^{m-1} (e_i^j + e_{i+1}^j) \right] \quad (5)$$

که در آن مقادیر e_i^j بصورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$e_i^j = \frac{|W_{\psi}[x](a_i, b_j)|^2}{a_i^2} \quad (6)$$

روش کار به این صورت است که، فرض کنیم می‌خواهیم نگاری مانند X را مورد بررسی قرار دهیم. مقدار انرژی این نگار را برای هر مقیاس و در هر عمق محاسبه می‌کنیم. بنابراین خواهیم داشت [۱۰]:

$$E = \begin{bmatrix} E_{1,1} & E_{1,2} & \cdots & E_{1,n} \\ E_{2,1} & E_{2,2} & \cdots & E_{2,n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ E_{i,1} & E_{i,2} & \cdots & E_{i,n} \end{bmatrix} = [E_1 \ E_2 \ \cdots \ E_n], \quad (7)$$

مقادیر انرژی محاسبه شده بایستی به منظور کاهش اثر تغییرات دامنه نگار بر روی طیف انرژی در اعماق مختلف به صورت زیر به هنجارسازی شوند:

$$E_{\text{norm}} = \left[\frac{E_1}{\max_j(E_1)} \quad \frac{E_2}{\max_j(E_2)} \quad \cdots \quad \frac{E_n}{\max_j(E_n)} \right] \quad (8)$$

که در آن اندیس j مربوط به مقیاس بوده و n نشان دهنده عمق است. حال با استفاده از $\delta(t)$ تابع دلتای دیراک، رابطه زیر را تعریف می‌کنیم:

$$\delta_{j,n} = \delta \left\{ 1 - \frac{1}{2} \left[\frac{(E_{j,n} - E_{j-1,n})}{|E_{j,n} - E_{j-1,n}|} + \frac{(E_{j,n} - E_{j+1,n})}{|E_{j,n} - E_{j+1,n}|} \right] \right\} \quad (9)$$

بنابراین ماتریس رابطه ۷ تبدیل می‌شود به:

$$\delta = \begin{bmatrix} \delta_{1,1} & \delta_{1,2} & \cdots & \delta_{1,n} \\ \delta_{2,1} & \delta_{2,2} & \cdots & \delta_{2,n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \delta_{j,1} & \delta_{j,2} & \cdots & \delta_{j,n} \end{bmatrix} \quad (10)$$

و از آنجا پیک انرژی نگار مورد بررسی از طریق ضرب نظیر به نظیر همه درایه‌های هر دو ماتریس و بصورت زیر محاسبه می‌شود:

$$E_{\text{peak}} = \delta \circ E, \quad (11)$$

و در نهایت از طریق بدست آوردن بالاترین پیک انرژی می توان از آن به عنوان یک ویژگی مناسب برای شناسایی مرز تغییرات استفاده نمود.

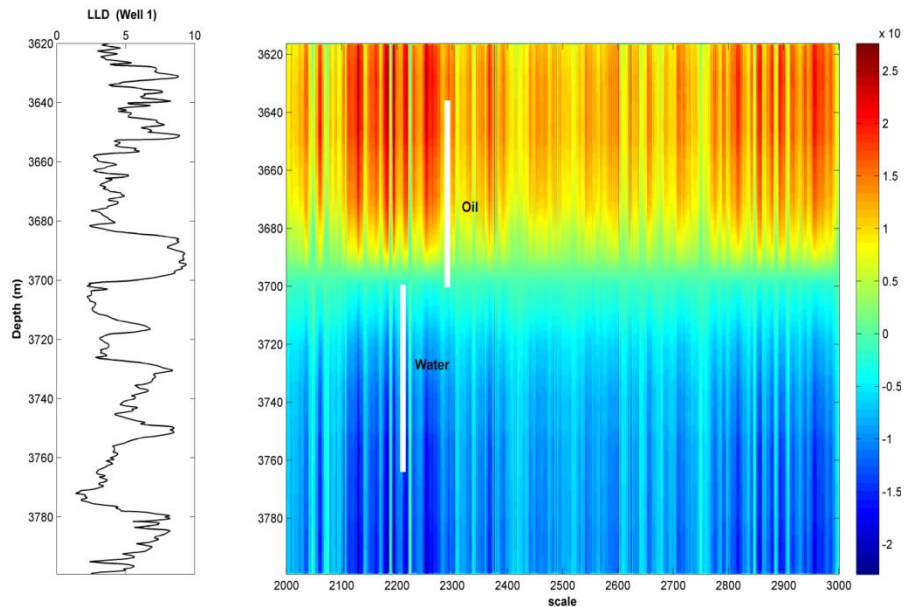
۳. اعتبار سنجی روش جدید

همانطور که پیش از این اشاره شد جهت بررسی روش پیشنهادی، از نگارهای مقاومت ویژه سه چاه مربوط به یکی از میداین نفتی جنوب کشور استفاده شد. میدان نفتی مورد مطالعه شامل ۲ مخزن آسماری و بنگستان است که مطالعه حاضر بر روی بخش های آهکی مخزن بنگستان انجام شده است. سازند بنگستان متشکل از لایه های ایلام، سروک و کژدمی است. لایه های ایلام و سروک عموماً آهکی بوده و کژدمی از شیل تشکیل شده است. سیالات موجود در مخزن مورد بررسی تنها آب و نفت هستند. در جدول شماره ۱، نگارهای موجود برای سه چاه مورد مطالعه به صورت خلاصه آورده شده است. در این جدول علامت ضرب در به معنای عدم وجود نگار مورد نظر بوده و علامت تیک، به معنای وجود آن نگار می باشد. به طوریکه ملاحظه می شود، نگار مقاومت ویژه عمیق برای هر سه چاه مورد بررسی موجود بوده است.

جدول ۱ - نگارهای موجود برای چاه های مورد مطالعه

شماره چاه نگار	چاه شماره ۱	چاه شماره ۲	چاه شماره ۳
PEF	✓	✗	✗
GR	✓	✓	✓
DT	✓	✓	✓
LLS	✓	✓	✓
LLD	✓	✓	✓
MSFL	✓	✗	✓
RHOB	✓	✓	✓
NPFI	✓	✓	✓

برای این منظور با توجه به اطلاعات تست چاه برای چاه های شماره ۱ و ۲ مخزن مورد بررسی به سه طبقه تولید کننده نفت، نفت آبدار و آب طبقه بندی شد. بزرگترین مقدار پیک مربوط به انرژی نگار مقاومت ویژه برای هر یک از طبقات تعریف شده در بالا، در مقیاسی متفاوت از سایر طبقات دیده می شود. لذا برای شناسایی مرز بین این طبقات با استفاده از این ویژگی، می توان به نحو مطلوبی سه طبقه در نظر گرفته شده در بالا را تشخیص داد. شکل (۲ و ۳)، نتایج حاصل از الگوریتم پیشنهادی برای چاه های شماره ۱ و ۲ را نشان می دهد. رنگ تصاویر، مقادیر بهنجار شده نتایج بدست آمده از الگوریتم می باشند، بطوری که براساس روش پیشنهادی، مقادیر بالا (رنگ قرمز) نشان دهنده وجود نفت و مقادیر پایین (رنگ آبی) موقعیت آب در مخزن را نشان می دهد. با توجه به شکل، مرز سیال در وسط محل تغییر تدریجی رنگ قرار دارد که با نتایج حاصل از تست چاه نیز انطباق خوبی دارد.



شکل ۲: نتیجه بدست آمده از الگوریتم پیشنهادی برای چاه شماره ۱

عموماً در صنعت نفت، برای فواصل مختلف و سازندهای موجود، آزمایشات چاه بصورت ساق مته (DST) حفره باز یا مشبک شده و بهره دهی و ... برای چاه های نفتی و یا تست همزمان^۲ و back – pressure test برای چاه های گازی صورت گرفته و مواد بازیافتی برای آن فاصله اعم از نفت، آب نمک، گل آغشته به نفت، آسفالت و ... ثبت می شود. از این طریق می توان با در نظر گرفتن یک حد آستانه مشخص به صورت حدودی مرز آب و نفت را تشخیص داد.

در جدول (۲) میزان اختلاف بین مقداری که الگوریتم پیشنهادی برای تعیین مرز آب و نفت بدست داده و نتایج حاصل از تست چاه آورده شده است. با توجه به این جدول ملاحظه میشود که میزان خطای این روش در پیش بینی محل تماس آب – نفت برای چاه شماره یک برابر صفر بوده و در چاه شماره ۲ در حدود ۳ متر اختلاف نشان می دهد.

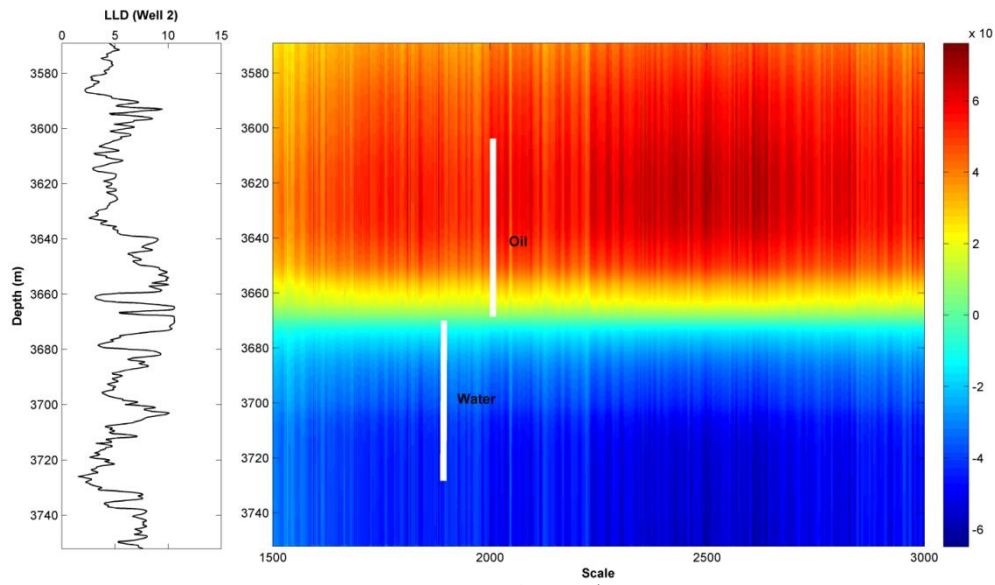
روش ارائه شده برای شناسایی مرز آب – نفت، بر روی داده های نگار مقاومت سنجی چاه شماره ۳ نیز اعمال شد. نتیجه بدست آمده از این بررسی که در شکل ۴ آورده شده است، این مرز را در عمق ۳۷۶۰ متری نشان می دهد. در مورد این چاه خاص، هیچ آزمایش چاهی انجام نشده و مرز تقریبی آب-نفت برای این چاه به دلیل نزدیکی آن با چاه شماره ۲، مرز موجود در این چاه (یعنی عمق ۳۶۷۳ متری) در نظر گرفته شده است. در صورتی که این فرض را درست بدانیم، اختلاف ۸۷ متری در نتایج ملاحظه می شود. بدیهی است که صحت این موضوع چندان قابل پیگیری نیست.

جدول ۲: مقایسه نتایج حاصل از الگوریتم با تفسیر مغزه

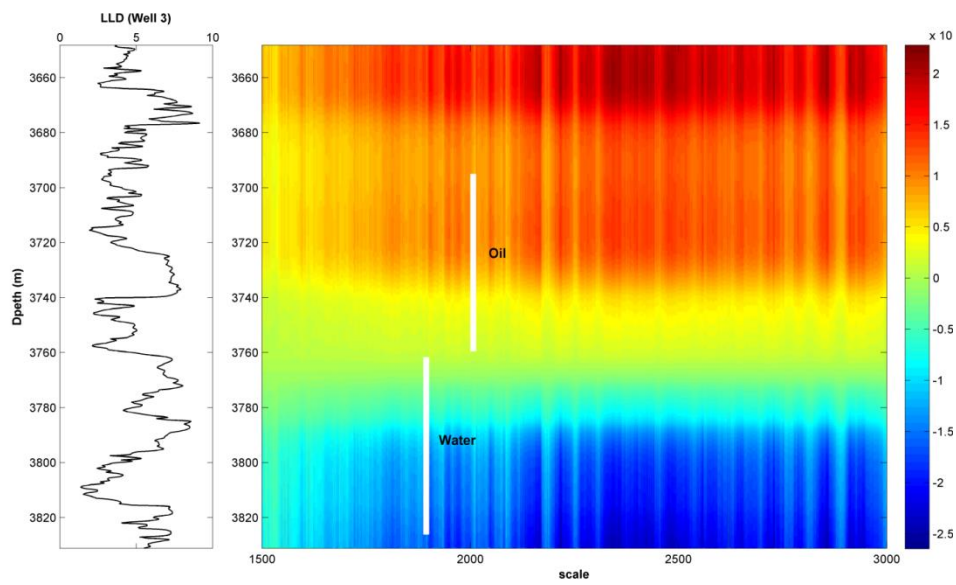
توضیح شماره چاه	عمق مرز حاصل از روش پیشنهادی (متر)	عمق مرز حاصل از نتایج تست چاه (متر)	اختلاف (متر)
چاه شماره ۱	۳۷۰۰	۳۷۰۰	۰,۰۰
چاه شماره ۲	۳۶۷۰	۳۶۷۳	۳

¹ Drill Stem Test

² Isochronal Test



شکل ۳: نتایج بدست آمده از الگوریتم پیشنهادی برای چاه شماره ۲



شکل ۴: نتایج بدست آمده از الگوریتم پیشنهادی برای چاه شماره ۳

۴. نتیجه گیری

مقاله حاضر که با استفاده از داده‌های مربوط به سه چاه از یک میدان نفتی در جنوب کشور صورت گرفته است، روشی جدید را برای شناسایی مرز تماس آب - نفت ارائه می‌کند. روش پیشنهادی که بر مبنای تبدیل موجک پیوسته بنا شده است، با فیلتر کردن نقش ماتریکس سنگ بر روی نگار مقاومت ویژه، تاثیر سیال را برجسته می‌کند. برای این منظور با استفاده از تبدیل موجک پیوسته انرژی نگار مورد بررسی محاسبه شد. انرژی محاسبه شده از این طریق، برای هر محیط اشباع وابسته به نوع سیال پُر کننده فضای خالی، در مقیاس جداگانه‌ای اتفاق افتاده و لذا به عنوان یک ویژگی منحصر به فرد می‌تواند سطح تماس سیالات را مشخص کند. این الگوریتم بر روی سه چاه از میدان نفتی مورد بررسی اعمال گردید و با نتایج تست چاه مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که این روش توانسته است به خوبی مرز سیالات مخزنی را مشخص کند.

"هیئت تحریریه مجله از آقایان دکتر عرب امیری و دکتر کنشلو که داوری مقاله را بر عهده داشته اند کمال تشکر و سپاس را دارد"

منابع

- [1] Setyowiyoto J., Samsuri A., 2006. Oil water contact analysis and hydrocarbon saturation estimation based on well logging data, SPE
- [2] Schlumberger, log interpretation principles/Application. 1998. Seven printing. March sugar Land. Texas 77478.
- [3] Serra. O, Fundamental of Well – logging interpretation, 1984. Elsevier, New York. 435 p.
- [4] Tan, T.D., 1998. Evaluation coal-bed gas reservoir with well log. Well logging technology. Vol. 24, No. 2
- [5] Ding. Y.J., Wu, S.G., Li, Q.H. and Wen, A.G., 2000. Dielectric logging data correlation and its quantitative evaluation of oil/water bed. Well logging technology. Vol. 24, No. 2
- [6] Ibrahim, A.E. Said H., Sultan J., 2010. Fluid contact determination in tight gas reservoirs; Formation "B" case study Sultanate of Oman, SPE
- [7] مطیعی، همایون. ۱۳۸۵. زمین شناسی نفت سنگ‌های کربناته. جلد اول. انتشارات آراین زمین.
- [8] Panda ,M.N, Mosher C, Chopra M.K, 1996 , Application of wavelet transform to reservoir data analysis and scaling, SPE.
- [9] Tokhmechi b.,Memarian H., Vamegh rasouli, Ahmadi noubari H. ,Moshiri B., 2009 , Fracture detection from water saturation log data using a fourier-wavelet approach,Elsevier
- [10] Wen - zheng yue,Gau tau, zhen wu – liu, 2006, Identifying reservoir fluids by wavelet transform of well logs , SPE.
- [11] Chui, C.K. 1992. An Introduction to Wavelet (Wavelet Analysis and Its Applications). New York City: Academic Press.

Reservoir Fluid Contact Detection Using Continues Wavelet Transform of Resistivity Log

Amir Mollajan, Mostafa Javid, Hossein Memarian, Behzad Tokhmchi

Abstract

Exact assessment of reservoir fluid contacts and distribution is an important part of reservoir characterization. Reservoir fluid contacts may be detected by petrophysical interpretations, well testing, special core analysis and seismic inverse modeling techniques. In practice, due to non-economic and unavailability of well test and seismic data, wire line log data are commonly used. Since these contacts affected by complexity of reservoir properties, thickness of reservoir rocks, and some factors such as vug effect, fractures and mud filtrate invasion, it is essential to find a way for reducing such these factors. The present study uses data related to three wells of an oil field in southwestern Iran to detect oil-water contact by continues wavelet transform of resistivity log. The results obtained from this method are compared with well test responses to validate the proposed algorithm. The results show that this method is capable to detect fluids contact accurately.

Keywords: hydrocarbon reservoir, reservoir fluid contact, continues wavelet transform, resistivity well log.

پیش‌بینی نفوذپذیری کلینکنبرگ با استفاده از نفوذپذیری مطلق گاز در سنگ‌های کربناته مخازن هیدروکربوری جنوب غرب ایران

حمید شریفی گلوپیک* و یاسر سلیمی دلشاد

پژوهشگاه صنعت نفت، پردیس پژوهش و توسعه صنایع بالادستی نفت، پژوهشکده مهندسی نفت

*sharifih@ripi.ir

تاریخ دریافت: فروردین ۹۲، تاریخ پذیرش: شهریور ۹۲

چکیده

نفوذپذیری یکی از پارامترهای اساسی در مطالعه مخازن هیدروکربوری می‌باشد که اندازه‌گیری آن با دقت بالا از اهمیت بسیاری برخوردار است. روش‌های متداول برای این منظور استفاده از داده‌های چاه‌آزمایی و یا اندازه‌گیری نفوذپذیری نمونه‌های مغزه حفاری شده از چاه می‌باشد. عموماً در آزمایشگاه به دلیل هزینه کم و سرعت عمل بالا، نفوذپذیری مطلق گاز نمونه‌های پلاگ مغزه اندازه‌گیری می‌شود.

نفوذپذیری گاز در محیط متخلخل به فشار متوسط تزریق و نوع گاز وابسته است و با تغییر آن‌ها نتایج متفاوتی بدست می‌آید. بنابراین اندازه‌گیری نفوذپذیری با اشباع کامل نمونه از مایع و یا تعیین نفوذپذیری معادل مایع به طرق دیگر امری ضروری می‌باشد، که البته این روش مستلزم صرف هزینه و زمان زیاد می‌باشد. کلینکنبرگ برای اولین بار با بررسی پدیده لغزش گاز در محیط متخلخل و اندازه‌گیری نفوذپذیری مطلق انواع گازها در فشارهای مختلف، رابطه‌ای برای تعیین نفوذپذیری معادل مایع ارائه نمود.

هدف از این مطالعه، ارائه روابطی تجربی برای تعیین نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ (معادل مایع) در سنگ‌های کربناته کشور، با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری نفوذپذیری مطلق گاز می‌باشد که تاکنون گزارش نشده است. بدین منظور نفوذپذیری کلینکنبرگ بر روی ۵۶۱ نمونه پلاگ از سازندهای مختلف کربناته جنوب غربی ایران با دامنه‌ی گسترده از مقادیر خواص پتروفیزیکی اندازه‌گیری شد. روابطی نمایی با همبستگی بالا بین نفوذپذیری معادل مایع و نفوذپذیری مطلق گاز بدست آمد. با توجه به فراوانی و محدوده وسیع نمونه‌های مورد مطالعه، مدل‌های تجربی ارائه شده در این مقاله را می‌توان جهت پیش‌بینی و تعیین نفوذپذیری معادل مایع در سنگ‌های کربناته جنوب غربی ایران مورد استفاده قرار داد.

واژه‌های کلیدی: نفوذپذیری معادل مایع (کلینکنبرگ)، نفوذپذیری مطلق هوا، لغزش گاز، مخازن کربناته

۱. مقدمه

مخازن کربناته بیش از نیمی از نفت و گاز دنیا را در خود جای داده‌اند که البته در کشور ما بیش‌ترین درصد مواد هیدروکربوری در مخازن کربناته وجود دارد. به دلیل نحوه شکل‌گیری و دیاژنز سازندهای کربناته، تنوع بافت و ساختار و تخلخل در ابعاد مختلف بسیار است که باعث بوجود آمدن ناهمگنی در مقیاس‌های متفاوت، از میکرو تا ماکرو و میدان، در این گونه سنگی می‌شود.

نفوذپذیری یکی از پارامترهای پایه برای شناسایی و ارزیابی مخازن هیدروکربوری می‌باشد. با وجود ناهمگنی ذاتی بافت سنگ‌های کربناته، وجود شکستگی‌ها، رگه‌های استیلولیت و حفرات (Vug) با ابعاد مختلف و ناهمسانی در نفوذپذیری، امکان پیش‌بینی مقدار نفوذپذیری از دیگر پارامترهای مخزنی وجود نداشته و یا همراه با خطای بسیار زیادی می‌باشد. بنابراین برای تعیین نفوذپذیری هر سازند هیدروکربوری، اندازه‌گیری آن بر روی نمونه‌های مناسب و به تعداد کافی از سنگ مخزن برای پوشش بهتر از زون‌های مختلف مخزنی غیر قابل اجتناب است.

نفوذپذیری معمولاً بر روی نمونه‌های پلاگ مغزه حفاری شده از چاه، که به طور استاندارد قطر ۱/۵ و طول ۲ اینچ دارند اندازه‌گیری می‌گردد. روش‌های متداول تعیین نفوذپذیری، اندازه‌گیری نفوذپذیری مطلق هوا و نفوذپذیری مطلق مایع در حالت اشباع کامل مغزه می‌باشد. در آزمایشگاه‌های مطالعات مغزه، از گازها بخصوص هوای خشک، به دلیل راحتی، صرف وقت و هزینه بسیار کم، امکان اندازه‌گیری در محدوده‌ی بسیار وسیع نفوذپذیری، سرعت عمل بالا، خستگی بودن گاز و عدم واکنش با جنس سنگ و حساسیت کم به تغییرات دما، جهت اندازه‌گیری نفوذپذیری استفاده می‌گردد (تانیکاوا، ۲۰۰۶). به دلیل ماهیت و حالت، گاز باعث ایجاد خطا و عدم اعتبار کافی نفوذپذیری مطلق برای استفاده در ارزیابی و شبیه‌سازی تولید نفت و گاز از مخازن می‌شود. بنابراین از نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ (۱۹۴۱) که معادل نفوذپذیری مایع می‌باشد در مطالعات مخزن استفاده می‌گردد.

۲. نفوذپذیری سنگ‌ها

نفوذپذیری خصوصیتی از محیط متخلخل می‌باشد که بیان‌گر توانایی آن محیط برای عبور سیال می‌باشد. اساس اندازه‌گیری نفوذپذیری در مغزه بر این اصل استوار است که گرادیان فشار در شرایط جریان پایدار ثابت بوده و متناسب با سرعت جریان می‌باشد که توسط دارسی به صورت زیر ارائه گردیده است (طارق احمد، ۲۰۰۱).

$$\frac{d_p}{d_x} = -\frac{\mu}{k} v_x \quad (1)$$

در این رابطه k نفوذپذیری مطلق بر حسب دارسی است که عامل کنترل‌کننده جهت و سرعت حرکت سیال در محیط متخلخل می‌باشد و v_x سرعت سیال بر حسب متر بر ثانیه در راستای طول نمونه، μ گرانیوی سیال بر حسب سانتی پواز، و $\frac{d_p}{d_x}$ افت فشار بر حسب واحد طول می‌باشد.

بنابراین در رژیم جریان دارسی افت فشار در واحد طول متناسب با سرعت جریان می‌باشد در حالی که برای سرعت‌های بالای جریان و اختلاف فشار زیاد این ارتباط خطی نمی‌باشد و جریان غیرداریسی بوجود می‌آید. به دلیل تراکم‌پذیری گازها، رابطه دارسی برای اندازه‌گیری نفوذپذیری مطلق گازها با در نظر گرفتن متوسط فشار تزریق به صورت زیر می‌باشد:

$$K_a = \frac{1000 P_a \mu Q_a L}{A(P_1 - P_2)(P_1 + P_2)/2} \quad (2)$$

K_a نفوذپذیری مطلق هوا (میلی داری)، P_a فشار مطلق جو (اتمسفر)، Q_a نرخ جریان گاز (سی سی بر ثانیه)، L طول نمونه سنگ (سانتیمتر)، A سطح مقطع نمونه سنگ (سانتیمتر مربع)، $(P_1 + P_2)/2$ فشار متوسط نمونه (اتمسفر) و $(P_1 - P_2)$ اختلاف فشار دو سر نمونه (اتمسفر) می‌باشد. از آنجایی که نفوذپذیری گاز در محیط متخلخل به فشار متوسط تزریق و نوع گاز وابسته است، اندازه‌گیری نفوذپذیری با اشباع کامل نمونه از مایع و یا تعیین معادل آن به طرق دیگر امری ضروری می‌باشد، که البته این شیوه مستلزم صرف هزینه و زمان زیاد می‌باشد.

در اندازه‌گیری نفوذپذیری با استفاده از تزریق گاز، لغزش گاز که یک تاثیر غیر داری و مرتبط با جریان غیرخطی گاز در محیط متخلخل است بوجود می‌آید. این پدیده زمانی اتفاق می‌افتد که اندازه متوسط شعاع گلوگاه‌های سنگ نزدیک به اندازه متوسط مسیر آزاد مولکول‌های گاز باشد و باعث شتاب گرفتن مولکول‌های گاز یا لغزش آنها در تماس با سطح سنگ گردد. لغزش گاز وابسته به فشار، دما، اندازه مولکول‌های گاز و انرژی جنبشی گاز می‌باشد (یوشو و همکاران، ۱۹۹۸). کلینکبرگ (۱۹۴۱)، اولین کسی بود که پدیده لغزش گازها را در محیط متخلخل بررسی نمود. وی نشان داد که نفوذپذیری اندازه‌گیری شده گاز تابعی از فشار متوسط تزریق می‌باشد:

$$K = K_{\infty} \left(1 + \frac{b}{P_m}\right) \quad (۳)$$

کلینکبرگ اعلام کرد نفوذپذیری هوا را بایستی در فشار میانگین تزریق (P_m) اندازه‌گیری و تعیین کرد. میزان خطا نیز با کاهش نفوذپذیری افزایش می‌یابد و مقدار آن در مقادیر کمتر از ۱ میلی‌داری قابل توجه است. بر این اساس، با اندازه‌گیری نفوذپذیری گاز در فشارهای متوسط مختلف، از برازش خطی داده‌های نفوذپذیری گاز بر حسب عکس فشار متوسط در نقطه‌ای که فشار متوسط گاز از لحاظ تئوری بینهایت می‌شود، نفوذپذیری معادل مایع یا نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکبرگ تعیین می‌شود که آنرا با نماد K_{∞} و یا K_L نمایش می‌دهند. از شیب این خط ضریب لغزش گاز (b) بدست می‌آید (شکل ۱). برای هر گاز از داده‌های نفوذپذیری در فشارهای متوسط مختلف خط مستقیمی ایجاد می‌شود که خط‌های حاصل از تمام گازها در نقطه مشترکی (K_L) به هم می‌رسند (کلینکبرگ، ۱۹۴۱). b وابسته به متوسط حرکت آزاد مولکول‌های گاز (λ) در فشار متوسط تزریق (P_m) می‌باشد:

$$b = \frac{4C' \lambda P_m}{r} \quad (۴)$$

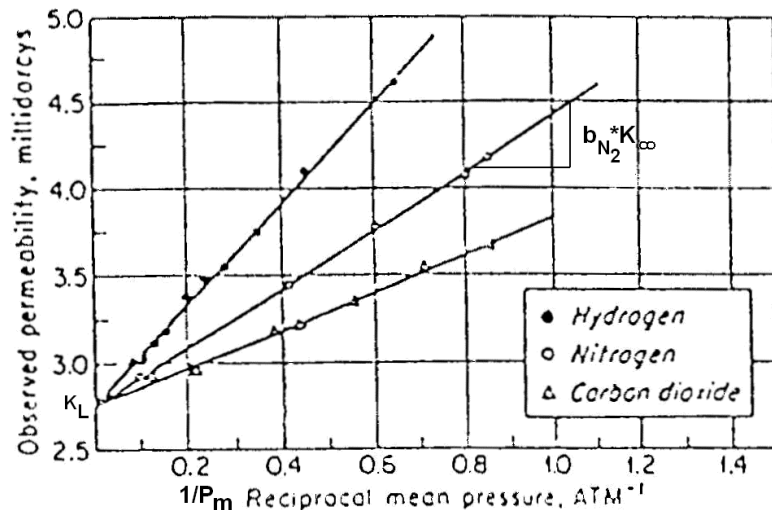
r شعاع منفذ و C' تقریباً برابر با ۱ می‌باشد.

مهمترین عوامل موثر بر لغزش گازها وزن مولکولی گاز، اندازه مجاری عبور گاز از منافذ سنگ و فشار گاز می‌باشد. هر چقدر وزن مولکولی گازها کمتر باشد مقدار لغزش گازها افزایش می‌یابد. همچنین هر اندازه مجاری عبور گاز کوچک‌تر باشد تاثیر لغزش گاز بیشتر است. پدیده لغزش در گازها رابطه معکوس با فشار دارد (یوشو و همکاران، ۱۹۹۸، راشینگ و همکاران، ۲۰۰۴). لازم به ذکر است که نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکبرگ مستقل از نوع گاز تزریقی می‌باشد.

نفوذپذیری مایع با فرضیات جریان آرام، عدم واکنش بین سنگ و سیال و اشباع ثابت است، در حالی که برای گازها متفاوت است. وقتی که مایع از منفذ سنگ عبور می‌کند سرعت مولکول‌های مایع در مرکز بیشتر از دیواره منفذ است در صورتی که جریان گاز در منافذ شکل یکنواخت‌تری دارد. علت عمده این اختلاف را می‌توان به فشار متوسط جریان گاز در زمان اندازه‌گیری نفوذپذیری نسبت داد.

در فشارهای متوسط (P_m) پایین نفوذپذیری مطلق گاز بیشتر از نفوذپذیری مطلق مایع می‌باشد. در فشارهای متوسط بالا نفوذپذیری مطلق گازها به نفوذپذیری مطلق مایع نزدیک شده و طبق معادله (۳) در فشارهای متوسط بینهایت نفوذپذیری مطلق گاز و مایع برابر می‌گردند. البته مایعی با خواص نیوتنی با جریان آرام که با سنگ واکنش نداده و تمایل چسبندگی نداشته باشد.

توجه به این نکته بسیار مهم است که اندازه‌گیری نفوذپذیری گازها در آزمایشگاه وابسته به فشار متوسط در حین آزمایش می‌باشد و بدون اطلاع از فشار متوسط، نفوذپذیری نمونه‌های مختلف قابل مقایسه نیستند (کالین، ۱۹۹۱). این امر لزوم اندازه‌گیری نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ (معادل مایع) بر روی نمونه‌های سنگ را می‌رساند.



شکل ۱: تغییرات نفوذپذیری گاز با متوسط فشار و پارامترهای تعیین نفوذپذیری معادل مایع با رابطه کلینکنبرگ (b, K_L)، (کلینکنبرگ، ۱۹۴۱).

۳. شرح کار آزمایشگاهی

نمونه‌های استوانه‌ای (پلاگ) با طول ۵ و قطر ۳/۸ سانتیمتر از مغزه‌های چاه‌های مختلف حفاری شده و پس از آماده‌سازی، شستشو و خشک گردیدند. این نمونه‌های منتخب از نمونه‌های تمام مغزه زون بازده سنگ‌های کربناته مخازن هیدروکربوری مختلف در جنوب غرب ایران تهیه شدند. در این مطالعه، نفوذپذیری مطلق گاز، تخلخل، چگالی و همچنین نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ ۵۴۱ عدد نمونه پلاگ با خواص پتروفیزیکی متنوع از این مخازن کربناته با استفاده از دستگاه Ultra-Permeameter 200A (۱۹۹۴) اندازه‌گیری شد. نمونه‌های منتخب از لحاظ زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفتند تا نمونه‌های حاوی درزه، شکاف و ندول‌های انیدریتی در این مطالعه و ارائه روابط مورد استفاده قرار نگیرند.

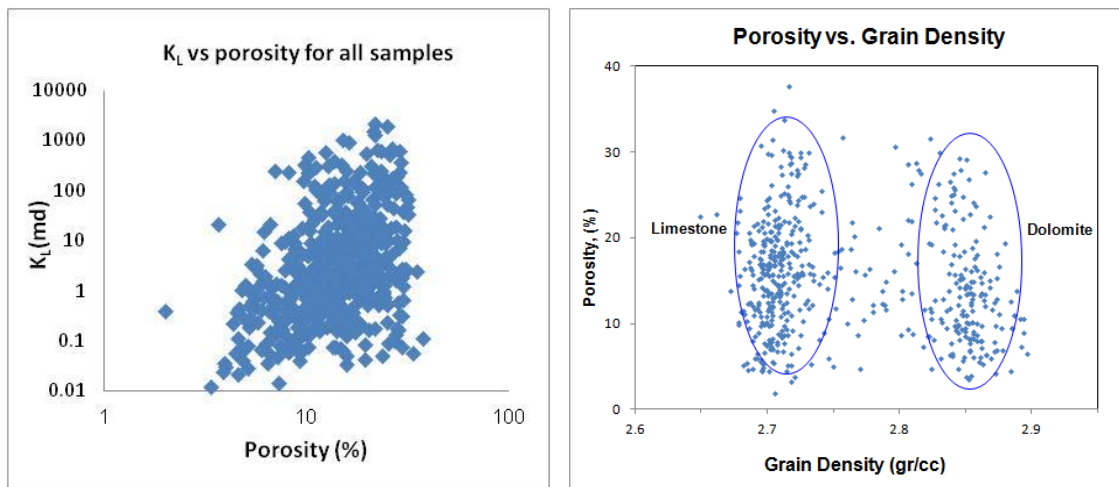
به منظور خارج ساختن آلودگی‌های حاصل از گل حفاری و هیدروکربورهای سبک و سنگین از داخل نمونه‌های مغزه، آنها را در دستگاه ساکسولت در تماس با یک حلال نفتی قرار داده و پس از حل شدن مواد هیدروکربوری در حلال، نمونه‌ها شسته و تمیز شدند. در این مطالعه از سیال تولوئن و متانول جهت عاری نمودن نمونه‌های پلاگ از هیدروکربور و آب سازندی استفاده شد و نمونه‌ها در آن معمولی خشک شدند.

نفوذپذیری مطلق گاز نمونه‌ها بر اساس قانون داری برای گازها و با اندازه‌گیری اختلاف فشار بین دو سر نمونه، دبی جریان و ابعاد نمونه‌ها بدست آمد. به منظور بدست آوردن میزان نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ (K_L معادل مایع)، مقادیر نفوذپذیری مطلق نسبت به هوا (K_{air}) در ۵ فشار متوسط (P_m) و در شرایط آزمایشگاهی یکسان (دمای محیط و فشار محدودکننده ۵۰۰ پام) اندازه‌گیری شده، و سپس بر روی نموداری مشابه با شکل (۱)، مقادیر نفوذپذیری مطلق نسبت به هوا در فشارهای متوسط مختلف ترسیم می‌گردد. از محل برخورد خط حاصل از امتداد نمودار با محور عمودی و یا به عبارت دیگر حالتی که مقدار فشار متوسط گاز به بی‌نهایت می‌رسد، می‌توان مقدار نفوذپذیری معادل مایع را بدست آورد. فشارهای متوسط تزریق به گونه‌ای

انتخاب شدند که در محدوده جریان داری باشند. در نهایت با بررسی و تحلیل نتایج حاصل از داده‌های آزمایشگاهی، روابط تجربی مقادیر (K_L) بر حسب (K_{air}) در نمونه‌های کربناته سازندهای مختلف از میدین جنوب غرب ایران ارائه شده است.

۴. بحث و بررسی

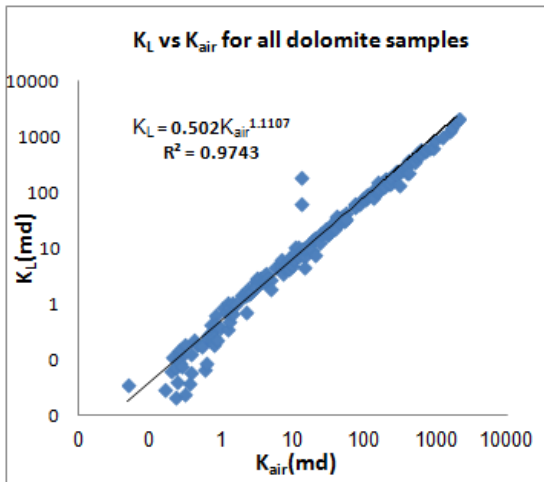
بر اساس بررسی‌های به عمل آمده، تاکنون رابطه‌ای بین نفوذپذیری مطلق هوا و نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ برای نمونه‌های کربناته ارائه نشده است. با توجه به نمودار شکل ۳ رابطه‌ای بین نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ و تخلخل نمونه‌ها مشاهده نگردید که تنوع زیاد خواص پتروفیزیکی نمونه‌های منتخب را می‌رساند. به توجه به تعداد زیاد نمونه‌ها و تنوع بافتی، ساختاری و ناهمگنی نمونه‌های کربناته مورد مطالعه، امکان تقسیم‌بندی نمونه‌ها بر اساس دسته‌بندی‌های ارائه شده توسط محققانی همچون آرچی (۱۹۵۲)، لوسیا (۱۹۸۳) و یا غیره در مقابل تغییرات نفوذپذیری نبود.



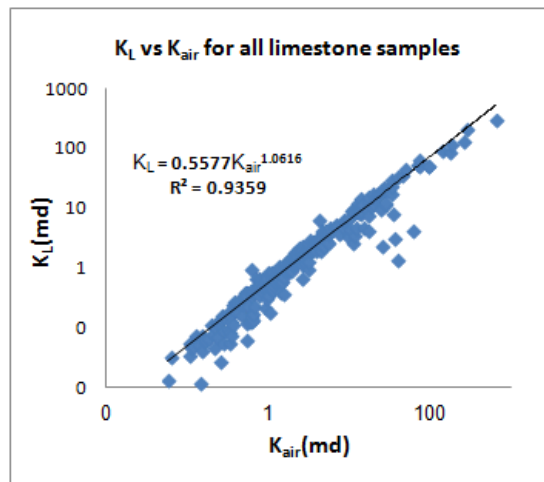
شکل ۲: نمودار تخلخل در مقابل چگالی دانه‌ای تمامی نمونه‌ها

شکل ۳: نمودار نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ در مقابل تخلخل تمامی نمونه‌ها.

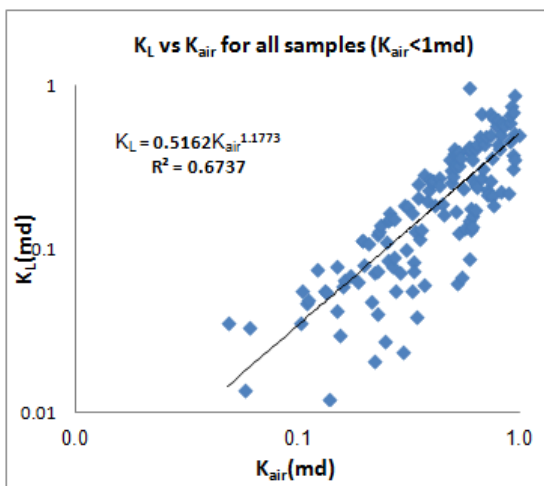
بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که توابع نمایی بهترین برازش را بر داده‌های نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ در مقابل نفوذپذیری مطلق هوا دارند. رابطه‌های بدست آمده بر اساس نوع سازند و مخزن، چگالی دانه‌ای (که معرف نوع سنگ می‌باشد) و مقادیر نفوذپذیری تقسیم‌بندی شده است (جدول ۱). همان‌طوری‌که در شکل ۲ مشاهده می‌گردد تقریباً "نیمی از نمونه‌ها سنگ آهک با چگالی دانه‌ای متوسط ۲/۷۲ و حدود نیم دیگر نیز دولومیت با چگالی دانه‌ای متوسط ۲/۸۶ می‌باشند و تعدادی نیز مابین این دو نوع سنگ قرار دارند. با توجه به تنوع خواص پتروفیزیکی نمونه‌های منتخب روابط بدست آمده را می‌توان در محدوده وسیع از خواص پتروفیزیکی مورد استفاده قرار داد.



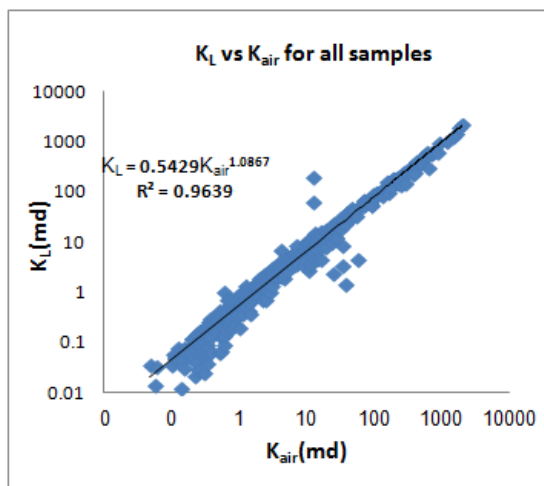
شکل ۵: نفوذپذیری مطلق هوا و نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ برای نمونه‌های دولومیتی.



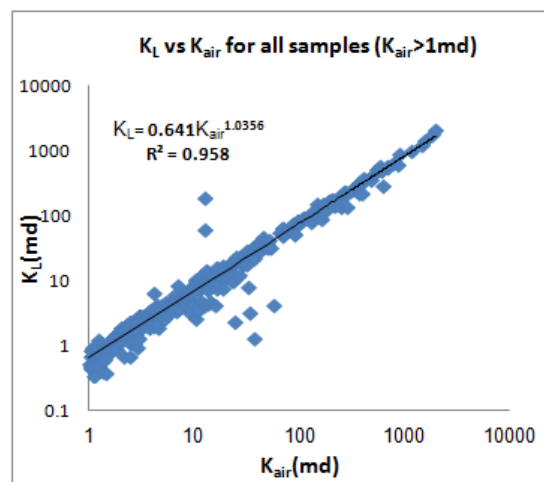
شکل ۴: نفوذپذیری مطلق هوا و نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ برای نمونه‌های آهکی.



شکل ۷: نفوذپذیری مطلق هوا و نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ برای نمونه‌های با نفوذپذیری کمتر از ۱ میلی



شکل ۶: نفوذپذیری مطلق هوا و نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ برای تمامی نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۸: نفوذپذیری مطلق هوا و نفوذپذیری تصحیح شده کلینکنبرگ برای نمونه‌های با نفوذپذیری بیشتر از ۱ میلی

چنان‌که در جدول ۱ و شکل‌های ۴ تا ۸ مشاهده می‌شود رابطه بدست آمده برای نمونه‌های با نفوذپذیری کمتر از ۱ میلی‌داری دارای پایین‌ترین ضریب همبستگی می‌باشد، ولی روابط دیگر دارای ضریب همبستگی بالایی می‌باشند. بنابراین با استفاده از روابط تجربی بدست آمده می‌توان بدون اندازه‌گیری مستقیم دستگاهی در آزمایشگاه، مقدار نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ را از روی نفوذپذیری مطلق هوا برای نمونه‌های سازندهای مختلف کربناته ایران بدست آورد. بدلیل آنکه نمونه‌های دارای نفوذپذیری کمتر از ۱ میلی‌داری به لحاظ بافت سنگ و اندازه حفرات در محدوده سنگ‌های متراکم مخازن هیدروکربوری قرار دارند و در اندازه‌گیری توسط دستگاه‌های آزمایشگاهی با خطای تعیین دقیق اختلاف فشار و دبی گاز عبوری مواجه می‌گردند، بنابراین در مدل تجربی دارای بیشترین خطا می‌باشند.

جدول ۱: روابط تجربی بدست آمده بین نفوذپذیری کلینکنبرگ و نفوذپذیری مطلق هوا برای نمونه سنگ‌های کربناته مطالعه شده.

تعداد نمونه پلاگ	نام سازند	رابطه تجربی
۱۰۳ عدد	سروک	$K_L = 0.6568K_{air}^{1.0942}$ $R^2 = 0.9613$
۱۰۲ عدد	فهلپان	$K_L = 0.5867K_{air}^{0.9732}$ $R^2 = 0.9124$
۳۳۶ عدد	کنگان	$K_L = 0.4957K_{air}^{1.122}$ $R^2 = 0.9731$
۵۴۱ عدد	تمامی نمونه‌های سنگی (سروک-فهلپان-کنگان)	$K_L = 0.5429K_{air}^{1.0867}$ $R^2 = 0.9639$
۱۴۱ عدد	سروک-فهلپان-کنگان با نفوذپذیری کمتر از ۱ میلی‌داری	$K_L = 0.5162K_{air}^{1.1737}$ $R^2 = 0.6737$
۴۰۰ عدد	سروک-فهلپان-کنگان با نفوذپذیری بیشتر از ۱ میلی‌داری	$K_L = 0.641K_{air}^{1.0356}$ $R^2 = 0.958$
۳۲۶ عدد	سروک-فهلپان-کنگان (آهکی)	$K_L = 0.5577K_{air}^{1.0616}$ $R^2 = 0.9359$
۱۹۶ عدد	سروک-فهلپان-کنگان (دولومیتی)	$K_L = 0.502K_{air}^{1.1107}$ $R^2 = 0.9743$

۵. نتیجه‌گیری

۱- تاکنون رابطه‌ای برای پیش‌بینی نفوذپذیری تصحیح‌شده کلینکنبرگ (معادل مایع) بر حسب نفوذپذیری مطلق هوا برای سنگ‌های کربناته، بخصوص ایران، ارائه نشده است. روابط بدست آمده در این مقاله با همبستگی بالا قابل استفاده برای پیش‌بینی نفوذپذیری معادل مایع از روی نفوذپذیری مطلق هوا که به طور معمول در آزمایشگاه‌های مغزه اندازه‌گیری می‌شوند کاربرد دارد.

۲- تابع نمایی $K_L = aK_{air}^b$ برازش خوبی را جهت تعیین نفوذپذیری کلینکنبرگ از نفوذپذیری مطلق هوا در سنگ‌های کربناته جنوب غرب ایران نشان می‌دهد. مقادیر a در محدوده‌ی ۰/۴۹۵۷ تا ۰/۶۵۶۸ و مقادیر b در محدوده‌ی ۰/۹۷۳۲ تا ۱/۱۲۲ می‌باشد.

- ۳- نتایج حاصل موکد این مطلب است که در سنگ‌های متراکم با گلوگاه‌ها و منافذ کوچک، پدیده لغزش گاز حائز اهمیت بیشتری است. همچنان که ضریب همبستگی پایین‌تری برای این نمونه‌ها بدست آمده است.
- ۴- با استفاده از روابط تجربی بدست آمده، بدون اندازه‌گیری مستقیم دستگاهی، می‌توان مقدار نفوذپذیری معادل مایع (کلینکنبرگ) نمونه‌های سازندهای مختلف کربناته ایران را تنها با داشتن نفوذپذیری مطلق هوا بدست آورد؛ که این امر از لحاظ زمان و هزینه مقرون به صرفه می‌باشد.
- ۵- نمونه‌های با نفوذپذیری کمتر از ۱ میلی‌داری دارای کمترین مقدار ضریب همبستگی می‌باشد (۰/۶۷۳۷). لذا نفوذپذیری پیش‌بینی شده با آن با خطای بیشتری مواجه است.
- ۶- با بدست آمدن داده‌های بیشتری از نفوذپذیری مطلق هوا و کلینکنبرگ از نمونه سنگ‌های مخازن کربناته ایران، روابط ارائه‌شده در آینده بهبود می‌یابد که توسط نویسندگان منتشر خواهد شد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله مراتب امتنان خود را از گروه پژوهش و فناوری سنگ و سیال پژوهشکده مهندسی نفت پژوهشگاه صنعت نفت به جهت حمایت از تحقیقات منتهی به این مقاله اعلام می‌دارند.

"هیئت تحریریه مجله از آقایان دکتر بهرام موحد و دکتر فرهاد خوشبخت که داوری مقاله را بر عهده داشته اند کمال تشکر و سپاس را دارد"

منابع

- [1] W. Tanikawa and T. Shimamoto (2006), Klinkenberg effect for gas permeability and its comparison to water permeability for porous sedimentary rocks, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 3, 1315–1338.
- [2] Klinkenberg, L.J. (1941). The permeability of porous media to liquids and gases. *API Drilling and Production Practice*, 200-213.
- [3] Ahmed, Tarek, (2001). *Reservoir Engineering Handbook-Ch. 4, Fundamental of rock properties, Second Edition, Gulf Professional Publishing.*
- [4] Yu-Shu Wu, K. Pruess and P. Persoff (1998,) Gas flow in porous media with Klinkenberg effects, *Transport in Poros Media* 32; 117-137.
- [5] Rushing, J.A., Newsham, K.E., Lasswell, P.M and Blasingame, T.A, (2004). Klinkenberg – corrected permeability measurement in tight gas sands: Steady state versus unsteady state techniques, *SPE*, No. 89867, 1-11.
- [6] Colin A. McPhee and Kevin G. Arthur (1991). *Klinkenberg permeability measurement problems and practical solutions, Edinburgh Petroleum Services Limited, UK.*
- [7] *Ultra-Permeameter 200A Operation Manual, Core Laboratories Instruments, USA, (1994).*
- [8] Archie, G. E. (1952). Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations, *AAPG Bulletin*, V.36: 278-98.
- [9] Lucia, F. J. (1983). *Petrophysical Parameters Estimated from Visual Descriptions of Carbonate Rocks: a Field Classification of Carbonate Pore Space. JPT: 629-37.*

Klinkenberg Permeability Prediction by Using Absolute Gas Permeability in Carbonate Hydrocarbon Reservoir Rocks of South-West of Iran

Hamid Sharifi Galiuk, Yaser Salimi Delshad

Abstract

Permeability is one of the main parameters in the study of hydrocarbon reservoirs which are needed to be measured correctly. The conventional methods are well testing and direct permeability measurement on the drilled core samples. Absolute air permeability of core plug samples is often measured in the laboratory which is cheap and fast.

The absolute air permeability of a rock sample depends on the flowing mean pressure and type of gas and varies with changing them. Hence, measuring liquid permeability of fully saturated core sample or determination of corrected gas permeability which is equivalent to the liquid permeability is essential. This needs to spend enough time and budget. Klinkenberg investigated the effect of gas slippage in porous media and measured absolute permeability of different gases in various mean pressures. He yielded an equation for correcting absolute gas permeability and defining equivalent liquid permeability.

The aim of this study was to present some practical relations for determining Klinkenberg corrected gas permeability of carbonate rocks by using their absolute air permeability, which has not been reported yet. For this purpose, Klinkenberg corrected gas permeability of 541 core plugs, with various petrophysical properties from different carbonate formations in the Southwest of Iran was measured. Exponential relations were obtained with very good correlation coefficients. Considering vast petrophysical properties of the studied samples, the yielded equations can be used to predict and determine equivalent liquid permeability of carbonate core samples of Southwest of Iran from their absolute air permeability.

Keywords: Equivalent Liquid Permeability (Klinkenberg), Absolute Air Permeability, Gas Slippage, Carbonate Reservoirs.

مقایسه‌ی پارامترهای پیرولیز راک-اول و بایومارکرها: مطالعه موردی سنگ منشا

هورن‌والی سیلتستون، مرکز استرالیا

مهدی شیرى^{۱*}، سیدرضا موسوی حرمی^۲، محمدرضا رضایی^۳، علی کدخدایی ایلخچی^۴

^۱ کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

^۲ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد

^۳ گروه مهندسی نفت، دانشگاه کرتین، پرس، استرالیا

^۴ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز

*Shiri2018@gmail.com

تاریخ دریافت: بهمن ۹۱، تاریخ پذیرش: شهریور ۹۲

چکیده

در این مطالعه تعداد ۴۴ نمونه از سنگ‌های رسوبی سازند هورن‌والی سیلتستون (Horn Valley Siltstone) از حوضه آمادئوس (Amadeus Basin) در مرکز استرالیا، به وسیله‌ی دو روش شیمیایی، پیرولیز راک-اول (R-E) و کروماتوگرافی گازی-اسپکترومتری جرمی (GC-MS) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند. این روش‌ها برای به دست آوردن پارامترهای مستقل از ترکیبات مواد آلی مانند بلوغ حرارتی و محیط رسوب‌گذاری استفاده می‌شوند. این مطالعه انطباق نزدیکی بین اطلاعات بدست آمده از پیرولیز راک-اول و بایومارکرها (biomarkers) چند حلقه‌ای مانند هپان‌ها (hopanes) و استرن‌ها (steranes) را نشان می‌دهد. پیرولیز RE و GC-MS نشان می‌دهد که رسوبات حوضه آمادئوس حاوی رخساره‌های غنی از مواد آلی در تمام سازند هورن‌والی سیلتستون می‌باشد و گواه روشنی بر کروژن نوع II است که در مرحله پنجره تولید نفت قرار گرفته است (اواخر دیانز - اواسط کاتاژنز). این پژوهش در حوضه آمادئوس، نشان می‌دهد که این روش‌ها بدون شک جهت ارزیابی صحیح پتانسیل نفت‌زایی سنگ‌های منشا و توصیف سریع ویژگی‌های ژئوشیمیایی رسوبات حاوی مواد آلی مناسب هستند و می‌تواند در حوضه‌های مشابه نیز مورد استفاده قرار گیرد.

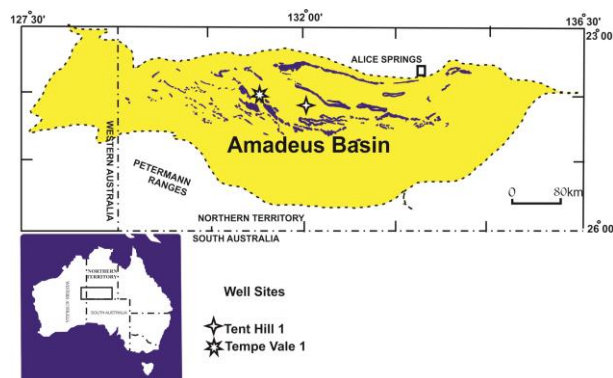
واژه‌های کلیدی: مواد آلی، پیرولیز Rock-Eval، گاز کروماتوگرافی، بایومارکر، هورن‌والی سیلتستون، استرالیا.

۱. مقدمه

سنگ منساهای بالقوه از نظر کمیت، کیفیت و میزان بلوغ حرارتی مواد آلی توصیف می‌شوند [۱]. در دهه‌های گذشته محققین زیادی [۲،۳،۴،۵،۶،۹،۱۰] از روش‌های مختلف پیرولیز برای بدست آوردن اطلاعاتی در رابطه با پتانسیل، بلوغ و نوع سنگ منشا در حوضه‌های رسوبی مختلف استفاده کرده‌اند. در میان این روش‌ها، پیرولیز راک-اول به عنوان یک روش استاندارد به طور گسترده در اکتشاف نفت استفاده می‌شود [۷،۸] که روش مناسبی برای ارزیابی پتانسیل نفت‌زایی رسوبات و برآورد سریع ویژگی‌های شیمیایی مواد آلی رسوبی می‌باشد [۹،۱۰].

از طرفی دیگر، مواد آلی حاوی ترکیبات خاصی از سنگ منشا بنام بایومارکرها می‌باشد. بایومارکرها دارای ساختار شیمیایی کاملاً مشخصی هستند که رابطه‌ی نزدیکی با مواد اولیه زیستی تولید شده به وسیله‌ی گیاهان، باکتری‌ها و جلبک‌ها دارند. بایومارکرها در حلقه‌ای پیچیده مانند هپان‌ها (hopanes) و استرن‌ها (steranes) در چند دهه‌ی اخیر به دلیل فوایدشان از قبیل تعیین نوع و کیفیت ماده‌ی آلی، شرایط رسوب‌گذاری (مانند شوری، اکسیدشدن و غیره)، تشخیص میزان بلوغ، میزان تجزیه زیستی و مطالعات سنگ‌شناسی مورد توجه بیشتری قرار گرفته‌اند. چنین خصوصیتی، بایومارکرها را به طور بالقوه‌ای در تطابق نفت‌ها با هم توانا ساخته است [۱۱،۱۲،۱۳،۱۴،۱۵،۱۶،۱۷].

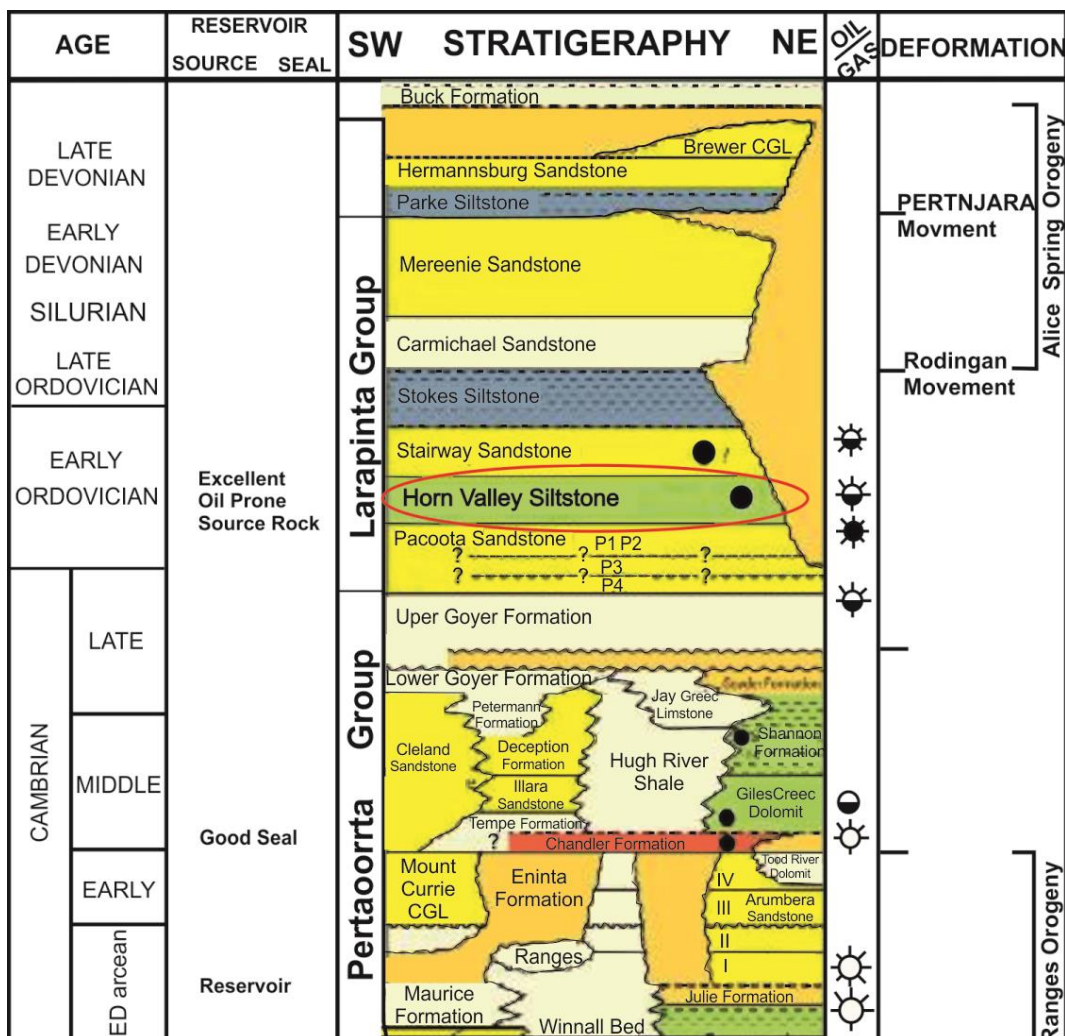
در این ارتباط، در سالهای اخیر به رسوبات هورن والی سیلتستون به عنوان منشا بسیاری از هیدروکربن‌های کشف شده در حوضه‌ی آمادئوس [۱۸،۱۹،۲۰،۲۱،۲۲،۲۳]، متعلق به گروه Larapinta در مرکز استرالیا که از طیف وسیعی از رخساره‌ها تشکیل شده و غرب تا شرق حوضه را در بر می‌گیرد، توجه خاصی مبذول داشته‌اند (شکل ۱). گروه لاراپینتا متشکل از پنج سازند است که عمدتاً سیلیسی آواری بوده و در یک دریای کم عمق درون کراتونی نهشته شده‌اند (شکل ۲).



شکل ۱: موقعیت حوضه آمادئوس، پراکنندگی رخنمون سازند هورن‌والی سیلتستون و موقعیت چاه‌های مورد مطالعه

برش سازند هورن والی سیلتستون در پیرامون حاشیه جنوبی حوضه غالباً کربناته است. در حالی که در شمال مرکزی، غالباً آواری با میان لایه‌های نازکی از کربنات است. مطالعات قبلی رسوب‌شناسی و چینه نگاری اردوویسین پیشین در استرالیای مرکزی حاکی از آن است که هورن والی سیلتستون در طول یک رخداد پیشروی-پسروی، در یک محیط شلف دریایی کم عمق نهشته شده است [۲۰]. حضور وسیع حفرات و رسوبات اکسیدشده در بالا و پایین گل‌سنگ سیاه نشان‌دهنده‌ی شرایط اکسیدی کف اقیانوس است و احتمالاً رخدادهای کوتاه دفن سریع رسوبات باعث کم شدن زمان اقامت و حفظ استثنایی مواد آلی شده است. و این امر باعث شده تا مواد آلی از دسترس موجودات حفار و تجزیه اکسیدی در امان بمانند. سنگ‌آهک بین لایه‌ای و گل‌سنگ‌ها حفظ ضعیفی از مواد آلی را نشان می‌دهند که احتمالاً درون یک شلف کم عمق آشفته با اکسیژن بیشتر نهشته شده‌اند.

به طور کلی سازند هورن والی سیلتستون بر روی سازند پاکوتا سندستون نهشته شده است و به وسیله‌ی ماسه‌سنگ‌های سازند استایروی پوشیده شده است. جز در شرق حوضه، که به صورت ناپیوسته به وسیله‌ی ماسه‌سنگ‌های مرینه پوشیده شده است مرزهای بین هورن والی سیلتستون و سازندهای بالا و پایین هر دو تدریجی هستند [۲۴] (شکل ۲).



شکل ۲: ستون چینه شناسی حوضه آمادئوس، استرالیای مرکزی (اقتباس از Dunmore (۲۰۱۰))

به طور کلی سازند هورن والی سیلتستون از ۴ لیتولوژی اصلی تشکیل شده است:

(۱) مادستون خاکستری تیره تا متوسط که غنی از مواد آلی بوده و نازک تا ضخیم لایه، که معمولا حاوی فسیل (شامل تریلوبیت و گراپتولیت) است.

(۲) کلسی لوتایت لایه‌ای که این لیتولوژی با لایه‌بندی موجی تا عدسی شکل مشخص می‌شود و ممکن است فسیل‌دار و تحت تاثر آشفستگی زستی نیز قرار گرفته باشد.

(۳) سنگ آهک سیلتی یا ندولار که مقدار سیلت در آن متغیر است (بیش از ۵۰ درصد) و دارای فسیل‌های فراوانی می‌باشد و توسط لایه‌بندی نامنظم و موجی مشخص می‌شود.

(۴) کوکوینا (Coquinas) که غنی از فسیل (تریلوبیت، براکیوپود، گاستروپود و غیره) بوده و گاهی فقط یک گونه در آن غالب است.

هدف اصلی این پژوهش تلاش برای درک بهتر نوع ماده‌ی آلی، محیط رسوب‌گذاری و بلوغ حرارتی آن، با استفاده از مقایسه‌ی روش‌های پیرولیز Rock-Eval و گاز کروماتوگرافی-اسپکترومتری جرمی (GC-MS) می‌باشد. امید است این مطالعه بتواند کمک شایانی به شناخت وضعیت سنگ منشا در این حوضه نموده و نیز روشی مناسب (مقایسه دو روش) برای ارزیابی سازندهای مولد نفت و گاز در ایران باشد.

۲. وضعیت زمین‌شناختی

حوضه‌ی آمادئوس در مرکز استرالیا و در بین طول‌های ۱۲۷° ۳۰' الی ۱۳۶° ۳۰' شرقی و عرض‌های ۲۳° ۰۰' الی ۲۶° ۰۰' جنوبی واقع شده است که باقیمانده‌ی یک فرورفتگی ساختاری درون قاره‌ای است که شامل ضخامتی از توالی‌های رسوبات پروتروزوئیک پسین تا پالئوزوئیک میانی می‌باشد [۲۲، ۲۳]. این حوضه در بخش جنوبی قسمت مرکزی استرالیا (Northern Territory) واقع شده که قسمت کوچکی از آن در استرالیای غربی قرار می‌گیرد (شکل ۱). طول شرقی-غربی آن حدود ۸۰۰ کیلومتر است و مساحتی در حدود ۱۷۰۰۰۰ کیلومترمربع را شامل می‌شود [۱۸]. این حوضه از شمال به وسیله‌ی کمپلکس آروناتا (Arunta) به سن پروتروزوئیک و از جنوب توسط کمپلکس موسگراو-من (Musgrave - Mann) و اولیاجنسیس (Olia Gneiss) محدود می‌شود [۲۳].

۳. مواد و روش‌ها

در این مطالعه تعداد ۴۴ نمونه از سازند هورن والی سلستون و از دو چاه Tempe Vale 1 (۲۵ نمونه) و Tent Hill 1 (۱۹ نمونه) مورد آنالیز پیرولیز راک-اول قرار گرفته است (جدول ۱). در این روش نمونه‌ها بلافاصله بعد از نمونه‌برداری، در دمای ۴۰°C خشک می‌شوند و برای تجزیه به پودر نرم آسیاب می‌شوند. سپس ماده‌ی آلی در غیاب اکسیژن (در حضور هلیوم یا نیتروژن) حرارت داده شده و جهت تولید و آزاد شدن هیدروکربن از مواد آلی و تعیین پتانسیل هیدروکربن‌زایی باقی مانده‌ی مواد آلی موجود در سنگ، به کار برده می‌شود. برای انجام این آنالیز از دستگاه راک-اول ۶ و روش Espitalie (۱۹۷۷) استفاده شده است.

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز راک-اول نمونه‌های مورد مطالعه دو چاه 1 Tempe Vale و 1 Tent Hill

Well NO	Depth(m)	TOC (wt %)	S1 (mgHC/ g rock)	S2 (mgHC /g rock)	HI (mgH C/g TOC)	PI	Tmax (deg C)
							Tempe Vale 1
	362.6	1.43	0.66	4.57	319.58	0.13	440
	363.04	1.15	0.59	3.31	287.83	0.15	435
	367.79	0.72	0.58	1.6	222.22	0.27	441
	368.68	3.37	6.81	12.75	378.34	0.35	443
	369.42	0.49	0.24	0.63	128.57	0.28	442
	374.6	0.33	0.07	0.22	66.67	0.24	445
	378.25	0.39	0.08	0.32	82.05	0.2	439
	380.48	0.45	0.16	0.41	91.11	0.28	448
	383.28	0.68	0.51	1.1	161.76	0.32	445
	400.41	0.42	0.26	0.52	123.81	0.33	447
	401.17	0.81	0.77	1.47	181.48	0.34	452
	403.72	0.95	0.64	1.53	161.05	0.29	450
	404.15	0.39	0.14	0.29	74.36	0.33	446
	407.59	4.09	7.01	12.15	297.07	0.37	448
	409.62	6.3	7.38	20.68	328.25	0.26	450
	416.77	1.22	1.95	3.76	308.2	0.34	442
	416.97	0.95	1.8	2.47	260	0.42	435
	420.08	0.72	0.65	1.03	143.06	0.39	451
	423	0.48	0.38	0.43	89.58	0.47	445
	425.69	0.4	0.13	0.28	70	0.32	448
	426.64	0.37	0.09	0.22	59.46	0.29	444
	428.46	0.45	0.12	0.32	71.11	0.27	447
	430.05	0.42	0.12	0.29	69.05	0.29	448
	438.41	0.57	0.2	0.73	128.07	0.22	446
	440.28	0.22	0.16	0.29	131.82	0.36	431
	Average	1.1108	1.26	2.8548	170.1	0.3004	444.32
Tent Hill							
1							
	1096.9	0.35	0.12	0.34	97.14	0.26	440
	1122.2	0.45	0.21	0.48	106.67	0.3	433
	1130	0.42	0.31	0.41	97.62	0.43	443
	1140	0.51	0.23	0.37	72.55	0.38	460
	1140.7	0.78	0.47	0.73	93.59	0.39	456
	1145	1.15	1.46	1.64	142.61	0.47	457
	1146.9	0.5	0.49	0.52	104	0.49	450
	1148.8	0.4	0.28	0.38	95	0.42	453
	1150.8	1.01	1.14	1.38	136.63	0.45	454
	1151.2	0.36	0.41	0.31	86.11	0.57	451
	1157.5	2.74	4.14	4.67	170.44	0.47	455
	1160.7	0.9	0.61	0.8	88.89	0.43	451
	1163.2	1.03	1.08	1.34	130.1	0.45	456
	1165.3	0.76	0.63	0.78	102.63	0.45	450
	1166.6	0.91	0.73	0.98	107.69	0.43	456
	1167.9	1.14	1.09	1.3	114.04	0.46	455

1172.3	0.42	0.22	0.24	57.14	0.48	453
1173.7	0.49	0.29	0.38	77.55	0.43	453
1196.6	0.28	0.11	0.2	70	0.3	455
Average	0.768421	0.737895	0.907895	102.6526	0.424211	451.6316

در این آزمایش، برنامه دمایی راک-اول، ۳۰۰ درجه سانتیگراد (به مدت ۳ دقیقه)، با نرخ افزایش ۲۵ درجه در دقیقه تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد بوده است. تعیین مقدار TOC به شیوه LECO CS244 انجام شد، و پارامترهایی نظیر پتانسیل زایش (genetic potential) (S1+S2)، شاخص زایش (production index) (S1/S1+S2)، شاخص هیدروژن (S2/TOC) و شاخص اکسیژن (S3/TOC) تعیین شدند.

هیدروکربن‌های الیفاتیکی (Aliphatic) به وسیله‌ی دستگاه GC-MS ترکیبی (HP 6890-HP 5973 MSD) مورد تجزیه قرار گرفتند. GC بوسیله یک ستون ۳۰ متری سیلیکای ترکیبی که با ۵٪ فنیل متیل سیل اکسان پوشیده شده و از هلیوم به عنوان یک گاز حامل با سرعت جریان ۱/۴ ml/min استفاده شده است، یک برنامه‌ی حرارتی ۲۹۰-۱۰۰°C با تقریب صعودی ۴°C/min بکار برده شد. نمونه‌ها به وسیله‌ی یک دستگاه تزریق کننده درجه حرارت ۲۸۰°C اشباع شدند. همچنین از طریق تصادم الکترون‌ها در ولتاژ ۷۰eV و زمان پویش ۲/۹ ثانیه و دامنه وضوح ۵۰-۵۵۰ amu آنالیز شدند. و ترکیب نسبی مربوط به ترکیبات خاص از طریق مناطق پیک برآورد شده‌اند. آنالیز نمونه‌های مورد مطالعه توسط Geoscience استرالیا انجام گرفت.

۴. نتایج و بحث

۴. ۱. منشأ مواد آلی و محیط رسوب گذاری

۴. ۱. ۱. داده های پیرولیز Rock-Eval

در طی این آنالیز چندین پیک شاخص در درجه حرارت‌های مختلف به دست می‌آید که هر کدام معنا و تفسیر خود را دربر دارد. S1 بخشی از پیک P1 است که مربوط به تبخیر ترکیبات هیدروکربنی آزاد موجود در سنگ می‌باشد، که در حرارت‌های زیر ۳۰۰°C تبخیر می‌شوند. این منطقه مقدار هیدروکربن‌های آزاد (نفت و گاز) موجود در سنگ را، بر حسب میلی‌گرم هیدروکربن در هر گرم سنگ به ما می‌دهد. S2 بخشی از پیک P2 است که مربوط به ترکیبات هیدروکربنی می‌شود که از شکستن حرارتی (cracking) کروژن ناشی می‌شوند (دمای بین ۳۰۰ تا ۶۰۰°C).

درجه حرارتی که پیک S2 در آن حداکثر است، درجه حرارت حداکثر (T_{max}) نامیده می‌شود. این بخش (S2) پتانسیل نفت باقی مانده در سنگ را بر حسب میلی‌گرم هیدروکربن در هر گرم سنگ بیان می‌کند. به علاوه S2 به تجزیه حرارتی مواد غیر فرار، اما قابل استخراج، مانند رزین و آسفالتین نیز مربوط می‌شود. پیک S3 بیانگر میزان CO₂ است که از شکسته شدن گروه‌های کربوکسیل و دیگر ترکیبات اکسیژن‌دار کروژن در دمای ۳۰۰ تا ۳۹۰°C حاصل می‌شود. شاخص HI عبارت است از نسبت S2 به TOC در سنگ، و یک پارامتر کلیدی سنگ منشأ است که در مدل‌سازی کمی، نوع و حجم هیدروکربن‌های تولید شده [۲۵] و طبقه‌بندی انواع کروژن استفاده می‌شود. شاخص اکسیژن OI از نسبت S3/TOC و شاخص پتانسیل هیدروکربن‌زایی PI از نسبت S1/S1+S2 بدست می‌آید.

در مطالعه حاضر، مقادیر S1 در یک طیف گسترده ۰/۰۷ تا ۷/۳۸ (میلی‌گرم هیدروکربن بر گرم سنگ) در چاه تمپه‌واله و ۰/۱۱ تا ۴/۱۴ در چاه نت‌هیل می‌باشد (جدول ۱). این مقادیر اشاره بر (الف) مقادیر قابل توجهی هیدروکربن از سنگ‌های منشأ به

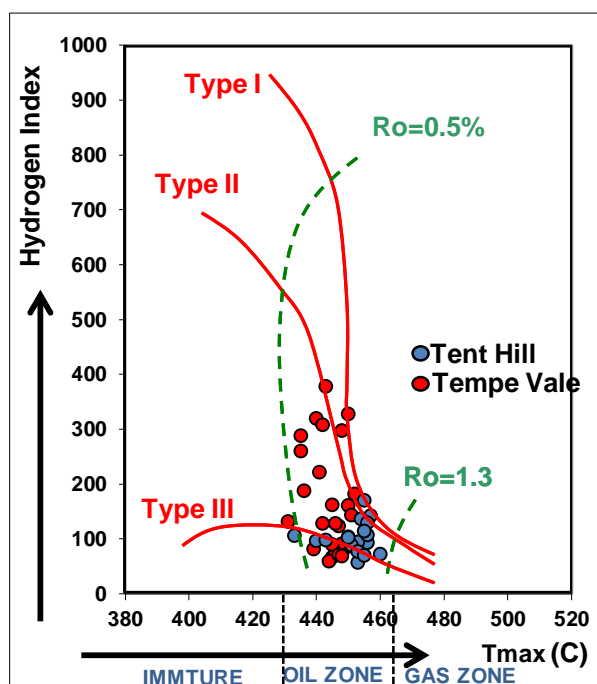
دلیل بلوغ حرارتی بالای مواد آلی در مناطق مطالعه شده تولید شده است، و یا (ب) اینکه هیدروکربن‌های تولید شده قبلاً مهاجرت نکرده و از سنگ‌های منشا دور نشده‌اند. بنابراین سنگ‌ها درجه بلوغ پایینی دارند.

مقادیر S2 از ۰/۲۲ تا ۲۰/۶۸ در چاه تمپه‌واله و از ۰/۲ تا ۴/۶۷ در چاه تنت‌هیل (با میانگین به ترتیب ۲/۸۵-۰/۹۰۷) در تغییر است (جدول ۱). بنابر این با این اطلاعات بدست آمده رسوبات بالغ‌اند.

در این تحقیق، میانگین مقادیر HI، در دو چاه مورد مطالعه به ترتیب ۱۷۰/۱-۱۰۲/۶۵ (mg HC/g TOC) است (جدول ۱)، که نشان دهنده بلوغ حرارتی خوب مواد آلی در سازند هورن والی سیلتستون می‌باشد. همچنانکه مقادیر T_{max} (مرحله کاتازنز تا شروع پنجره نفت) نیز این مطلب را تأیید می‌کند (شکل ۳).

تعیین بلوغ حرارتی برای مقادیر T_{max} انجام شد و پتانسیل سنگ‌منشا برای مقادیر $T_{max} < 435^{\circ}\text{C}$ ایمچور، و مقادیر T_{max} بین ۴۳۵-۴۶۰ درجه سانتیگراد به عنوان نشان‌دهنده پنجره نفتی تعیین شد (بر اساس [۱ و ۲۶]). چون مقدار T_{max} تحت تأثیر نوع کروژن و نیز مواد ماتریکس است، از این رو مقادیر آن به تنهایی برای تعیین پارامتر بلوغ کمتر قابل اطمینان است [۶].

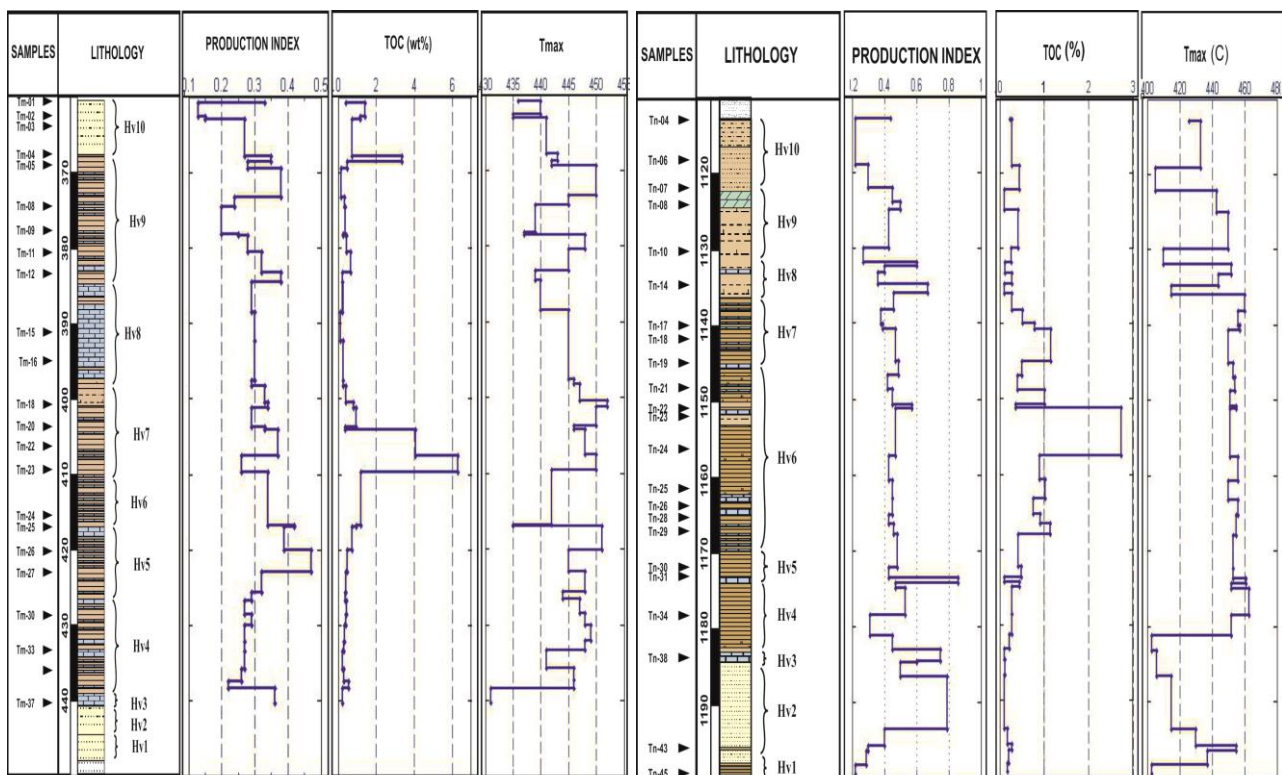
نتایج پیرولیز Rock-Eval از نمونه‌ها در دو چاه مورد مطالعه منبع یکسانی برای مواد آلی (نوع II) را نشان می‌دهند (شکل ۳). به علاوه، به نظر می‌رسد که هیچ هیدروکربنی با منشا خارجی به رخساره‌های غنی از ماده آلی هورن والی سیلتستون اضافه نشده است، که این ادعا به وسیله مقادیر S1 و شاخص تولید $(PI=S1/S1+S2)$ (جدول ۱) نشان داده شده است (نفت‌های مهاجرت یافته در سازند را می‌توان با مقدار S1 زیاد و TOC کم نشان داد). میانگین محتوای TOC به ترتیب در چاه تمپه‌واله ۱/۱۱، و در چاه تنت‌هیل ۰/۷۶ (جدول ۱) می‌باشد، که نوسان آشکاری را در مقادیر TOC رسوبات حوضه آمادئوس نشان می‌دهند (شکل ۴).



شکل ۳: نمودار تغییرات HI در مقابل T_{max} جهت تعیین نوع ماده آلی نمونه‌های مورد مطالعه سازند هورن والی سیلتستون

برخی از نمونه‌ها دارای مواد آلی اندک هستند ($< 1\text{wt}\%$)، اما نمونه‌های دیگر دارای مواد کربن‌دار زیادی هستند و مقادیر بالایی از TOC را نشان می‌دهد که این مقدار به ۶/۳ wt% در چاه تمپه‌واله می‌رسد (جدول ۱). به طور کلی مقدار پایین TOC به اثر اکسیدان محیط رسوب‌گذاری، و همچنین به مقدار و نوع ترکیب عنصری مواد آلی ذخیره شده اشاره دارد [۲۷]. در مقابل،

محیطی که کمتر اکسیدان است باعث حفظ بهتر مواد آلی در محیط رسوب‌گذاری می‌شود. در این رابطه، نتایج بدست آمده، مقدار TOC نسبتاً بالایی را مخصوصاً در ممبرهای لامینه‌ای HV5, HV6, HV7 سازند هورن والی سیلتستون نشان می‌دهد (شکل ۴). در ممبرهای با به هم ریختگی متوسط و زیاد (HV2, HV3, HV8)، به هم ریختگی به وسیله‌ی موجودات حفار و به دنبال آن عمل ترکیب اکسیژن با مواد آلی باعث اکسید شدن و از بین رفتن تقریباً تمام مواد آلی رسوبات در این قسمت‌ها شده است. مقدار مواد آلی باقی مانده در زیرلایه‌های ان‌اکسیک این ممبرها نیز احتمالاً توسط تجمعات میکروبی، شامل باکتری‌های تجزیه‌کننده سولفات، تجزیه شده‌اند. این می‌تواند به وسیله مقدار TOC کم در این ممبرها دیده شود (شکل ۴). سرنوشت مواد آلی در ممبرهای لامینه‌ای که تحت تاثیر به هم ریختگی موجودات حفار قرار نگرفته‌اند (HV5, HV6, HV7) کاملاً متفاوت است. در این ممبرها شواهد کمی از فعالیت‌های کند و کاو در رسوبات وجود دارد که نشانه عدم حضور موجودات حفار است و اگر موجوداتی هم بوده‌اند اثر آنها کم و محدود به چند میلیمتر بالایی بوده است که باعث حفظ مواد آلی و در نتیجه مقدار TOC بالا در این ممبرها شده است.



شکل ۴: نمودار چینه‌شناسی سازند هورن والی سیلتستون در دو چاه Tempe Vale 1 (چپ) و Tent Hill 1 (راست) به همراه موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و تغییرات TOC, PI, Tmax در هر چاه.

۴.۱. توزیع نرمال آلکان‌ها (m/z ۹۷)

در این مطالعه، فراگمنتوگرامها (m/z ۹۷ fragmentograms) نشان می‌دهد که در هیدروکربن‌های موجود در رسوبات هورن والی سیلتستون، عدد کربن بین ۹ تا ۲۱ در نوسان است (شکل ۵). پارافین‌های با عدد کربنی فرد در سنگ منشأ اردوویسین غالب هستند [۲۸]. به طور کلی برتری عدد کربنی فرد نسبت به زوج در هورن والی سیلتستون بطور تیبیک همانند بسیاری از سنگ‌های منشأ اردوویسین و نفت‌های خام جهان می‌باشد [۲۹]. واضح است که آلکان‌های نرمال با وزن ملکولی پایین‌تر ($C_{۲۱}$) از جلبک‌ها و باکتری‌ها سرچشمه می‌گیرند [۳۰]. در حالی که آلکان‌های با وزن مولکولی بالا ($C_{۳۳}$) بیشتر از موم

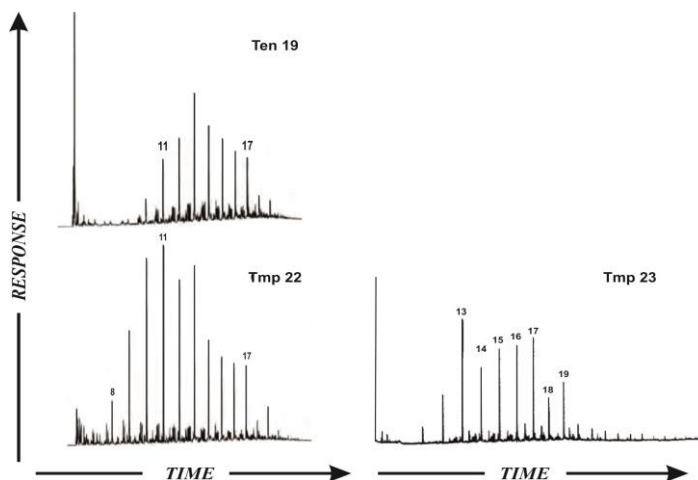
گیاهان عالی تر ناشی می‌شوند [۳۱]. در کل، سری‌های آلکان $n-C_{15}-n-C_{20}$ به منبع آلی میکروارگانیسم‌ها و جلبک‌ها مربوط می‌شوند. در صورتی که در جلبک‌های دریایی اکثریت با آلکان‌های نرمال زنجیره کوتاه ($n-C_{20}-n-C_{26}$) است [۱۷]. از طرفی دیگر، توزیع آلکان‌های نرمال با فراوانی کم isoprenoid ها (پرستان و فیتان)، می‌تواند گواهی بر بلوغ حرارتی بالای رسوبات حوضه آمادئوس باشد (شکل ۵).

۴.۱.۳ توزیع (m/z ۲۱۷) استران‌ها

کروماتوگرافی جرمی برای نمونه‌های نماینده در شکل ۶ نشان داده شده است. پیک‌های طبقه‌بندی شده در جدول ۲ به طور مختصر بیان شده است. در نمونه‌های حوضه آمادئوس (به ویژه چاه تنت هیل) مقدار کمی استران مشاهده شد. شکل ۶ توزیع استران $C_{27}-C_{29}$ را نشان می‌دهد. نسبت فراوانی $C_{27}:C_{28}:C_{29}$ از نمونه تا نمونه تغییراتی را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشخص شده، توزیع استران‌ها می‌تواند به عنوان یک ابزار کارآمد در تشخیص رخساره منشا به منظور دسته‌بندی نفت‌های یک منطقه بر اساس رابطه زایشی استفاده شوند [۱۷]. فراوانی استران‌های C_{29} مربوط به یک منشا قاره‌ای می‌باشد. در حالی که فراوانی C_{27} و C_{28} به ترتیب نشان‌دهنده فراوانی فیتوپلانکتون دریایی و جلبک دریایی می‌باشد [۱۳]. از توزیع برابر استران‌های C_{27} ، C_{28} ، C_{29} ، اغلب بعنوان سه بعد مثلث در نشان دادن شباهت و تفاوت رخساره‌های منشا در میان نفت خام‌های مورد نظر استفاده می‌شوند. یک برتری ناچیز در C_{29} در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد، اما از آنجایی که رسوبات اردوئوسین قبل از وقوع گیاهان آوندی تشکیل شده‌اند [۳۲]، نمی‌توان این برتری را به ورود از گیاهان خشکی نسبت داد. از طرفی دیگر، در سایر نمونه‌ها نسبت استران C_{27}/C_{29} بیشتر می‌باشد. با در نظر گرفتن این که استران‌های C_{27} و استران‌های C_{29} به ترتیب به منشاهای دریایی و خشکی مربوط می‌شوند [۲۷،۳۳] بنابراین اطلاعات موجود دریایی بودن منشا مواد آلی حوضه آمادئوس را تایید می‌کند. این فرضیه به وسیله اطلاعات پیرولیز نیز تایید شده است.

۴.۱.۴ توزیع هپان‌ها (Hopanes) (m/z ۱۹۱)

در همه نمونه‌های آنالیز شده، هپان‌ها مقدار بیشتری نسبت به استران‌ها نشان می‌دهند. معمولاً "ترین‌های سه حلقه‌ای (Tricyclic terpanes) در اکثر نفت‌ها یافت می‌شوند [۱۷].



¹ $5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H)-20R-Steranes$

² $C_{27}/C_{29} (5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H)-20R-Steranes)$

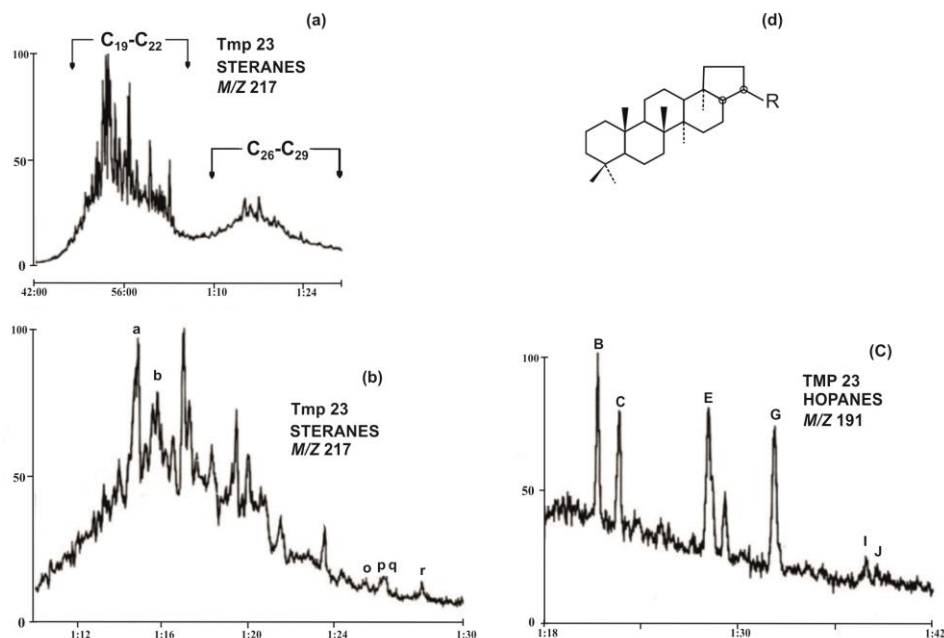
شکل ۵: نمودار کروماتوگرام جرمی (m/z 199) شکست هیدروکربن‌های آلیفاتیک برای برخی از نمونه‌های مطالعه شده از دو چاه Tempe Tent Hill 1 و Vale 1

شکل ۶ (c) کروماتوگرام یون m/z ۱۹۱ برای واکنش ملکولی هیپان C_{27} , C_{29} - C_{31} را نشان می‌دهد. معمولاً "ترین‌های سه حلقه‌ای (محدوده $17\alpha(H)$, $21\beta(H)$ -hopanes) از ارگانوسم‌های پروکاریوت مشتق شده‌اند [۳۴]. آکونیون‌تو و همکاران (۱۹۸۳) توزیع ترین‌های ۳ حلقه‌ای در نفت‌ها و سنگ منشاهای تشکیل شده در محیط‌های رسوبی گوناگون را بررسی کرده و نشان دادند که عضو C_{23} اغلب در نفت خام‌هایی با منشا دریایی وجود دارند. در حالی که اعضای C_{19} و C_{20} بیشتر به نفت‌هایی با منشا خشکی محدود می‌شوند. در این مطالعه، ترین‌های ۳ حلقه‌ای در تمامی نمونه‌ها یافت شده‌اند. ترین ۳ حلقه‌ای C_{24} نیز در مواد آلی مورد مطالعه در آمادئوس وجود دارند (شکل ۶). در نمونه‌های هورن والی سیلتستون حضور ترین ۳ حلقه‌ای (C_{23}) و نبود ترین ۴ حلقه‌ای (C_{24}) منعکس‌کننده‌ی دریایی بودن مواد آلی در این سازند می‌باشد.

۴. ۲. تکامل حرارتی مواد آلی

۴. ۲. ۱ حداکثر حرارت پیرولیز (T_{max})

T_{max} درجه حرارتی است که پیک S_1 به بیشترین مقدار خود می‌رسد. T_{max} نشانه مفیدی برای ارزیابی بلوغ حرارتی سنگ منشا می‌باشد. واضح است که با تکامل حرارتی T_{max} نمونه در حال پیرولیز تغییر می‌کند. در این مطالعه، تشخیص بلوغ حرارتی با استفاده از مقدار T_{max} ، تفاوت اندکی بین ۲ چاه نشان می‌دهد. نمونه‌های چاه تنت هیل مقدار T_{max} بالاتری دارند که به $63^\circ C$ می‌رسد، در حالی که نمونه‌های چاه تمپه‌واله مقدار T_{max} پایین‌تری (حداکثر $52^\circ C$) دارند (جدول ۱). در کل، هم‌ی مقادیر T_{max} نشان می‌دهند که مواد آلی، به یک بلوغ حرارتی نسبتاً خوب در حوضه آمادئوس رسیده‌اند، که به انتهای دیاژنز تا اواسط کاتازنز مربوط می‌شود.



شکل ۶: (a) کروماتوگرام مربوط به توزیع استرن‌های C_{19} - C_{22} و C_{26} - C_{29} (m/z 217) نمونه Tmp 23 از چاه تمپه‌واله ۱. (b) کروماتوگرام توزیع استرن‌های C_{27} - C_{29} (m/z 217) نمونه Tmp 23. (c) کروماتوگرام مربوط به توزیع هیپان‌های C_{27} و C_{29} - C_{31} (m/z 191) نمونه Tmp 23 از چاه تمپه‌واله ۱. (d) ساختمان مولکولی یک هموپان ($17\alpha(H)21\beta(H)$ -homohopane (22R)).

۴. ۲. ۲. پارامترهای بلوغ استران‌ها

یکی از کاربردهای استران‌ها در شیمی آلی تعیین بلوغ حرارتی بر پایه‌ی تاثیر حرارت بر پیچیدگی ساختمان آنها می‌باشد. تنها پیکره R در C-20، (20R نامیده می‌شود) که در مواد متشکله‌ی استروئید در موجودات زنده پیدا شده است [۱۷]، بتدریج در طی بلوغ تدفینی به ترکیبی از S و R تبدیل می‌شود و با افزایش بلوغ این نسبت نیز افزایش می‌یابد به طور کلی نسبت‌های [20S/(20S/20R)] برای استران‌های C₂₉ بلوغ استران‌ها را با اطمینان بیشتری نسبت به سایر روش‌ها نشان می‌دهند [۱۳]، و می‌توان با اندازه‌گیری این نسبت از آن برای تعیین بلوغ حرارتی استفاده کرد.

پارامتر دیگر مچوریتی که از استران‌های منظم C₂₉ ناشی می‌شود، نسبت استران (sterane 5 α (H),14 β (H),17 β (H) C₂₉) به استران (sterane 5 α (H),14 α (H),17 α (H) C₂₉) می‌باشد که به صورت نسبت $\alpha\beta\beta$ به $\alpha\beta\beta+\alpha\alpha\alpha$ بیان می‌شود. همان طور که بلوغ افزایش می‌یابد، شکل $\alpha\alpha$ که به طور زیستی تولید شده است به تدریج به ترکیبی از $\alpha\alpha$ و $\beta\beta$ تبدیل می‌شود. این نسبت تا حدودی برای رسیدن به تعادل از نسبت 20S/(20S/20R) کندتر است. بنابراین در سطوح بالای بلوغ کارآمدتر است و می‌توان از آن استفاده کرد.

در مطالعه‌ی حاضر، نسبت 20S/(20S/20R) برای استران‌های $\alpha\beta\beta$ -C₂₉ و نسبت $\alpha\beta\beta/(\beta\beta+\alpha\alpha)$ برای استران‌های 5 α -C₂₉ در نمونه‌های سازند هورن والی سیلتستون افزایش می‌یابد و به ترتیب محدوده‌ای بین ۰/۵۴-۰/۴۸ و ۰/۵۵-۰/۵۱ را دارند که بیانگر این است که نفت این رسوبات غالباً در پیک پنجره تشکیل نفت تولید شده‌اند. یعنی همان نتیجه‌ای که به وسیله‌ی مقادیر T_{max} و نمودار T_{max}/HI نشان داده شد (شکل‌های ۳ و ۴).

جدول ۲: نسبت مولوکولی بایومارکرها در نمونه‌های مورد مطالعه سازند از هورن والی سیلتستون.

SAMPLE	TRICYCLICS ¹ C ₂₆ /T _m +T _s	HOPANES ² T _m /T _s	HOPANES ³ % $\alpha\beta$ C ₃₀	HOPANES ⁴ 3-Me C ₃₁ /C ₃₀	HOPANES ⁵ %S 22 C ₃₁
Tmp 5	0.32	0.98	>95	0.10	55
Tmp 22		0.94	>95	0.07	57
Tmp 23	0.43	0.65	>95	0.02	68
Ten 7					
Ten 19					
Ten 24		0.56	>95		58
Ten 29	0.38	0.59	>95	0.05	68

۴. ۲. ۳. پارامترهای بلوغ هپان‌ها (Hopanes)

اغلب از دو تریسترپان 17 α (H)-22,29,30-trisnorhopane که T_m نامیده می‌شود و 18 α (H)-22,29,30-trisnorhopane که T_s نامیده می‌شود برای ارزیابی بلوغ رسوبات استفاده می‌شود [۱۳،۳۶]. فراوانی T_s نسبت به T_m به دو عامل بلوغ و کانی‌شناسی سنگ منشا وابسته است [۳۷]. T_m مقاومت نسبتاً کمتری از T_s در طول بلوغ نشان می‌دهد. بنابراین، نسبت T_s به T_m معیاری برای تشخیص منبع، مقدار بلوغ و برای تعیین شاخص‌های همبستگی می‌باشد [۳۸].

T_m/T_s=1 به عنوان حدی بین مواد آلی نابالغ (T_s/T_m<1) و بالغ (T_s/T_m>1) مطرح شده است [۳۳]. در حوضه‌ی آمادئوس مقدار نسبت T_m/T_s در طیف ۰/۵۶-۰/۹۸ تغییر می‌کند (جدول ۲). این طیف وجود نفت نسبتاً بالغ (و بلوغ بیشتر Tent Hill 1 نسبت به Tempe Vale 1) در رسوبات چنین منطقه‌ای را تایید می‌کند. شیمی فضایی در مرکز کایرال C₂₂ (قسمتی از ساختمان سه بعدی یک مولکول که نمی‌تواند بر روی تصویر آن نشان داده شود) زنجیره کناری هپان‌های توسعه‌یافته

(homohopanes or extended hopanes) روشی است که اندازه‌گیری بلوغ ثانویه را فراهم می‌کند [۱۷]. مواد جدیدی که به روش زیستی از هپان‌ها تولید می‌شوند دارای ساختمان R در موقعیت C₂₂ می‌باشند (22R نامیده می‌شوند) (شکل ۶ d). اجزای 22R به تدریج به یک ترکیب مرکب از دیاستریومرهای 22R و 22S تبدیل می‌شود. بنابراین، معمولاً "هوموهپان‌های C₃₁ یا C₃₂ برای محاسبه‌ی نسبت 22S/(22S+22R) استفاده می‌شوند. نسبت 22S/(22S+22R) از ۰ تا حدود ۰/۶ (تبادل = 0.57-0.62) در طول بلوغ افزایش می‌یابد. رسوبات با سطح بلوغ برابر با Ro=0.6%، نسبت‌های 22S/(22S+22R)، در طیف 0.5-0.57 را نشان می‌دهند [۱۳].

در مطالعه‌ی حاضر، نسبت 22S/(22S+22R) برای C₃₁ 17 α -hopanes در نمونه‌های بدست آمده از سازند هورن والی سیلتستون از ۰/۵۱ تا ۰/۶ متغیر می‌باشند. همچنین شباهت این مقادیر برای همه‌ی نمونه‌ها نشان می‌دهد که مواد آلی هورن والی سیلتستون به مرحله‌ی خوبی از بلوغ حرارتی رسیده‌اند. در مورد نمونه‌های مطالعه شده، این نسبت به وسیله‌ی اطلاعات پیرولیز Rock-Eval تایید شده است (T_{max}: 433-455°C).

۵. نتیجه‌گیری

مقایسه‌ی ژئوشیمیایی بین پیرولیز R-E و پارامترهای بایومارکرها نشان می‌دهد که نتایج حاصل از این دو روش می‌تواند در تائید یکدیگر استفاده شوند.

مقایسه بین نتایج حاصل از پارامترهای بایومارکرها و پیرولیز برای نمونه‌های مورد مطالعه از سازند هورن والی سیلتستون، منعکس کننده‌ی دریایی بودن مواد آلی حوضه آمادئوس می‌باشد که از جلبک‌ها و باکتری‌ها منشا گرفته‌اند.

تلفیق نتایج پیرولیز R-E و GC-MS نشان می‌دهد که مواد آلی هورن والی سیلتستون به مرحله‌ی خوبی از بلوغ حرارتی رسیده‌اند (مرحله کاتازنز تا شروع پنجره نفت). مواد آلی درج‌ازا می‌باشند و نفت این رسوبات غالباً در پیک پنجره‌ی تولید نفت معمول تولید شده است.

در ممبرهای با حفاری زیاد هورن‌والی سیلتستون HV2, HV3, HV8 به هم ریختگی به وسیله‌ی موجودات حفار و وابستگی به فرایندهای اکسیژن خواه تقریباً باعث زدودن تمام مواد آلی از رسوبات شده است.

استفاده از روش‌های پیرولیز R-E و GC-MS دست‌یابی به توصیف خصوصیات و دسته‌بندی مواد آلی بر طبق منشا آنها را امکان‌پذیر می‌سازد و برای توصیف ویژگی‌های ژئوشیمیایی مواد آلی مانند محیط رسوب‌گذاری، منشا و تشخیص تاریخچه بلوغ مواد آلی بسیار مفید می‌باشند.

تشکر و قدردانی

از آقای دکتر Michael Wiltshiremike مسئول روابط عمومی شرکت Occam Technology استرالیا به خاطر دراختیار گذاشتن بخشی از داده‌های مورد نیاز و راهنمایی‌های ارزنده‌شان صمیمانه قدردانی می‌شود.

"هیئت تحریریه مجله از آقایان دکتر محمدرضا کمالی و دکتر اسدا... محبویی که داوری مقاله را بر عهده داشته‌اند کمال تشکر و سپاس را دارد"

منابع

- [1] Bordenave, M.L., Espitalie, J., Leplat, P., Oudin, J.L., Vandenbroucke, M; 1993; *Screening techniques for source rock evaluation*. In: Bordenave, M.L. (Ed.), Applied Petroleum Geochemistry. Editions Technip, Paris, 219–224.
- [2] Barker, C; 1974; *Pyrolysis techniques for source rock evaluation*. *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, 58, 2349-2361.
- [3] Larter, S.R., Douglas, A.G. 1982. Pyrolysis methods in organic geochemistry: An overview. *J. Anal. Appl. Pyrol.*, 4, 1-19.
- [4] Horsfield, B. 1985. Pyrolysis studies in petroleum exploration. In: *Advances in Petroleum Geochemistry* (eds J. Brooks and D. Welte), Academic Press, New York., 1, 247-298.
- [5] Peters, K.E., Simoneit, B.R.T; 1982; *Rock-Eval pyrolysis of Quaternary sediments from Leg 64, sites 479 and 480, Gulf of California*. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project., 64, 925-931.
- [6] Peters, K.E; 1986; *Guidelines for evaluating petroleum source rocks using programmed pyrolysis*. American Association of Petroleum Geologists Memoir., 70, 329.
- [7] Lafargue, E. and Burwood, R. 1997. Improved source rock characterisation utilizing Rock-Eval 6 derived Oxygen Indices. In: 18th Int. Meeting on Org. Geoch. Sept. 22-26, 1997, Maastricht, Book of abstracts, 727-728.
- [8] Lafargue, E., Espitalié, J., Marquis, F., Pillot, D; 1998; *Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production and in soli contamination studies*: *Revue de l'Institut Français du Pétrole.*, 53, no. 4, 421-437.
- [9] Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, F; 1977; *Methode rapide de caracterisation des roches meres, de leur potentiel petrolier et de leur degre d'evolution*. *Revue Institut Franc-ais du Petrole.*, 32, 23–42.
- [10] Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F; 1985; *La pyrolyse Rock-Eval et ses applications*. *Revue Institut Franc-ais du Petrole*, Part I., 40, 563–578; Part II., 40, 755–784.
- [11] Waples, D.W., Machihara, T; 1991; *Biomarkers for geologists-apractical guide to the application of steranes and triterpanes in petroleum geology*. American Association of Petroleum Geologists., 9, 91.
- [12] Isaksen, G.H; 1993; *Organic geochemistry of paleodepositional environments with predominance of terrigenous higher-plant organic matter*. In: Huc, A.-Y. (Ed.), *Paleography, Paleoclimate, and Source Rocks*, vol. 40. AAPG, pp. 81–104.
- [13] Peters, K.E., Moldowan, J.M. (Eds.), 1993. *The Biomarker Guide*. Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 363.
- [14] Moldowan, J.M; 1994; *The molecular fossil record of oleanane and its relation to angiosperms*. *Science* 265, 768–771.
- [15] Willsch, H., Radke, M; 1995; *Distribution of polycyclic aromatic compounds in coals of high rank*. *Polycyclic Aromatic Compound*
- [16] Kruege, M.A; 2000; *Determination of thermal maturity and organic matter type by principal components analysis of the distributions of polycyclic aromatic compounds*. *Coal Geology* 43, 27–51.
- [17] Arfaoui, A., Montacer, M., Kampun, F., Rigane, A; 2007; *Comparative study between Rock-Eval pyrolysis and biomarkers parameters: A case study of Ypresian source rocks in central-northern Tunisia*. *Marine and Petroleum Geology.*, 24, 566–578.
- [18] Gorter, J. D; 1984; *Source potential of the Horn Valley Siltstone, Amadeus Basin*. The Australian Petroleum Exploration Association., 24(1), 66-90.
- [19] Jackson, K. S., Mckirdy, D. M., Deckelman, J. A; 1984; *Hydrocarbon generation in the Amadeus Basin, central Australia*. The Australian Petroleum Exploration Association., 24(1), 42-65.
- [20] Summons RE and Powell TG; 1991; *Petroleum source rocks of the Amadeus Basin*. Bureau of Mineral Resources, Australia, Bulletin 236, 511–523.
- [21] Marshall TR; 2003; *Petroleum systems and source rocks in the Amadeus Basin, Northern Territory*: in Cowie M (editor) 'Queensland 2003 exploration and development.' Petroleum Exploration Society of Australia (Qld/NT) 2003 Symposium, 37–42.
- [22] Marshall TR; 2004; *A review of source rocks in the Amadeus Basin*. Northern Territory Geological Survey, Record 2004-008.
- [23] Marshall TR and Dyson IA; 2007; *Halotectonics – a key feature of Amadeus Basin Development*: in Munson TJ and Ambrose GJ (editors) 'Proceedings of the Central Australian Basins Symposium (CABS), Alice Springs, Northern Territory, 16–18 August, 2005.' Northern Territory Geological Survey, Special Publication 2 (this volume).
- [24] Wells, A. T., Forman, D. J., Ranford, L. C., Cook, P. J; 1970; *Geology of the Amadeus Basin, central Australia*. Bureau of Mineral Resources, Australia, Bulletin., 100, 216.
- [25] Pepper, A.S., Corvi, P; 1995; *Simple kinetic models of petroleum formation*. Part I: Oil and gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology* 12, 291–319.

- [26] Peters, K.E., and M.R., Cassa, 1994, Applied source rock geochemistry. In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (Eds.), *The Petroleum System - From Source to Trap: American Association of Petroleum Geologists Memoir.*, 60, 93-120.
- [27] Tissot, B.P., and D.H., Welte, 1984, *Petroleum Formation and Occurrence* (second ed), Springer, New York.
- [28] Fowler, M.G; 1992; *The influence of Gloeocapsomorpha prisca on the organic geochemistry of oils and organic-rich rocks of Late Ordovician age from Canada*. In: Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberley, M.M., McKirdy, D.M., Trudinger, P.A. (Eds.), *Early organic evolution: implications for mineral and energy resources*. Springer-Verlag, Berlin, 336-356.
- [29] Reed, J., Illich, H.A., Horsfield, B; 1986; *Biochemical evolutionary significance of Ordovician oils and their source*. *Advances in Organic Geochemistry.*, 10, 347-358.
- [30] Wakeham, S.G; 1990; *Algal and bacterial hydrocarbons in particulate matter and interfacial sediment of the Cariaco Trench*. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 54, 1325-1336.
- [31] Haug W.Y., Meinchein W.G; 1979; *Sterols as ecological indicators*. *Eochemica et Cosmochemica Acta.* 43: 739-745.
- [32] Estewart W. N; 1983; *Paleobotany and the Evolution of Plants*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 405.
- [33] Waples, D.W. (Ed.); 1985; *Geochemistry in Petroleum Exploration*. Reidel Publishing Company, Boston, 232pp.
- [34] Ourisson, G., Albrecht, P., Rohmer, M; 1982; *Predictive microbial biochemistry from molecular fossils to prokaryotic membranes*. *Trends in Biochemical Science.*, 7, 236-239.
- [35] Aquino Neto, F.R., Trendel, J.M., Restle, A., Connan, J., Albrecht, P.A., 1983. Occurrence and formation of tricyclic and tetracyclic terpanes in sediments and petroleum. In: Bjorøy, M. (Ed.), *Advances in Organic Geochemistry*. *Tetrahedron Letters.*, 23, 659-667.
- [36] Rullkotter, J., Marzi, R; 1988; *Natural and artificial maturation of biological markers in a Toarcian shale from northern Germany*. *Organic Geochemistry.*, 13, 639-645.
- [37] Philp, R.P., Fan, Z; 1987; *Geochemical investigation of oils and source rocks from Qianjing Depression of Jianhan Basin, a terrigenous saline basin, China*. *Organic Geochemistry.*, 11, 549-562.
- [38] Hostettler, F.D., Pereira, W.E., Kvenolden, K.A., van Geen, A., Luoma, S.N., Fuller, C.C., Anima, R; 1999; *A record of hydrocarbon input to San Francisco Bay as traced by biomarker profiles in surface sediment and sediment cores*. *Marine Chemistry.*, 64, 115-127.

Comparative study between Rock-Eval pyrolysis and biomarkers parameters: A case study of Horn Valley Siltstone source rock in central- Australia

Mahdi Shiri; Reza Moussavi-Harami; Mohammadreza Rezaee
and Ali Kadkhodaie-Ilkhchi³

Abstract

In this study 44 Sedimentary rock samples from the Amadeus Basin, in southern portion of the Northern Territory, Australia, were analyzed by two well-proven organic geochemical methods: Rock-Eval (RE) pyrolysis and gas chromatography–mass spectrometry (GC–MS) analysis. These techniques were used to obtain independent parameters on organic matter composition, its thermal maturity, and environment of deposition. This study reveals a close concordance between Rock-Eval pyrolysis data and polycyclic biomarkers parameters such as steranes.

RE pyrolysis in conjunction with GC–MS analysis show that the Amadeus Basin sediments contain a variable but notable organic-rich facies in the Horn Valley siltstone and prove an unequivocal evidence for Type-II organic matter, which lies dominantly to the peak stage of the conventional oil window (end of diagenesis-middle of catagenesis). The case study from the Amadeus Basin shows that these methods remain undoubtedly suitable for a good assessment of the petroleum potential of source rocks and rapid geochemical characterization of sedimentary organic matter, and can be used in other similar basins.

Keywords: Organic matter; Rock-Eval pyrolysis; Liquid chromatography; GC–MS; Biomarker; Horn Valley Siltstone; Australia.

Iranian Journal of Petroleum Geology

Vol. 1, No 4, Autumn & Winter 2012

Licence Holder: Iranian Society of Petroleum Geology

Editorial Director: Dr. Ezatallah Kazemzadeh

Editor-in-Chief: Dr. Mohammad Reza Kamali

Associate Editor: Dr. Ali Reza Bashari

Executive manager: Eng. Behzad Mehrgini

Text Editor: Eng. Meysam Salimi Delshad

**Internal manager: Eng. Mir Mahmoud Razavi Hesabi,
Eng. Yaser Salimi Delshad**

Editorial Board:

Dr. Ali Reza Bashari, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI)

Dr. Kazem Seyyed Emami, University of Tehran

Dr. Ali Seyrafian, University of Isfahan

Dr. Mohammad Reza Rezaie, Curtin University, Australia

Dr. Eraj Abdollahi fard, Exploration Directorate (NIOC)

Dr. Ezatallah Kazemzadeh, (RIPI)

Dr. Mohammad Reza Kamali, (RIPI)

Dr. Reza Mousavi Herami, Ferdowsi University of Mashhad

Dr. Ali Vatani, University of Tehran

Referees of this Issue:

1- Dr. Ali Mohammad Bagheri

2- Dr. Alireza Bashari

3- Dr. Hossein Vaziri Moghaddam

4- Dr. Seyyed Ali Moalemi

5- Dr. Ali Bahrami

7- Eng. Khosro Jedeli

8- Dr. Ali Skekari fard

9- Dr. Kazem Seyyed Emami

10- Dr. Riaz Kharrat

11- Eng. Hesam Alok Bakhtiari

12- Dr. Mahmood jayeri

13- Dr. Mohammad Reza Kamaliea

14- Dr. Asadollah Mahbobiea

15- Dr. Naser Arzaniea

16- Eng. Seyyed Kazem Shirodiea

17- Dr. Bahram Habib Nia

18- Dr. Soheila Aslaniea

19- Dr. Behzad Rostamiea

20- Dr. Ehsan Kamari

21- Dr. Farhad Khoshbakht

22- Dr. Bahram Movahhed

23- Eng. Mohammad Mohammad Nia

24- Dr. Mohammad Memariani

Iranian Journal of Petroleum Geology is published semiannually by Iranian Society of Petroleum Geology (ISPG), and its language is Persian.

For information on joining the (ISPG), contact secretarial office Via info@ispg.ir.

All correspondence and communication for journal must be directed to: Iranian society of Petroleum Geology (ISPG), PO Box 16315-499, Tehran, 1661634151, Iran., Tel: (+98-21) 22856408, Fax: (+98-21) 22856407