مجله زمین شناسی نفت ایران

سال چهارم، شماره ۸، پائیز و زمستان ۱۳۹۳

صاحب امتیاز: انجمن زمین شناسی نفت ایران

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

سردبیر: دکتر علی صیرفیان، استاد دانشگاه اصفهان

همکار سردبیر: دکتر علیرضا بشری، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

مدیر اجرائی: مهناز محمدی

مدیر داخلی: دکتر علی بهرامی، استادیار دانشگاه اصفهان

ویراستار: دکتر علی بهرامی، استادیار دانشگاه اصفهان

هیئت تحریریه به ترتیب حروف الفبا:

دکتر علیرضا بشری، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

دکتر کاظم سید امامی، استاد دانشگاه تهران

دکتر علی صیرفیان، استاد دانشگاه اصفهان

دکتر محمد رضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین 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

همکاران علمی این شماره مجله به ترتیب حروف الفبا:

۱- دکتر مرتضی احمدی

۲- دکتر مسعود ترابی آزاد

۳- دکتر علی حسین جلیلیان

۴- مهندس فرهاد خوشبخت

۵- دکتر علی رحمانی

۶- مهندس علی اکبر رحیمی بهار

۷- مهندس محمد سلیمانی

۸- مهندس حمید سلطانیان

۹- دکتر علیرضا شاکری

۱۰-دکتر امراله صفری

۱۱-دکتر علی غبیشاوی

۱۲-دکتر محمد مختاری

۱۳-دکتر سید علی معلمی

۱۴-دکتر بهرام موحد

۱۵ دکتر علیرضا ندیمی

نشانی:

تهران، خیابان دکتر شریعتی خیابان، خواجه عبداله انصاری،

خیابان ابوذر جنوبی، کوچه نهم، پلاک ۷، طبقه ۴

کد پستی: ۱۶۶۱۶۳۴۱۵۵

صندوق پستی: ۴۹۹-۱۶۳۱۵

تلفن: ۲۲۸۵۶۴۰۸ نمابر: ۲۲۸۵۶۴۰۷

http://www.ispg.ir

این مجله دارای مجوز علمی- پژوهشی به شماره ۱۱/۵۱۱۵۳ /۸۹/۳/ به تاریخ ۰۶ /۱۳۸۹/۰۹ از وزارت علوم،تحقیقات و فناوری می باشد و همچنین این نشریه در پایگاه استنادی علوم جهانی اسلام ((ISC) نمایه می شود.

ISSN 2251-8738

مجله علمی- پژوهشی

زمین شناسی نفت ایران

سال چهارم، شماره ۸، پائیز و زمستان ۱۳۹۳

فهرست مقالات

صفحه

۱. بررسی رفتار و پارامترهای تحکیمی خاک رس کائولینیت آلوده به مشتقات نفتی ۱
معصومه زنجرانی فراهانی، امیر حمیدی

۲. مطالعه تاثیر فشار بر روی ضریب سیمان شدگی سنگ های کربناته در واحدهای جریان هیدرولیکی ۱۶
حبیب اله صدیقی، کاظم سعادت، محمدرضا اصفهانی، عزت اله کاظم زاده

۳. مقایسه رخساره‌های الکتریکی با گونه‌های سنگی تعیین شده به روش واحدهای همسان جریانی سازند کنگان در یکی از میادین گازی خلیج فارس ۲۸
حیدر صائمی، وحید توکلی، حسن اشراقی

٤. چینه نگاری زیستی و پالئواکولوژی سازند آسماری در تنگ شیوی در یال شمال غربی تاقدیس نودان واقع در شمال شهر کازرون (فارس داخلی) و مقایسه سنی با سه برش دیگر در نواحی فارس ساحلی و زون ایذه ٤٤
الهه ستاری، حسین وزیری مقدم، علی صیرفیان، عزیز الله طاهری

۵. مدل‌سازی عددی چین‌خوردگی میدان نفتی لالی(جنوب باختر ایران) با استفاده از روش المان محدود ٦٢
نسرین کیانی زاده، بهزاد زمانی، علی کدخدایی

٦. چینه نگاری سنگی و محیط رسوبی سازند جهرم در دو تاقدیس جهرم و تودج ۷۸
رضا صادقی، محمدحسین خواجوئی، مریم جوکار

راهنمای پذیرش و تنظیم مقالات

۱. مقدمه

نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت ایران نتایج تحقیقات استادان و پژوهشگران رشته های مختلف زمین شناسی نفت، زمین شناسی مخازن نفت، پتروفیزیک، مهندسی اکتشاف نفت و گرایش های وابسته را منتشر می کند.

از کلیه محققانی که برای این نشریه مقاله تهیه می کنند درخواست می شود ضمن رعایت دقیق مفاد آیین نامه نگارش نشریه علمی-پژوهشی انجمن زمین شناسی نفت، مقالات خود را در دو نسخه فایل Word و Pdf (یک خط در میان حداکثر ۲۵ صفحه) از طریق پست الکترونیکی ispg.paper@gmail.com که در سایت انجمن به نشانی: www.ispg.ir ارسال دارند.

کلیه مقالات توسط داوران ذیصلاح ارزشیابی می شوند و نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت در پذیرش، عدم پذیرش، حذف و یا کوتاه کردن مقالات برای چاپ آزاد است.

فقط مقالاتی جهت انتشار در نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت ایران مورد بررسی قرار می گیرند که قبلاً در نشریات علمی و پژوهشی دیگر به چاپ نرسیده باشد و یا دست بررسی نباشد. مسئولیت کامل مطالب و منابع چاپ شده بر عهده نویسنده یا نویسندگان خواهد بود و نسخه نهایی مقاله پیش از چاپ به امضاء نویسنده یا نویسندگان می رسد. محرمانه بودن اطلاعات مقاله به عهده نویسنده یا نویسندگان بوده و کسب مجوز از ارگان های مربوطه جهت چاپ مقاله الزامی است. جهت هرگونه تماس با نشریه به سایت نشریه مراجعه و یا با آدرس پست الکترونیکی ispg.paper@gmail.com تماس حاصل نمایید. نویسندگان مقالات مسئول نوشته ها و نظرات خود هستند و آراء و نظریات آنان لزوماً نظر اعضای هیأت تحریریه مجله نیست.

جهت کسب اطلاعات مربوط به آئین نامه نگارش مقالات به سایت انجمن مراجعه شود.

۲. راهنمای تنظیم مقاله برای نشریه

هر مقاله باید شامل بخش های اصلی زیر باشد:

۲-۱ عنوان

عنوان مقاله باید در عین اختصار تمام ویژگی های کار انجام شده را دارا باشد.

۲-۲ نویسنده یا نویسندگان

اسامی نویسندگان به فارسی و انگلیسی پس از عنوان مقاله آورده شود. لازم است مرتبه علمی و محل کارهریک از نویسندگان مقاله به همراه آدرس پست الکترونیکی نویسنده اول مقاله آورده شود. ضمناً تمامی نویسندگان از ارسال مقاله جهت بررسی در این نشریه می بایستی مطلع باشند.

۲-۳ چکیده مقاله و کلمات کلیدی به زبان فارسی و انگلیسی

چکیده باید بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ کلمه و شامل هدف از تحقیق، روش کار، مهمترین یافته ها و نتیجه گیری باشد. در چکیده نباید هیچ گونه جزئیات، جدول، شکل و مآخذ درج شود.

چکیده و واژه های کلیدی انگلیسی باید در صفحه جداگانه در انتهای مقاله ارائه شود. تطبیق عنوان و چکیده فارسی با انگلیسی باید مورد توجه قرار گیرد و نکات گرامری در چکیده انگلیسی نیز رعایت شود.

۲-۴ مقدمه و هدف

در مقدمه پس از عنوان کردن کلیات موضوع مورد بحث، ابتدا خلاصه ای از تاریخچه موضوع و کارهای انجام شده به همراه ویژگی های آن کار بیان گردیده و در ادامه، هدف از پژوهش انجام شده برای رفع مشکلات و کاستی های موجود، گشودن گره ها یا حرکت به سمت یافته های نو صورت گرفته است در یکی دو پاراگراف توضیح داده می شود.

۲-۵ روش کار یا اصول و تئوری مقاله (شامل ماده، دستگاه ها و روش آزمایش)

مطالب اصلی شامل تعاریف و مفاهیم مورد نیاز، طرح مسأله، روش انجام آزمایش، مواد و مصالح مورد استفاده و راه حل ارائه شده می باشد. شکل ها، جداول و روابط ریاضی بکار رفته در مقاله همگی مربوط به متن بوده و چنانچه در متن از آنها استفاده شود، باید در مورد آنها توضیح داده شود.

در نوشتن متن تنها به موضوع اصلی مقاله پرداخته شود تا ذهن خواننده از انحراف نسبت به سلسله مطالب مصون بماند. در صورت نیاز به ذکر واژه های انگلیسی همزمان تنها یک بار در متن در داخل پرانتز آورده شود.

۲-۶ نتیجه گیری

در این بخش، نکات مهم کار انجام شده به طور خلاصه مرور شده و نتایج برگرفته از آن توضیح داده می شود. سهم علمی مقاله باید در نتیجه گیری مورد تصریح واقع شود. هرگز عین مطالب چکیده در این بخش آورده نشود. بخش نتیجه می تواند به کاربردهای پژوهش انجام شده اشاره نموده و نکات مبهم و قابل پژوهش را مطرح کند و یا گسترش موضوع بحث را به زمینه های دیگر پیشنهاد دهد.

۲-۷ تشکر و قدردانی

۲-۸ منابع و مراجع

مراجع به ترتیب حروف الفبا و ابتدا مراجع زبان فارسی و سپس مراجع به زبان انگلیسی، مرتب شده و در انتهای مقاله آورده شوند. دقت شود که تمام مراجع در متن مورد ارجاع واقع شده باشند.

۳. ساختاری

۳-۱ شکل کلی مقاله اندازه صفحات باید برابر A4 و حدود بالا، پایین، چپ و راست به ترتیب برابر با ۲/۵،۳ ، ۲، ۲ سانتی متر انتخاب شود. صفحات مقاله به صورت تک ستونی (Single) تهیه شود.

۳-۲ اندازه و نوع قلم

اندازه قلم	نوع قلم	موقعیت استفاده
۱۸	**Lotus** Bold	عنوان اصلی مقاله
۱۸	**Times New Roman** Bold	عنوان انگلیسی مقاله
۱۲	**Lotus** Bold	نام مؤلفان
۱۱	**Lotus** Bold	چکیده و کلمات کلیدی
۱۶	**Lotus** Bold	عناوین بخش ها
۱۴	**Lotus** Bold	عناوین زیر بخش ها
۱۲	**Lotus**	متن فارسی
۱۰	**Times New Roman**	متن انگلیسی
۱۰	**Lotus** Bold	عنوان جداول و شکل ها
۱۱	**Lotus**	محتوای فارسی جداول
۹	**Times New Roman**	محتوای انگلیسی جداول
۱۱	**Times New Roman**	متن انگلیسی
۱۱	**Times New Roman**	نام مؤلفان به انگلیسی

– کلیه اعداد باید به صورت فارسی تایپ شوند.

– واحد تمامی اعداد باید در سیستم SI باشد.

–کلیه فرمول ها باید به ترتیب شماره گذاری شده و با استفاده از بسته Equation Editor در نرم افزار Word تهیه گردند و به فرمت JPG و یا Tif ووضوح ۳۰۰ dpi به همراه مقاله ارسال گردد.

– عرض کلیه شکل ها باید۱۵ و یا ۷/۵ در نظر گرفته شوند و در متن در محل مشخص قرار گیرند.

– 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.

– شکل های مقالات به صورت فایل اصلی (در همان نرم افزاری که توسط آن تهیه شده اند مانند Excel و غیره) ارسال گردد.

– از بکار بردن واژه های 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 نویس ها در هر صفحه با گذاردن شماره فارسی در گوشه بالای آخرین حرف از کلمه، در متن مشخص شوند.

– ارجاعات باید بر اساس نام نویسنده و سال انتشار در انتهای جمله و در داخل پرانتز آورده شود.

۳-۳- منابع فارسی و لاتین

منابع فارسی و لاتین به صورت مجزا و به ترتیب حروف الفبا در بخش فهرست منابع و به شرح مثال های ذیل تنظیم و ارائه گردد:

مقاله: خطیب، م .م.، ۱۳۷۹، تحلیل فرکتالی توزیع شکستگیها در گستره گسل لرزه ای: پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال سوم، شماره سوم، صفحه ۷-۱.

کتاب: آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

پایان نامه: محمدی، ی.، ۱۳۸۶، ارزیابی پوش سنگ (بخش یک سازند گچساران) مخزن آسماری در میدان نفتی کوپال: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۴۹ صفحه.

(Book Article): LOGAN, P. and DUDDY, I., 1998, An investigation of thermal history of the Ahnet and Reggane Basin Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation: In: Mc GEGOR, D. S., MOODY, R.T. J. and CLARK-LOWES, D. (Eds.), 1998, Petroleum Geology of North Africa. *Geology Society*, *London*, *Special Publication*, 131-155.

(Article): FARZADI, F., 2006, The development of Middle Cretaceous Carbonate platforms, Persian Gulf, constrain from seismic stratigraphy, well and biostratigraphy: *Petroleum Geoscience*, **12**, 59-68.

(Memoir): BURCHETTE, T.P., 1993, Mishrif Formation (Cenomanian–Turonian), southern Persian Gulf, Carbonate platform growth along a cratonic basin margin: In: SIMO, J-A.T., SCOTT, R.W., and MASSE, J.P. (Eds.) Cretaceous carbonate platforms. *AAPG Memoir*, **56**, 185-199.

(Thesis): RASHIDI, B., 2007, Real time bit wear analysis and drilling optimization, a case study for a well in an Iranian offshore oil field: M.Sc. thesis, Faculty of Graduate Studies, Petroleum University of Technology (PUT), 192.

(Internet) USGS website 2002. Accreditation. http://geology.wr.usgs.gov/wreg/env/monterey.htm.

بررسی رفتار و پارامترهای تحکیمی خاک رس کائولینیت آلوده به مشتقات نفتی

معصومه زنجرانی فراهانی[1]، امیر حمیدی[2]*

[1]دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی ژئوتکنیک، دانشگاه خوارزمی

[2]دانشیار مهندسی ژئوتکنیک، دانشگاه خوارزمی

*hamidi@khu.ac.ir

دریافت بهمن ۱۳۹۳، پذیرش مرداد ۱۳۹٤

چکیده

آلودگی خاک و آب‌های زیرزمینی به مواد ارگانیک و سمی، یک مشکل شایع و زیست محیطی است. در این میان، مواد نفتی یکی از مهمترین آلوده کننده‌های محیط زیست به حساب می‌آیند. پژوهش حاضر به بررسی رفتار تحکیمی خاک‌های رسی آلوده به نفت و مشتقات آن پرداخته است. هدف اصلی، تعیین پارامترهای مرتبط با میزان و سرعت نشست خاک آلوده به سیالات نفتی می باشد. جهت تحلیل ، اثر متغیرهای مختلفی از جمله درصد آلودگی، نوع آلاینده و درصد تراکم بر رفتار تحکیمی رس کائولینیت آلوده مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاکی از آن است که با افزایش درصد آلودگی، میزان تراکم پذیری خاک آلوده نسبت به خاک تمیز افزایش می یابد، اما پارامترهای مرتبط با سرعت تحکیم از جمله ضریب تحکیم و ضریب نفوذپذیری با ازدیاد درصد آلاینده کاهش خواهند یافت. میزان کاهش مرتبط با نوع الاینده می باشد. ضریب تحکیم رس آلوده به نفت خام با افزایش درصد آلودگی از صفر تا ۹، بین ۲۰ تا ۳۰ درصد بسته به تراکم نسبی خاک کاهش می یابد حال آنکه در رس آلوده به گازوئیل، با افزایش صفر تا ۹ درصدی آلودگی، میزان کاهش در حدود ۵۰ درصد خواهد بود.

واژه های کلیدی: رس کائولینیت، تحکیم، ضریب تحکیم، ضریب نفوذپذیری، آلاینده نفتی.

۱. مقدمه

خاک‌ها با انواع و ترکیبات متعدد در مناطق مختلف، مخلوطی از مواد معدنی و آلی هستند که از تجزیه و تخریب سنگ‌ها در نتیجه هوازدگی بوجود می‌آیند. خاکها به دلیل عمده فعالیت‌های انسانی دچار آلودگی می‌شوند. اکثر این آلودگی‌ها به علت بروز تصادفات وسایل نقلیه حامل سیالات آلاینده، نشت شیرابه از کف و جداره مدافن پسماندها و زباله های شهری و یا نشت مواد نفتی از خطوط و شریانهای انتقال نفت و گاز به داخل محیط متخلخل خاک اتفاق می افتد. مواد نفتی و مشتقات آنها در اثر حمل و نقل یا ذخیره سازی موجب بروز آلودگی در خاکها می شوند. هرقدر مواد نفتی به عمق بیشتری از خاک نفوذ کنند، رفع آلودگی و لکه نفتی پروسه مشکل‌تر و پیچیده تری را به دنبال خواهد داشت. آلودگی‌های نفتی یک پیامد اجتناب ناپذیر از افزایش سریع جمعیت و فرآیند صنعتی شدن است که به‌دنبال آن آلودگی خاک توسط مواد هیدروکربنی نفتی به شکل وسیع در اطراف تاسیسات اکتشاف و پالایش و به شکل موضعی در مسیرهای انتقال این مواد قابل مشاهده است. نشت آلاینده نفتی موجب آلودگی خاک و سبب تغییر خواص فیزیکی و شیمیایی آن می‌شود. تغییر در خواص فیزیکی خاک‌های آلوده به نفت و مشتقات آن، پایداری شیروانی‌ها، ظرفیت باربری پی‌ها و دیگر سازه‌های بنا شده بر آن را تحت تاثیر قرار می‌دهد. با توجه به نفت خیز بودن کشور ایران و مجاورت با خاک و ضرورت احداث پالایشگاه‌ها و سازه‌های عظیم روی این نوع بستر، مطالعه رفتار مکانیکی خاک‌های آلوده به منابع نفتی از اهمیت بالایی برخوردار است.

در این زمینه تحقیقاتی صورت گرفته است که از جمله مهم‌ترین آنها می‌توان به بررسی‌های انجام شده توسط السند و همکاران [۱] اشاره کرد. ایشان با بررسی رفتار تحکیمی رسهای آلوده به نفت دریافتند که با افزایش آلودگی نفوذپذیری خاک کاهش می‌یابد. خامه چیان و همکاران [۲] طی تحقیق بر روی خواص ژئوتکنیکی خاک ماسه‌ای و رسی به این نتیجه رسیدند که با افزایش درصد نفت، چگالی خشک حداکثر، درصد رطوبت بهینه و نسبت تخلخل خاک کاهش خواهد یافت. عبادی و کرمانی [۳] نیز با مطالعه خاک رس آلوده به نفت، کاهش نفوذپذیری و افزایش تراکم پذیری خاک را مشاهده کردند. راتناواریا و میگودا [٤]، الرحمن و همکاران [٥]، معاونیان و یثربی [٦]، حمیدی و جداری [۷]، خسروی و همکاران [۸] و استبرق و همکاران [۹] از دیگر محققینی می‌باشند که در این زمینه به مطالعه و بررسی پرداخته و به نتایجی مشابه موارد یادشده دست یافتند.

هدف اصلی در پژوهش پیش روی، ارزیابی رفتار تحکیمی خاک رس با کانی کائولینیت آلوده به نفت سفید و گازوئیل است. در این راستا، نمونه‌های خاک رس کائولینیت با درصد آلودگی صفر، ۳، ٦ و ۹ درصد آلاینده نفتی در دو درصد تراکم ۷۰ و ۹۰ درصد تهیه شده و مورد آزمایش تحکیم قرارگرفته است.

۲. روش کار

به منظور انجام آزمایش تحکیم، خاک رس با کانی کائولینیت با درصدهای مختلف نفت سفید و گازوئیل آلوده شده است. جدول ۱ و ۲ مشخصات فیزیکی و شیمیایی آلاینده و خاک رس مورد استفاده را نشان می‌دهد.

جدول ۱- مشخصات فیزیکی رس کائولینیت

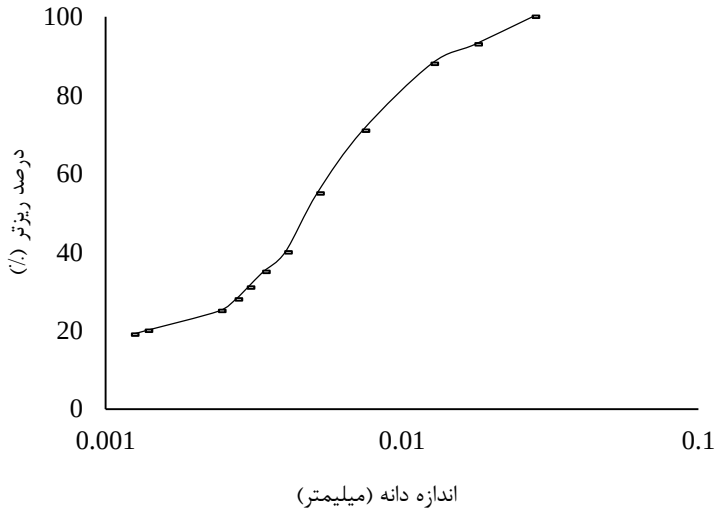
خاک	کائولینیت
سیستم طبقه بندی خاک	CL
حد روانی (درصد)	۳۲
حد خمیری (درصد)	۲۲
نشانه خمیری (درصد)	۱۰

چگالی ویژه	۲/٦٦
دانسیته خشک حداکثر (kg/m^3)	١٦٨٤
رطوبت بهینه (درصد)	١٩

جدول ۲- مشخصات فیزیکی مشتقات نفتی

آلاینده نفتی	نفت سفید	گازوئیل
چگالی (kg/m^3)	۷۹۵	۸۳۵
ثابت دی الکتریک (-)	۱/۸	۲/۰
ویسکوزیته در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد (kPa.s)	$۲/۷۱\times۱۰^{-٦}$	$۱۳/۹\times۱۰^{-٦}$

خاک رس مصرفی از کارخانه صنایع کاشی و سرامیک سازی و نفت سفید و گازوئیل مورد استفاده جهت آلوده کردن خاک، از جایگاه عرضه سوخت تهیه شده است. شکل (۱) دانه‌بندی خاک رس کائولینیت که بر اساس استاندارد ASTM D422-63 [۱۰] تعیین شده است را نشان می‌دهد.



شکل ۱- منحنی دانه بندی خاک رس کائولینیت

به منظور بررسی رفتار خاک آلوده و ارزیابی پارامترهای تحکیمی آن، آزمایش‌های مختلفی در دو بخش فیزیکی و مکانیکی بر روی خاک رس انجام شده است. آزمایش‌های فیزیکی به منظور دستیابی به خواص فیزیکی خاک انجام شده است که شامل آزمایشهای تراکم اصلاح شده می باشد که مطابق استاندارد ASTM D698-78 [۱۱] صورت گرفته است. آزمایش‌های مکانیکی جهت ارزیابی رفتار و پارامترهای تحکیمی خاک آلوده انجام شده است. بدین منظور آزمایش تحکیم یک بعدی (ادئومتری) بر روی نمونه‌های خاک آلوده و تمیز بر اساس استاندارد ASTM D2435-04 انجام گرفته است [۱۲].

در خصوص هر یک از آزمایشهای فیزیکی و مکانیک انجام شده در این تحقیق، برای هر نسبت تراکم، نوع و درصد آلاینده، حداقل دو آزمایش انجام گرفته و میانگین نتایج گزارش شده است. این موضوع موجب کم شدن خطای آزمایشگاهی شده و باعث می شود حساسیت نتایج نسبت به خطای آزمایشگاهی کاهش یابد.

۲-۱ آزمایش تراکم اصلاح شده

آزمایش تراکم اصلاح شده جهت تعیین وزن مخصوص حداکثر و رطوبت بهینه خاک، بر روی نمونه های رس آلوده به درصدهای صفر، ۳، ٦ و ۹ درصد نفت سفید و گازوئیل انجام شده است.

۲-۲ آزمایش تحکیم

شکل (۲) نمایی از دستگاه ادئومتر مورد استفاده در این تحقیق را نشان می دهد. این دستگاه از بخشهای مختلفی شامل ۱. وزنه تعادل ۲. اهرم انتقال نیرو ۳. میله بارگذاری ٤. بخش انتقال نیرو ۵. نشانگر تغییرمکان ٦. سلول تحکیم ۷. نشانگر تراز اهرم و ۸. بدنه اصلی تشکیل شده است. پس از اینکه نمونه با نسبت تراکم مورد نظر (۷۰ و یا ۹۰ درصد) ساخته شد داخل سلول تحکیم قرار داده شده و سپس گیج اندازه گیری تغییر مکان که دقت آن برابر۰/۰۱ میلی متر می باشد روی درپوش برنجی قرار داده می شود تا در حین اشباع نمونه بتوان تغییر مکان نمونه را به صورت دقیق اندازه گرفت و تخلخل اولیه نمونه را به صورت دقیق محاسبه نمود. پس از صفر کردن عدد گیج تغییر مکان، آب مقطر در داخل سلول تحکیم ریخته شد و عملیات اشباع سازی نمونه شروع می شود. پس از اشباع کامل نمونه، بارگذاری آن آغاز می گردد. گام های بارگذاری نمونه ها با دو برابر کردن بار در هر مرحله انجام می شود. در این تحقیق از ضریب اهرم ۱ به ۱۰ استفاده شده است. برای شروع بارگذاری، ابتدا رینگ حاوی نمونه را درون سلول تحکیم قرارداده شده و پیستون بارگذاری روی نمونه قرار می‌گیرد. سلول، در مکان مخصوص آن گذاشته می شود. سپس پیچ زیر اهرم انتقال نیرو آنقدر چرخانده می‌شود تا اهرم در حالت تراز قرار بگیرد. سیستم انتقال نیرو در مکان مورد نظر قرار داده شده و با تغییر مکان، وزنۀ تعادل به نحوی قرار می‌گیرد که اهرم انتقال نیرو بدون وجود پیچ زیر اهرم در حالت تراز بایستد. این حالت نشان می‌دهد که هیچ فشاری به نمونه وارد نمی‌شود و نمونه تنها تحت تنش ناشی از وزن پیستون بارگذاری قرار دارد. بعد از انجام مراحل فوق، نشانگر تغییر مکان در محل مخصوص تعبیه شده و با چرخاندن صفحه روی آن، نشانگر صفر می‌شود. حال دستگاه آمادۀ بارگذاری و انجام آزمایش خواهد بود.

در تحقیق حاضر برای ساخت نمونه، به مقدار نیاز از خاک مورد نظر درون آون خشک و از الک نمره ۲۰۰ عبور داده شده است. خاک عبوری از الک با درصدهای صفر، ۳، ٦ و ۹ درصد گازوئیل و نفت سفید به روش دستی مخلوط شده و مدت سه روز در محلی گذاشته شده است. این مدت زمان، مدت زمان عمل آوری نمونه نامیده می‌شود و جهت انجام واکنش‌های احتمالی بین دانه‌های خاک و آلاینده می‌باشد. پس از گذشت مدت زمان سه روز، نمونه‌هایی با نسبت تراکم (γ/γ_{max}) برابر ۷۰ و ۹۰ درصد ساخته شده و جهت اشباع کامل به مدت ۹٦ ساعت در سلول تحکیم پر از آب قرار داده شده است. پس از اطمینان از اشباع کامل نمونه‌ها، آزمایش تحکیم با اعمال بار ۲ کیلوگرم که تنشی معادل ۵/۹ کیلوپاسکال می‌باشد، آغاز شده است. سپس تغییر شکل نمونه در زمان‌های صفر، ٦، ۱۵ و ۳۰ ثانیه و ۱، ۲، ٤، ۸، ۱۵ و ۳۰ دقیقه قرائت می‌شود. در سیکل‌های بعدی بارگذاری، بار ٤، ۸، ۱٦ و ۳۲ کیلوگرم به نمونه اعمال شده و با ثبت مقادیر تغییر شکل خاک، منحنی تغییر شکل- لگاریتم زمان و حجم ویژه- تنش سربار ترسیم می‌شود. با استفاده از این منحنی‌ها می‌توان ضرایب ضریب فشردگی (c_c)، ضریب تحکیم (c_v) و ضریب نفوذپذیری (k) را استخراج کرد.

با توجه به آنکه پدیده تحکیم به عنوان یک پروسه زمان مند مطرح می باشد، ضریب تحکیم نرخ وقوع تحکیم در لایه رسی را براساس رابطه زیر بیان می نماید:

شکل (۲): نمای کلی دستگاه ادئومتر استفاده شده در این تحقیق

$$T_v = \frac{c_v.t}{H^2} \quad (۱)$$

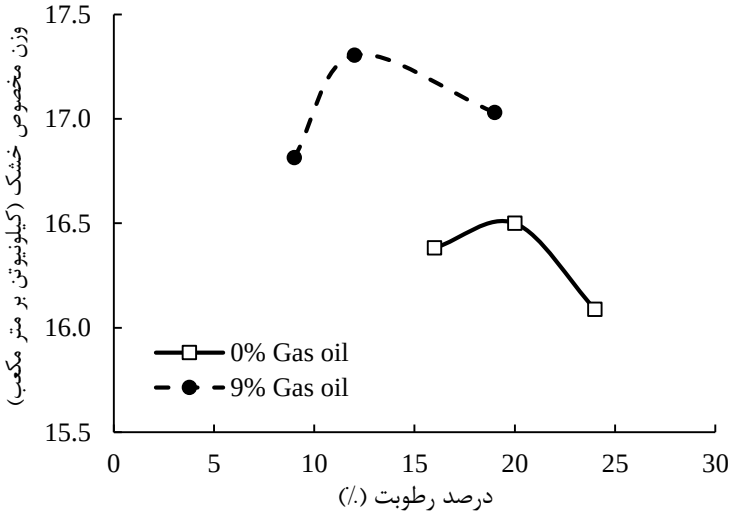
در این رابطه Tv فاکتور بدون بعد زمان، t زمان سپری شده از شروع تحکیم لایه رسی و H طول کوتاه ترین مسیر زهکشی آب حفره ای است. بر اساس ضریب تحکیم (c_v)، ضریب نفوذپذیری خاک (k) از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$k = c_v.m_v.\gamma_w \quad (۲)$$

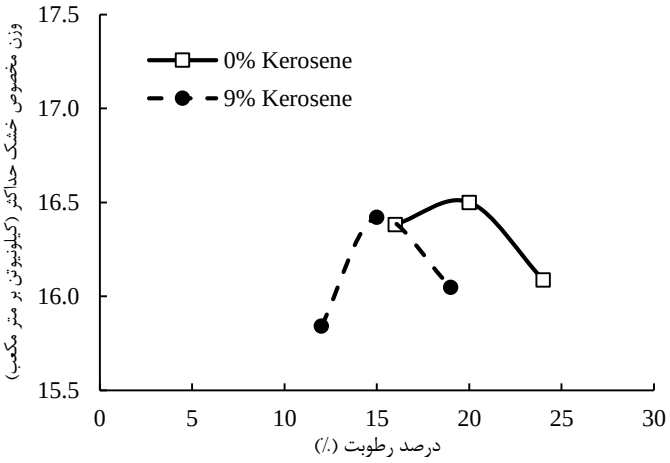
در این رابطه m_v ضریب قابلیت فشردگی حجمی خاک و γ_w وزن مخصوص آب است.

۳. نتایج و بحث

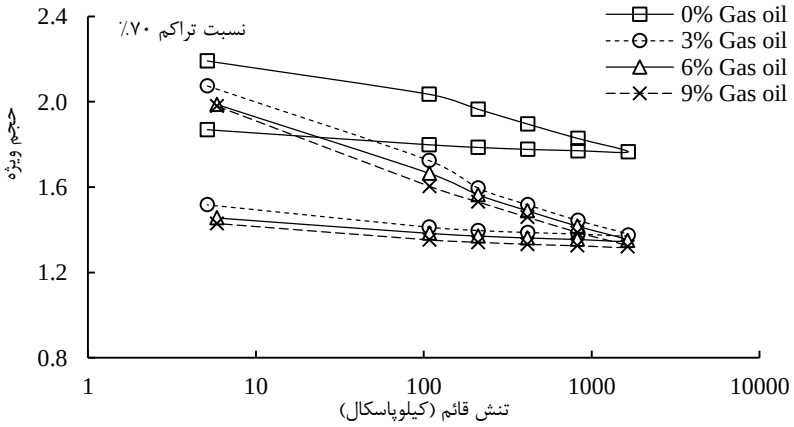
شکلهای (۳) و (٤) نتایج حاصل از آزمایش تراکم اصلاح شده را نشان می‌دهند. بر این اساس وزن مخصوص اولیه خاک رس کائولینیت تمیز که ١٦/٥ kN/m^3 می‌باشد با افزایش آلودگی به میزان ۹ درصد گازوئیل به ۱۷/۳ kN/m^3 افزایش می یابد. این در حالی است که افزایش ۹ درصدی نفت سفید تاثیر چندانی بر وزن مخصوص حداکثر خاک نداشته و وزن مخصوص ١٦/٤ kN/m^3 را نشان می دهد. در عین حال درصد رطوبت بهینه خاک در هر دو حالت کاهش خواهد داشت. به دلیل ویسکوزیته بیشتر نفت سفید و گازوئیل نسبت به آب، عمل لغزیدن دانه‌های خاک بر روی یکدیگر آسان می‌شود و به موجب آن خاک در رطوبت کمتری به حداکثر وزن مخصوص خود می‌رسد. همچنین با افزایش میزان آلودگی ۹ درصد گازوئیل، وزن مخصوص خاک افزایش می‌یابد که این امر با توجه به ویسکوزیته بالاتر سیال گازوئیلی قابل توجیه است.



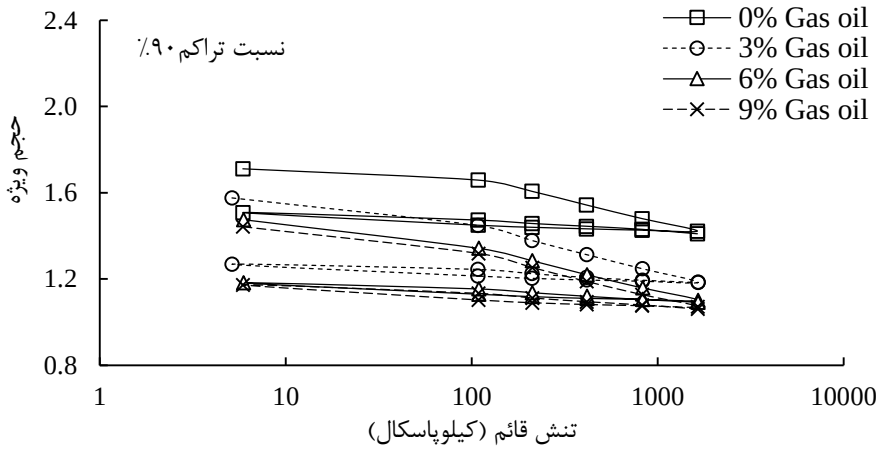
شکل ۳- منحنی تراکم خاک تمیز و آلوده به ۹ درصد گازوئیل



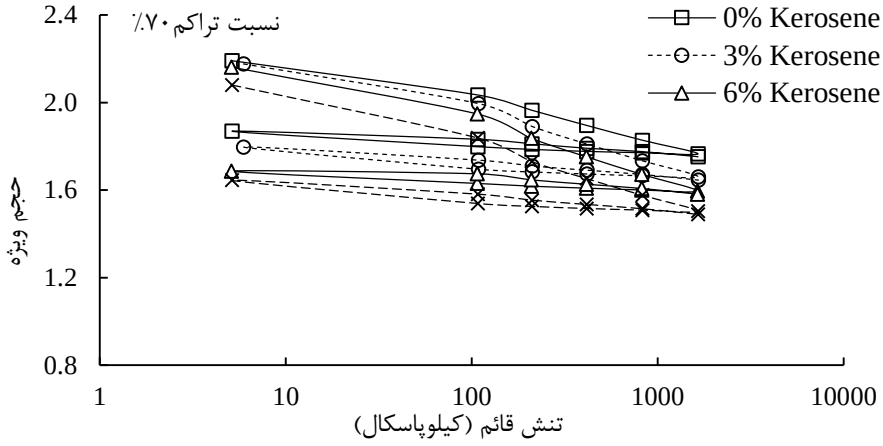
شکل ٤- منحنی تراکم خاک تمیز و آلوده به ۹ درصد نفت سفید



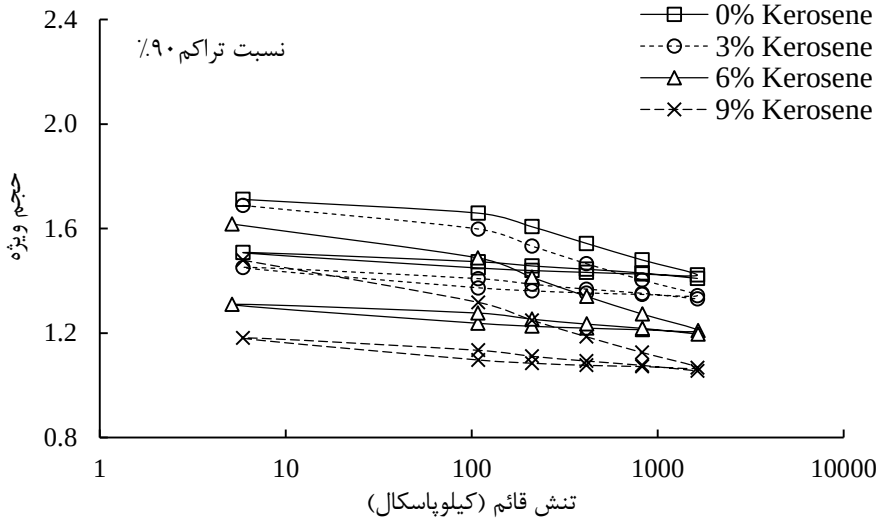
شکل ۵- تغییرات حجم ویژه-تنش سربار خاک آلوده به گازوئیل در نسبت تراکم ۷۰ درصد



شکل ٦- تغییرات حجم ویژه-تنش سربار کائولینیت آلوده به گازوئیل در نسبت تراکم ۹۰ درصد



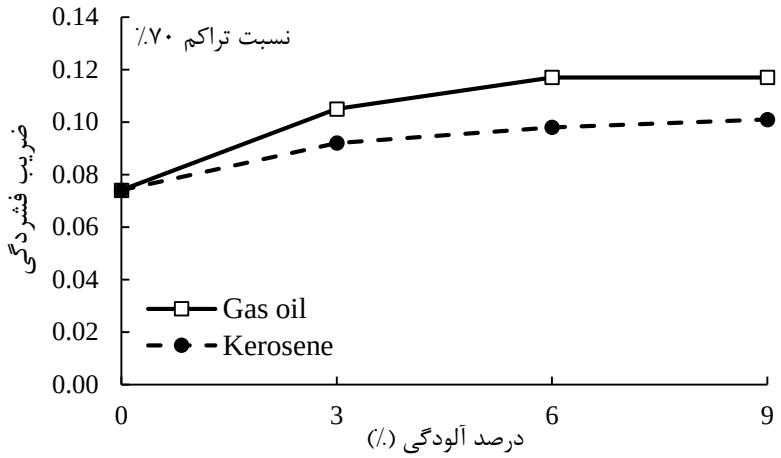
شکل ۷- تغییرات حجم ویژه-تنش سربار کائولینیت آلوده به نفت سفید در نسبت تراکم ۷۰ درصد



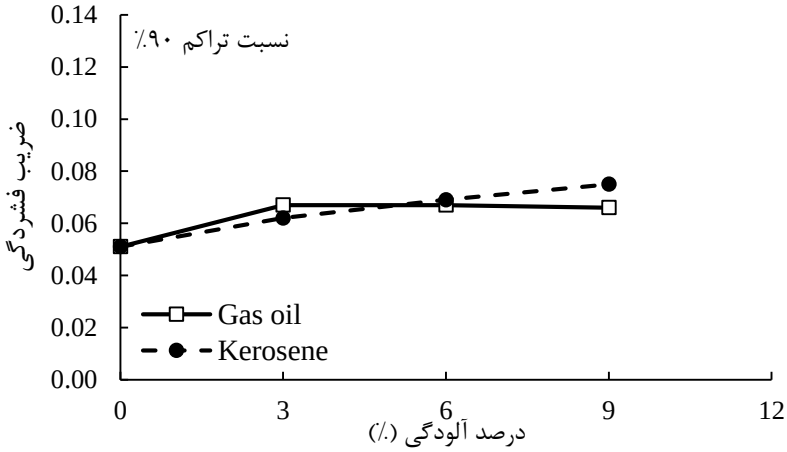
شکل ۸- تغییرات حجم ویژه-تنش سربار کائولینیت آلوده به نفت سفید در نسبت تراکم ۹۰ درصد

شکلهای (۵) تا (۸) تغییرات حجم ویژه (نسبت تخلخل+۱) در برابر تنش سربار قائم وارده بر نمونه را نشان می‌دهد. با افزایش تنش قائم، حجم ویژه کاهش می یابد. کاهش حجم ویژه با ازدیاد سربار قائم تا تنش حدود ۱۰۰ کیلوپاسکال که

بیانگر تنش پیش تحکیمی وارده در زمان ساخت نمونه هاست با نرخ کمتری صورت می پذیرد حال آنکه در تنشهای قائم بیش از ۱۰۰ کیلوپاسکال، کاهش حجم ویژه با نرخ بیشتری بوقوع می پیوندد. با کاهش سربار در خلال باربرداری نیز حجم ویژه افزایش خواهد یافت. همچنین حجم ویژه نمونه ها با افزایش درصد آلودگی کاهش می‌یابد. دلیل این امر افزایش ویسکوزیته سیال نفتی می‌باشد که موجب روغنکاری دانه‌های خاک شده و عمل تراکم براحتی بیشتری نسبت به آب صورت می‌گیرد و کاهش نسبت تخلخل و به تبع آن کاهش مقادیر حجم ویژه را سبب می‌شود. بر اساس نتایج حمیدی و جداری[۷]، درصورتیکه در شرایط عمل آوری به نمونه اجازه تورم داده نشود، روند تغییرات ارائه شده در شکلهای (۵) تا (۸) برعکس خواهد بود. با توجه به پتانسیل وقوع تورم در نمونه هایی که تحت اعمال سربار عمل آوری می شوند، امکان ازدیاد حجم مخصوص به مقادیر بیشتر از خاک تمیز وجود خواهد داشت (حمیدی و جداری ۱۳۹۲).



شکل ۹- تغییرات ضریب فشردگی خاک آلوده به گازوئیل و نفت سفید در تراکم نسبی ۷۰ درصد

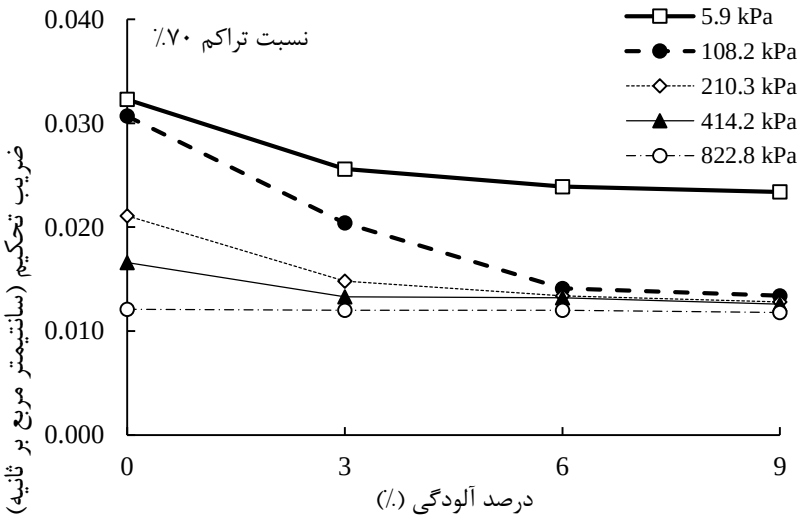


شکل ۱۰- تغییرات ضریب فشردگی خاک آلوده به گازوئیل و نفت سفید در تراکم نسبی ۹۰ درصد

بر اساس منحنیهای تحکیم بدست آمده، تغییرات ضریب فشردگی با درصد آلاینده در خاک مطابق شکلهای (۹) و (۱۰) بدست می‌آید. همانطور که در این شکلها مشاهده می‌شود، با افزایش درصد آلودگی، ضریب فشردگی خاک افزایش می‌یابد و مقادیر بدست آمده برای خاک آلوده به گازوئیل تا حدی بیشتر از نمونه‌های آلوده به نفت سفید است. بدین ترتیب مشخص

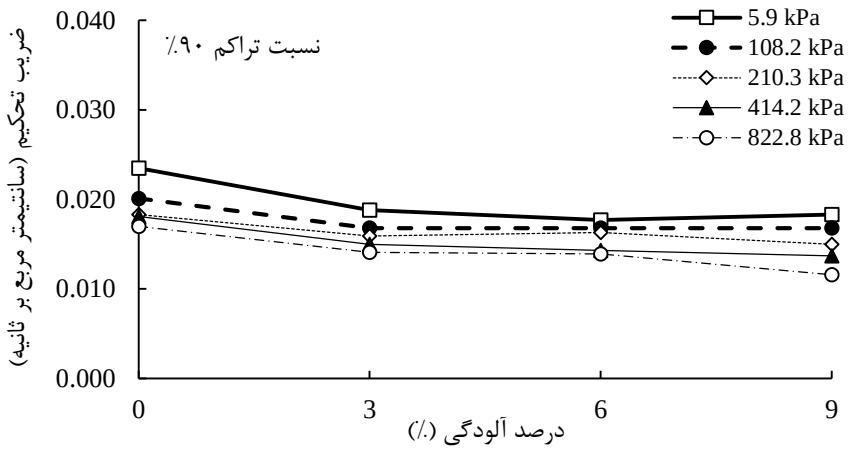
می شود که با افزایش آلاینده نفتی در خاک میزان نشست آن افزایش خواهد یافت. براساس شکل (۹) و مقایسه مقادیر ضریب فشردگی در درصدهای آلودگی با گازوئیل صفر تا ۹٪ در نسبت تراکم ۷۰٪ مشخص می شود که مقادیر نشست در حدود ۵۸٪ افزایش خواهند داشت. این مقدار در خاک آلوده به ۹٪ نفت سفید در حدود ۳٦٪ خواهد بود. البته بر اساس شکل (۱۰) با ازدیاد درصد تراکم نمونه ها به ۹۰٪ از تاثیر درصد آلودگی بر نشست پذیری خاک رس کائولینیت کاسته خواهد شد. در واقع در نمونه‌های با درصد تراکم ۹۰٪ ضریب فشردگی تا حدی افزایش داشته ولی بدلیل تراکم بالای دانه‌های خاک، نوع سیال نفتی تاثیر چندانی بر مقدار ضریب فشردگی نداشته است و تنها موجب افزایش کمی در مقدار آن شده که این موضوع در تطابق با نتایج تحقیقات سایر محققین ازجمله الرحمن و همکاران [۵] می باشد.

به منظور محاسبه پارامترهای زمانی مرتبط با سرعت تحکیم، ضریب تحکیم خاک با استفاده از روش ارائه شده توسط رابینسون و آلام[1] [۱۳] با درنظر گرفتن بخش اولیه منحنی تغییرشکل قائم نمونه در برابر لگاریتم زمان سپری شده از ابتدای تحکیم استفاده شده است و مقادیر بدست آمده در قالب نمودارهای (۱۱) تا (۱٤) ارائه شده است.

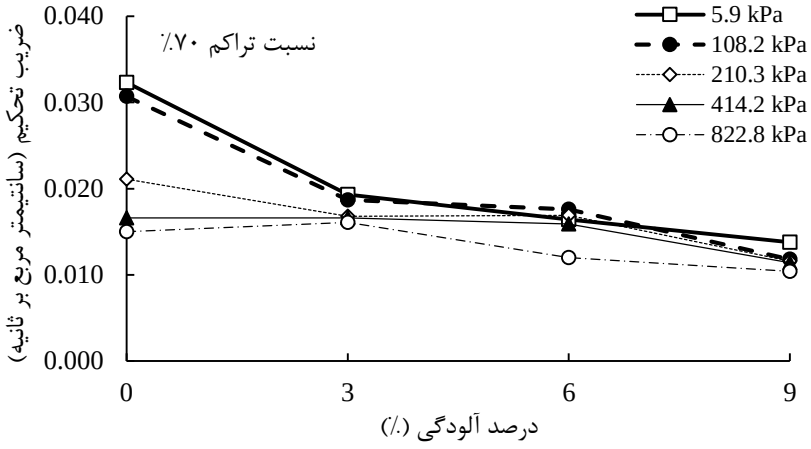


شکل ۱۱- تغییرات ضریب تحکیم کائولینیت آلوده به نفت سفید با نسبت تراکم ۷۰ درصد

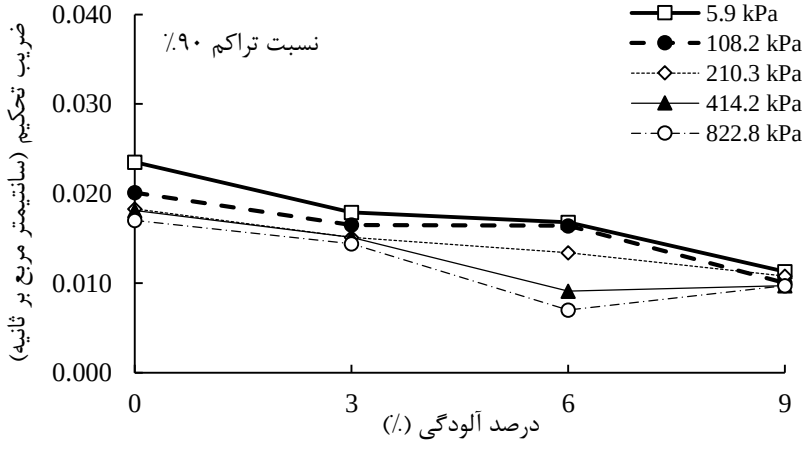
[1] Rabinson and Allam



شکل ۱۲-: تغییرات ضریب تحکیم کائولینیت آلوده به نفت سفید با نسبت تراکم ۹۰ درصد



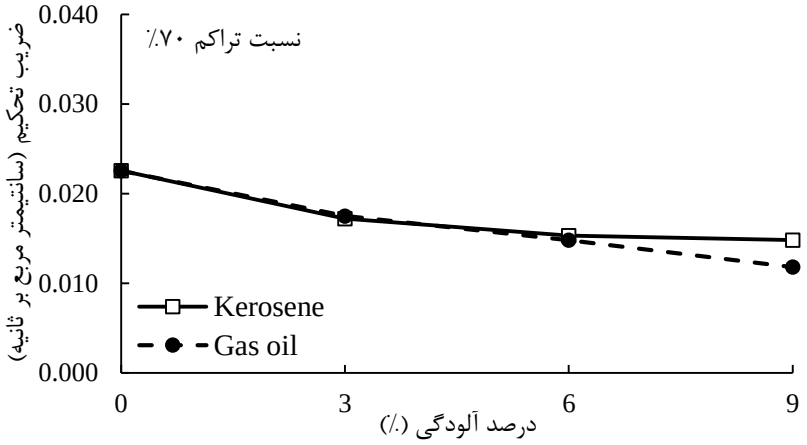
شکل ۱۳- تغییرات ضریب تحکیم کائولینیت آلوده به گازوئیل با نسبت تراکم ۷۰ درصد



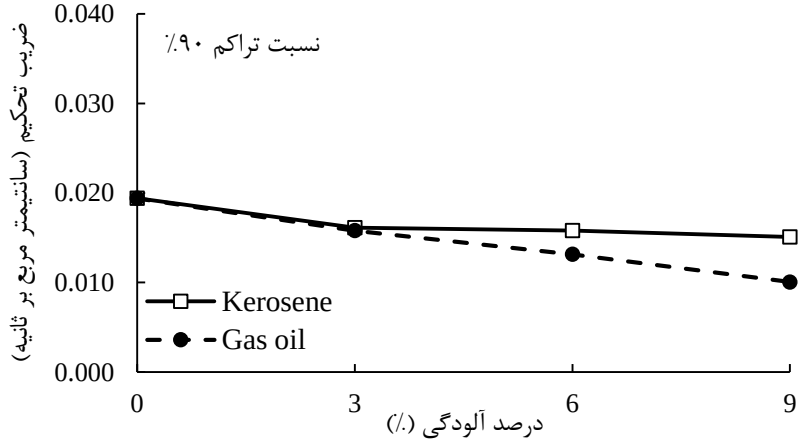
شکل ١٤- تغییرات ضریب تحکیم کائولینیت آلوده به گازوئیل با نسبت تراکم ۹۰ درصد

بر اساس نمودارها با افزایش تنش سربار، ضریب تحکیم کاهش می‌یابد. بطوریکه در شکلهای (۱۱) تا (١٤) مشاهده می‌شود با افزایش تنش سربار، ضریب تحکیم به سمت مقادیر کمتر حرکت می‌کند زیرا رس کائولینیت اعم از آلوده و غیرآلوده، عمدتا در تنش‌های کم و در همان ابتدای اعمال تنش، بخش عمده‌ای از تحکیم خود را تجربه می نماید و پس از آن سرعت

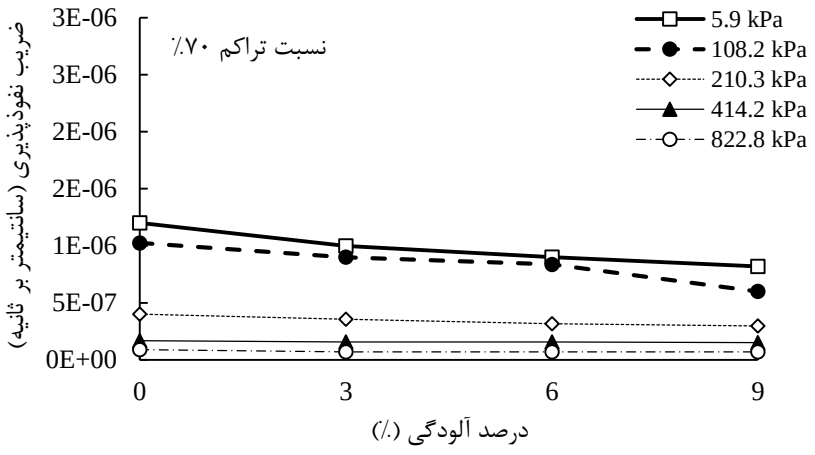
انجام تحکیم و در نتیجه آن ضریب تحکیم کاهش می‌یابد. همچنین نمونه‌های آلوده به گازوئیل و نفت سفید، نمونه‌های با نسبت تراکم کمتر، ضریب تحکیم بیشتری دارند. این امر بدلیل نسبت تخلخل و فضای خالی بیشتر مابین دانه‌های خاک است. تحکیم خاکی که حفرات خالی بیشتری در بین دانه‌های خود دارد، سریع‌تر اتفاق می‌افتد و این امر در نمونه‌های با نسبت تراکم ۷۰ بخوبی قابل مشاهده است گرچه با افزایش درصد آلاینده در خاک از سرعت وقوع تحکیم کاسته می شود. شکلهای (۱۵) و (۱٦) متوسط ضرایب تحکیم محاسبه شده در تنشهای سربار مختلف را ارائه می نمایند. با توجه به لزجت بیشتر، مقادیر ضریب تحکیم بدست آمده برای کائولینیت آلوده به گازوئیل کمتر از کائولینیت آلوده به نفت سفید می‌باشد. در واقع سیال گازوئیل با توجه به ویسکوزیته بالاتر به راحتی نفت سفید نمی‌تواند از بین حفرات خاک خارج شود. با در دست داشتن مقادیر ضریب تحکیم، ضریب نفوذپذیری خاک محاسبه و تغییرات آن با درصد آلاینده نفتی در شکلهای (۱۷) تا (۲۰) نشان داده شده است.



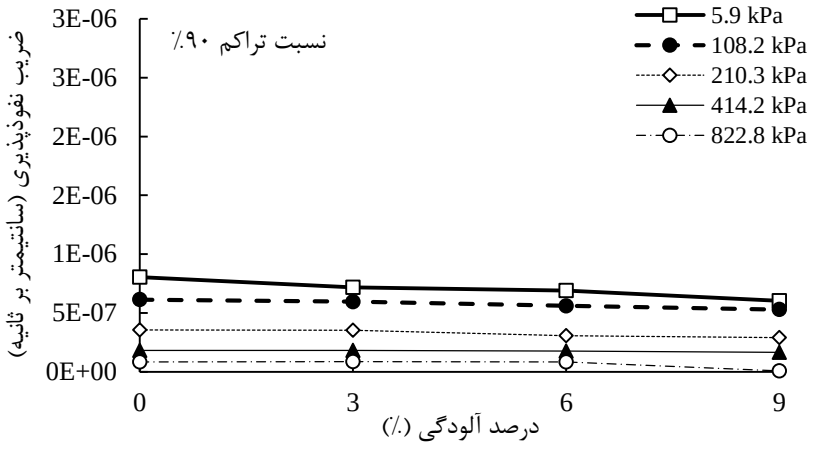
شکل ۱۵- میانگین ضریب تحکیم در تنش‌های سربار مختلف برای نمونه های با نسبت تراکم ۷۰٪



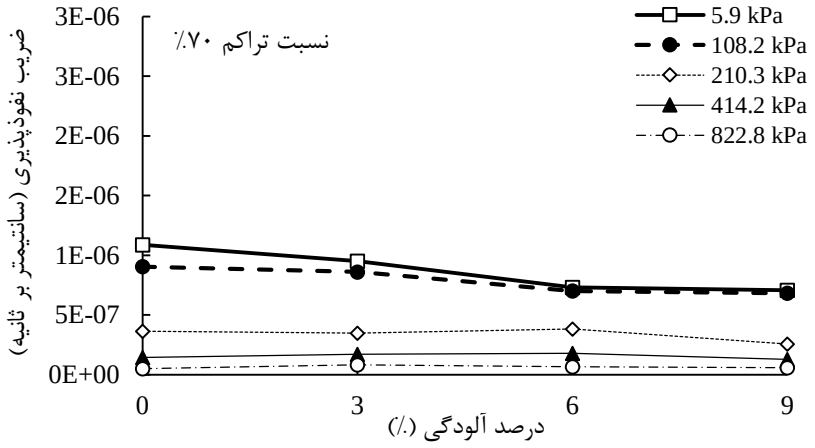
شکل ۱٦- میانگین ضریب تحکیم در تنش‌های سربار مختلف برای نمونه‌های با نسبت تراکم ۹۰٪



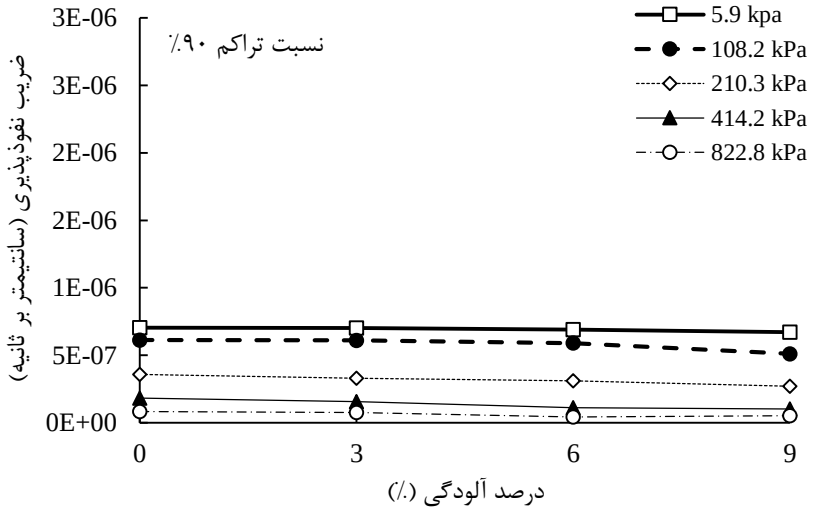
شکل ۱۷- تغییرات ضریب نفوذپذیری نمونه‌های آلوده به نفت سفید با نسبت تراکم ۷۰ درصد



شکل ۱۸- تغییرات ضریب نفوذپذیری نمونه‌های آلوده به نفت سفید با نسبت تراکم ۹۰ درصد



شکل ۱۹- تغییرات ضریب نفوذپذیری نمونه‌های آلوده به گازوئیل با نسبت تراکم ۷۰ درصد



شکل ۲۰- تغییرات ضریب نفوذپذیری نمونه‌های آلوده به گازوئیل با نسبت تراکم ۹۰ درصد

بر اساس شکلهای (۱۷) تا (۲۰) مشاهده می‌شود ضریب نفوذپذیری خاک با افزایش درصد آلودگی کاهش می‌یابد. در تنش‌های سربار کم، میزان کاهش این ضریب در مقایسه با تنش‌های سربار بزرگ بیشتر است. همچنین مشاهده می‌شود که ضریب نفوذپذیری خاک آلوده به نفت سفید در تراکم نسبی ۷۰ درصد بیش از نمونه‌های آلوده به گازوئیل می‌باشد که دلیل آن لزجت سیال موجود در محیط متخلخل و تاثیر آن بر نفوذپذیری خاک است. در نسبت تراکم ۹۰٪، ضریب نفوذپذیری خاک آلوده به گازوئیل و نفت سفید تفاوت چندانی نداشته که این امر نشان دهنده تاثیرات کمتر نوع الاینده بر رفتار تحکیمی خاک رسی در نسبتهای تراکم بالا است.

٤. نتیجه‌گیری

با انجام آزمایش تحکیم بر خاک رس کائولینیت آلوده شده با نفت سفید و گازوئیل نتایج مختلفی به شرح زیر بدست آمد:

۱-با افزایش میزان آلودگی در خاک آلوده، درصد رطوبت بهینه خاک کاهش می یابد. همچنین، در خاک آلوده به گازوئیل، وزن مخصوص خشک خاک افزایش داشته اما در مورد خاک آلوده به نفت سفید، به‌نظر می‌آید که با افزایش درصد آلودگی، وزن مخصوص خشک خاک کاهش خواهد یافت.

۲-با ازدیاد تنش سربار، حجم ویژه خاک آلوده و غیر آلوده کاهش خواهد داشت و با کاهش تنش سربار در زمان باربرداری، این مقادیر افزایش می‌یابد. در خاک آلوده به گازوئیل و نفت سفید، با افزایش درصد آلودگی، نمودار تحکیم به سمت کاهش مقادیر حجم ویژه میل می نماید. مقادیر حجم ویژه خاک آلوده به گازوئیل کمتر از خاک آلوده به نفت سفید بوده و با افزایش نسبت تراکم، خاک از مقادیر حجم ویژه کمتری برخوردار خواهد بود.

۳-مقادیر ضریب فشردگی در نمونه‌های با نسبت تراکم کمتر، در حالت آلوده به گازوئیل بیش از نمونه‌های آلوده به نفت سفید است اما در نمونه‌های با نسبت تراکم بیشتر اختلاف چندانی رویت نشده است. بطور کلی با افزایش درصد آلودگی در خاک رس کائولینیت ضریب فشردگی و در نتیجه آن پتانسیل نشست پذیری خاک افزایش می یابد.

٤-ضریب تحکیم خاک آلوده به گازوئیل و نفت سفید با افزایش درصد آلودگی کاهش خواهد داشت و مقادیر این ضریب در خاک آلوده به گازوئیل کمتر از خاک آلوده به نفت سفید است. با افزایش نسبت تراکم، ضریب تحکیم کاهش یافته و متعاقب آن سرعیت عملیات تحکیم کمتر خواهد شد.

۵-بدلیل لزجت بیشتر، مقادیر ضریب نفوذپذیری خاک آلوده به گازوئیل کمتر از خاک آلوده به نفت سفید است اما با افزایش نسبت تراکم نمونه ها این اختلاف کاهش خواهد یافت.

۵. فهرست علائم و اختصارات

تعریف	علامت
وزن مخصوص	γ
وزن مخصوص حداکثر	γ_{max}
وزن مخصوص آب	γ_w
ضریب فشردگی	c_c
ضریب تحکیم	c_v
ضریب نفوذپذیری	k
فاکتور بدون بعد زمان	T_v
ضریب قابلیت فشردگی حجمی	m_v
زمان	t
طول کوتاه ترین مسیر زهکشی	H

تشکر و قدردانی

از آقایان دکتر ترابی آزاد و مهندس سلیمانی بخاطر داوری مقاله سپاسگزاری می گردد.

٦. منابع

[1]- Al-Sanad H., W.K. Eid and N.F Ismael, 1995, Geotechnical properties of oil contaminated Kuwait sand, Journal of Geotechnical Engineering ASCE, v. 121, no.5, p. 407-412.

[2]- Khamechian M., A.H. Charkhabi and M. Tajik, 2006, The effects of crude oil contamination on geotechnical properties of Bushehr coastal soils in Iran, IAEG, p, 214-220,.

[۳]– عبادی، ت.، کرمانی م.، ۱۳۸۸، بررسی تاثیر آلودگی خاک به نفت خام بر پارامترهای ژئوتکنیکی آن، هشتمین کنگره بین المللی مهندسی عمران ایران، شیراز.

[4]- Ratnaweera P., and J.N. Meegoda, 2006, Shear strength and stress-strain behavior of contaminated soils, Geotechnical Testing Journal, v. 29, no. 2, p. 416-424,.

[5]- Al-Rehman S., N. Abdoljauwad and T. Akram, 2007, Geotechnical behavior of oil-contaminated fine grained soils, Electronic Journal of Geotechnical Engineering, v. 7, no. 1, p. 1-12,.

[6]- Moavenian M.H, and S.S., Yasrobi, 2008,Volume change behavior of compacted clay due to organic liquids as per meant, Applied Clay Science, v. 39, no. 1, p. 60-71.

[۷]– حمیدی ا.، و جداری س.،۱۳۹۲، بررسی خصوصیات تحکیمی خاکهای رسی آلوده به سیال آلی، مجله علمی پژوهشی شریف، سال ۲–۲۹، شماره ۲، صفحات ۲۹ تا ۳۵.

[8]- Khosravi E., H. Ghasemzadeh, M.R. Sabour and H. Yazdani, 2013, Geotechnical properties of gas oil-contaminated kaolinite, Engineering Geology, v. 166, no. 7, p. 11–16.

[9]- Estabragh A.R., I. Beytolahpour, M. Moradi and A.A. Javadi, 2014Consolidation behavior of two fine-grained soils contaminated by glycerol and ethanol, Engineering Geology, v. 178, no. 2, pp.102-108.

[10]- ASTM D422, Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils, ASTM International, http://dx.doi.org/10.1520/D0422-63R07E02, 2007.

[11]- ASTM D698, Standard Test Methods for Laboratory Compaction Characteristics of Soil Using Standard Effort, ASTM International, http://dx.doi.org/10.1520/D0698, 2012.

[12]- ASTM D2435 / D2435M-11, Standard Test Methods for One-Dimensional Consolidation Properties of Soils Using Incremental Loading, ASTM International, http://dx.doi.org/10.1520/D2435_D2435M-11, 2011.

[13]- Robinson R.G, and Allam M.M, Determination of coefficient of consolidation from early stage of logt plot, Geotechnical Testing Journal, ASTM, v 19, no. 3, p. 316-320, 1996.

مطالعه تاثیر فشار بر روی ضریب سیمان شدگی سنگ های کربناته در واحدهای جریان هیدرولیکی

حبیب اله صدیقی[1]* کاظم سعادت[2]، محمدرضا اصفهانی[3] و عزت اله کاظم زاده[4]

پژوهشگاه صنعت نفت تهران

*seddighih@ripi.ir

دریافت شهریور ۱۳۹۳، پذیرش اردیبهشت ۱۳۹٤

چکیده

بررسی عوامل موثر بر خواص پتروفیزیکی سنگ مخزن جهت شبیه سازی مدل دینامیکی مخازن هیدروکربوری امری ضروری می باشد. اهمیت این مطالعه به این علت است که ضریب سیمان شدگی وابسته به تغییرات فشار مخزن است و موثرترین پارامتر در میزان اشباع شدگی آب در مدل های مذکور می باشد. در این راستا ابتدا نمونه های یکی از مخازن هیدروکربوری واقع در جنوب غرب ایران به روش واحدهای جریان هیدرولیکی طبقه بندی و سپس برای هر واحد جریانی، ضریب سیمان شدگی در مدل های آرچی و بهترین برآزش در فشارهای محیط ، ۸۰۰، ۲۰۰۰،۳۵۰۰ و ۵۰۰۰ پام تعیین و تغییرات آن در برابر فشارهای مختلف به صورت روابط تجربی ارائه گردید.(محدوده ضریب همبستگی R2 در این ارتباط بین ۰/۹٦ و ۰/۹۹ می باشد). همچنین در این مطالعه ارتباطی بین شاخص منطقه ای جریان در هر واحد جریانی و بازه تغییرات ضریب سیمان شدگی حاصل از فشارهای مختلف ارائه شد. نتایج حاصل از این ارتباط نشان داد که با افزایش شاخص منطقه ای جریان، بازه تغییرات ضریب سیمان شدگی کاهش یافته است.

واژه های کلیدی: ضریب سیمان شدگی، واحدهای جریان هیدرولیکی، اشباع شدگی، فشار همه جانبه.

۱. مقدمه

یکی از پارامترهای مهم در محاسبه حجم مخزن، میزان اشباع هیدروکربورمی باشد. در ارزیابی اشباع شدگی آب و نفت معادلات مختلفی ارائه گردیده است که بر مبنای معادله آرچی پایه گذاری شده اند. دسترسی به مقادیر واقعی اشباع شدگی آب، وابسته به ارزیابی دقیق ضرایب آرچی می باشد. آرچی این ضرایب را برای مخازن ماسه سنگی معرفی و برای آن مقادیر ثابتی در نظر گرفت. تاثیرگذارترین ضریب بر اشباع شدگی آب ، ضریب سیمان شدگی است. در سنگ های کربناته برخلاف ماسه سنگ ها به دلیل ناهمگونی، دارای تنوع زیاد در لیتولوژی، بافت، شکل و هندسه منافذ می باشد. ضریب سیمان شدگی نیز تحت تاثیر این عوامل خصوصا" عوامل تغییرات دیاژنتیکی، نوع تخلخل و هندسه منافذ است. در نتیجه این ضریب در سنگ های کربناته ثابت نبوده و با تغییر فشار مخزن تغییر خواهدکرد. لذا لازم است تاثیر تغییرات فشار مخزن بر تغییرات این ضریب مورد مطالعه و در پیش بینی رفتار مخزن لحاظ گردد .

حسینی نیا و رضایی (۱۳۸۰) در آنالیز حساسیت پارامترها و ضرایب در معادله اشباع شدگی نشان دادند که ضریب سیمان-شدگی و نمای اشباعی می توانند بیشترین عدم قطعیت را در محاسبه اشباع شدگی سبب شوند[۲]. همچنین بررسی انجام شده توسط اسدالهی و همکاران (۲۰۰۸) در سنگ های کربناته بیانگر اهمیت ضریب سیمان شدگی و تاثیر بسزای آن در عدم قطعیت اشباع شدگی، نسبت به نمای اشباعی است[۸]. تنادر ثابتی و همکاران (۱۳۹۱) نمودار ضریب سیمان شدگی بر حسب تخلخل را برای بازه های مختلفی از تخلخل ارائه دادند[۱] . نمودار فوق اهمیت مطالعه ضریب سیمان شدگی را آشکار می سازد. این نمودار نشان می دهد که تغییرات جزئی ضریب سیمان شدگی می تواند سبب تغییر قابل توجهی در اشباع شدگی آب گردد.

فت و وایبلی (۱۹۵۸) جزو اولین محققینی هستند که در زمینه تاثیر فشار همه جانبه بر روی سیمان شدگی مطالعاتی انجام دادند[۱۰]. محققینی همچون فهد و همکاران در سال ۲۰۰۰ میلادی به منظور تخمین تراوایی سنگ مخزن نفتی و اسویرسکی و همکاران در سال ۲۰۰٤ به منظور تحلیل چالش ها در توصیف میدان نفتی از روش واحدهای جریان هیدرولیکی استفاده نمودند[۹ و ١٤] .

در این مطالعه تاثیر فشار همه جانبه بر تغییرات ضریب سیمان شدگی در واحدهای جریان هیدرولیکی در یک حلقه چاه از مخازن کربناته گازی در جنوب ایران متعلق به سازند دالان و کنگان مورد بررسی قرار گرفته است. سازند دالان و کنگان در بردارنده مهمترین مخازن گازی در جنوب ایران بوده و به لحاظ نوع تخلخل بسیار متنوع می باشند. محدوده پوشش عمقی نمونه های مخزن مورد مطالعه ۳۱۵ متر می باشد. مطالعه در عدد دانسیته و توصیف مختصر زمین شناسی نشان داد که جنس نمونه های مورد مطالعه آهک و اغلب دولومیت می باشند. همچنین تخلخل غالب نمونه ها، قالبی و در اغلب نمونه ها تخلخل حفره ای نیز دیده شد. اندازه گیری تخلخل و نفوذپذیری نشان می دهد که تغییرات تخلخل هلیم و تراوایی نمونه های سنگ مخزن به ترتیب بین ۳/۰۰ تا ۳۱/٦۹ و ۰/۰۱۱ تا ۱۷۰/۹٦ می باشند.

۲. گروه بندی نمونه های سنگ مخزن در واحدهای جریان هیدرولیکی

در نظریه واحدهای جریان هیدرولیکی هر واحد جریانی، به عنوان حجمی از کل سنگ مخزن تعریف می شود بطوریکه خواص زمین شناسی کنترل کننده جریان، به صورت درونی ثابت و به صورت قابل پیش بینی شدنی متفاوت از مشخصات سایر سنگ ها می باشد. بنابرین واحد جریان هیدرولیکی منطقه ای از مخزن با لایه بندی خاص است که به طور جانبی و قائم ممتد بوده، و جریان مشابهی دارد[٦]. واحدهای جریان هیدرولیکی مرتبط با توزیع رخساره های زمین شناسی و به

خصوص رسوبی بوده ولی الزاما" مرزهایش با مرزهای رخساره های سنگی منطبق نیست [٤]. تلفیق های متنوع از عوامل تاثیرگذار زمین شناسی می توانند واحدهای جریان هیدرولیکی مجزا را به وجود آورند که هر کدام خواص انتقال سیال مشابهی دارند. واحدهای جریان هیدرولیکی تحت تاثیر زمین شناسی مخزن شامل بافت ، نوع کانی و محل قرار گرفتن و فراوانی آن، اندازه گلوگاه های تخلخل و ژئومتری منافذ می باشد. البته فیزیک سیال و تاثیر آن روی واحدهای جریان هیدرولیکی هم جای خود را دارد که می توان به تعداد فاز سیال موجود در منافذ، ویسکوزیته و چگالی اشاره کرد. با داشتن تعاریف شاخص منطقه ای جریان (FZI) از رابطه ۲و شاخص کیفیت مخزنی(RQI) از رابطه ۱و تخلخل نرمال شده (ϕ_z) از رابطه ۳، رابطه ٤ حاصل خواهد شد که در واقع مفهوم ریاضی واحدهای جریان هیدرولیکی می باشد.

$$RQI = 0.0314\sqrt{\frac{k}{\varphi_e}} \qquad (۱)$$

$$FZI = \frac{1}{\sqrt{F_S \tau^2 S^2{}_{gv}}} \qquad (۲)$$

$$\phi_z = \left(\frac{\phi_e}{1-\phi_e}\right) \qquad (۳)$$

$$RQI = \phi_z \times FZI \qquad (٤)$$

در این روابط F_S عامل شکل، k تراوایی بر حسب میکرومتر مربع، ϕ_e تخلخل موثر(به صورت کسری)، s_{gv} مساحت سطح واحد حجم ، ضریب ۰/۰۳۱٤جهت تبدیل میلی متر مربع به میلی دارسی و $F_s\tau^2$ ثابت کوزنی می باشد که مقدار آن متغییر بوده و در حقیقت $F_S\tau^2S^2_{gv}$ تابعی از خصوصیات زمین شناسی محیط متخلخل و تغییرات هندسه حفرات است و به همین علت می توان از آن به عنوان معیاری جهت تمایز واحدهای جریان هیدرولیکی از یکدیگر استفاده کرد.

در شرایط ایده آل نمودار لگاریتمی RQI در مقابل ϕ_z یک نمودار خطی با شیب یک خواهد بود و مقدار متوسط FZI محل تلاقی خط با ϕ_z=1 خواهد بود. مبنای طبقه‌بندی واحدهای جریان هیدرولیکی مشخص کردن گروه داده ها از خطوط راست با شیب یک روی نمودار لگاریتمی RQI برحسب ϕ_z است[٤].

بعد از محاسبه پارامترهای مرتبط با گلوگاه های تخلخل یعنی RQI وFZI قادر خواهیم بود واحد های جریان هیدرولیکی را براساس FZI های مختلف مقایسه نماییم. هر چند که برای هر واحد هیدرولیکی می بایستی یک مقدار FZI در محدوده مقدار متوسط واقعی وجود داشته باشد. لیکن این در تئوری صادق بوده و در عمل به دلیل اندازه گیری خطاهای تصادفی در آنالیز مغزه یک توزیع از FZI در محدوده مقدار متوسط واقعی وجود دارد. تابع توزیع کلی FZI ها یک انطباق از توابع توزیع جداگانه اطراف متوسط FZI مربوط به هر واحد جریان هیدرولیکی است. شناسایی هر متوسط FZI یا واحد جریان هیدرولیکی نیازمند تجزیه کلی توزیع FZI به عناصر سازنده اش می باشد. برای رسیدن به این مهم می توان از روش های نمودار احتمال، الگوریتم آنالیز دسته بندی تحلیلی و آنالیز هیستوگرام جهت گروه بندی مناسب واحدهای جریان هیدرولیکی بهره گرفت[۳].

۲-۱ روش تحقیق

مطالعات بر روی ۲۱۳ نمونه پلاگ استوانه ای شکل به قطر ۱/۵ اینچ مربوط به یک حلقه چاه از میادین کربناته گازی جنوب غرب ایران صورت گرفت. در قدم نخست آماده سازی نمونه ها، شامل پلاگ گیری، شستشو توسط حلال تولوئن و متانول و خشک نمودن آنها در آون های حرارتی انجام و سپس خواص معمولی مغزه شامل تخلخل و تراوایی اندازه گیری شد. با گروه بندی نمونه ها به روش واحدهای جریان هیدرولیکی، چهار واحد هیدرولیکی برای مخزن فوق تشخیص داده شد. در مرحله بعد به منظور آزمایشات مقاومت الکتریکی در هر چهار واحد جریانی ۵۷ نمونه از واحدهای جریانی مختلف انتخاب و با آب نمک با شوری معادل سازند اشباع گردید و سپس نمونه ها داخل سیستم مغزه نگهدار هیدرواستاتیک دستگاه Overburden Rig قرار گرفت و با اعمال فشار همه جانبه توسط پمپ، چند برابر حجم فضای متخلخل نمونه به آن آب نمک معادل شوری سازند تزریق شد و بعد از ایجاد شرایط تعادل مقدار مقاومت نمونه بر حسب اهم اندازه گیری و ثبت گردید.

با پایان یافتن آزمایش در شرایط فشار محیط، به منظور بررسی تاثیر افزایش فشار همه جانبه بر مقاومت الکتریکی نمونه پلاگ، فشارهای همه جانبه به میزان ۸۰۰ ، ۲۰۰۰ ، ۳۵۰۰ و ۵۰۰۰ پام افزایش یافت و در هر مرحله فشاری مقاومت الکتریکی اندازه گیری و ثبت شد. با توجه به تاثیر دما بر روی هدایت الکتریکی تصحیح دمایی برای مقامت الکتریکی از رابطه ۵ صورت گرفته است. در این رابطه R_1 و T_1 به ترتیب مقاومت الکتریکی و دما درحین آزمایش بوده و R_2 و T_2 به ترتیب مقاومت الکتریکی و دما در شرایط دمای مورد نظرمی باشد[۷].

$$R_2 = \frac{R_1(T_1 + 21.5)}{(T_2 + 21.5)} \qquad (۵)$$

مقاومت ویژه الکتریکی نمونه و مقاومت ویژه آب سازندی با استفاده از روابط ٦ و ۷ تعیین شده اند[۱۳].

$$R_0 = R\frac{A}{L} \qquad (٦)$$

$$R_W = [(400000/T_f)P_W]^{0.88} \qquad (۷)$$

در روابط فوق A سطح مقطع و L طول نمونه بر حسب متر، p_w شوری آب سازند بر حسب ppm و T_F دمای سازند بر حسب درجه فارنهایت می‌باشند. اندازه‌گیری‌ها با دقت ۰/۲ درصد بوده و در فرکانس یک کیلو هرتز انجام شده است. در نهایت مقدار فاکتور مقاومت سازندی برای هر نمونه از رابطه ۸ محاسبه گردید.

$$F = \frac{R_O}{R_W} = \frac{a}{\varphi^m} \qquad (۸)$$

در این رابطه R_o مقاومت سنگ صددرصد اشباع با آب، R_w مقاومت آب سازندی، a ضریب پیچاپیچی، ϕ تخلخل و m ضریب سیمان شدگی می باشد.

۳. بحث و نتایج:

۳-۱ تغییرات مقادیر ضرایب آرچی در واحد های جریان هیدرولیکی

در این مطالعه، با بکارگیری هیستوگرام توزیع فراوانی و روش آنالیز خوشه ای مقادیر FZI، چهار واحد جریانی هیدرولیکی تشخیص داده شد. در شکل ۲ مقادیر متوسط FZI که از ارتباط شاخص کیفیت مخزنی برحسب تخلخل نرمال شده بدست می‌آید برای نمونه‌های مخزنی مورد مطالعه تعیین شده است. نمودار تخلخل برحسب تراوایی در هر واحد جریان هیدرولیکی در شکل ۳ نشان داده شده است. توابع به شکل $Y=aX^b$ بهترین برازش را در این ارتباط نشان می دهد. ضریب همبستگی ۰/۸۲، ۰/۹٤، ۰/۹٦ و ۰/۹۸ به تریب برای واحدهای جریان هیدرولیکی ۱ و ۲ و۳ و٤ مناسب بودن روش طبقه‌بندی داده ها را تایید می کند.

در روش عمومی از رسم نمودار لگاریتمی F بر حسب ϕ ، خطی حاصل خواهد شد که شیب آن m و عرض از مبدا آن a خواهد بود. در توجیه مقادیر متفاوت a و m می توان گفت که افزایش درجه سیمانی شدن, تاثیر بیشتری بر روی فاکتور مقاومت سازندی نسبت به مقدار تخلخل دارد. لذا در این حالت مقدار m بالا و مقدار a کمتر می باشد، در حالی که کاهش جورشدگی دانه‌های کروی تاثیرکمتری بر روی فاکتور مقاومت سازندی نسبت به تخلخل دارد. بنابراین m حاصل کمتر و مقدار a خیلی بیشتر است. این دو پارامتر تا حدود زیادی تحت تاثیر فضای منافذ و خصوصیات کلی خلل و فرج نظیر شکل جورشدگی، اندازه و تغییر شکل منفذ، فاکتور پیچاپیچی، نوع سیستم تخلخل (بین دانه‌ای، بین بلوری، شکستگی) فشردگی و محتویات رسی می‌باشند[۱۵]. نمودارهای لگاریتمی ٤ و ۵ ارتباط فاکتور مقاومت سازندی با تخلخل را، در هر واحد جریان هیدرولیکی نشان می دهد. شکل ٤ حاصل از رابطه آرچی و شکل ۵ حاصل بهترین برآزش می باشد. بهترین انطباق در این نمودارها به صورت $F=a/\phi^m$ می باشد. در جدول ۱ روابط تجربی حاصله به همراه ضریب همبستگی آنها ارائه گردیده است. نتایج حاصل نشان می دهد که با افزایش شاخص منطقه ای جریان، ضریب سیمان شدگی به تدریج کاهش یافته است. شیب این تغییرات کاهشی به نحوی است که با افزایش شاخص منطقه ای جریان کمتر شده و در واحدهای با شاخص جریانی بالاتر به حداقل میزان خود رسیده است.

۳-۲ ارتباط ضریب سیمان شدگی با فشار همه جانبه

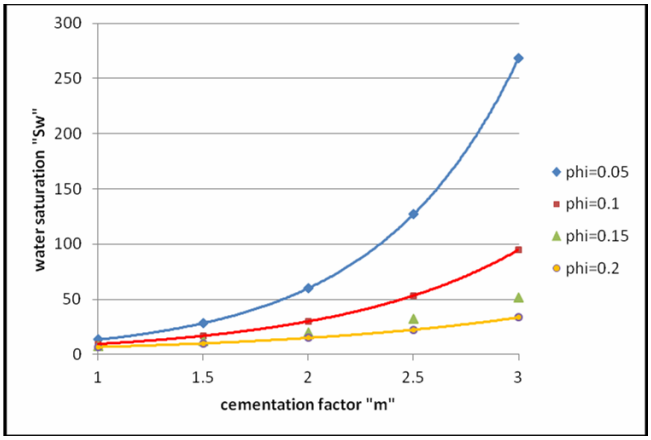
پارامتر سیمان شدگی در سنگ ها بستگی به نوع سیستم تخلخل (بین دانه‌ای، بین بلوری، شکستگی یا حفره‌ای) دارد. هرچند که تاثیر منافذ حفره ای و نحوه توزیع آنها در سنگ ها بر پارامتر سیمان شدگی ناشناخته می باشد ولی در این زمینه لوسیا در سال ۱۹۸۳ به این نتیجه رسید که افزایش تخلخل از نوع حفره‌ای مقدار پارامتر سیمان شدگی را افزایش می‌دهد[۱۱]. همچنین ارتباط منافذ حفره ای سبب کاهش این پارامتر می شود. آگولرا نیز درسال ۱۹۷٦ افزایش تخلخل از نوع شکستگی را عامل کاهش فاکتور سیمان شدگی دانست[۵].

در اثر فشرده شدن سنگ تغییر شدیدی در منافذ و شکل دانه ها ایجاد می شود. هر چه این فشردگی بیشتر شود، دانه ها بیشتر از حالت اولیه خود خارج شده، پهن تر شده و در نتیجه باعث افزایش زاویه دار شدن دانه، مقدار فشردگی منافذ، مقدار انبساط گرمایی و نیز توان سیمان شدگی می شود. همچنین این فشردگی یک کاهش چشم گیر در تخلخل سنگ ایجاد می کند به همین دلیل مقدار فاکتور پیچاپیچی و ضریب سیمان شدگی در سنگ با افزایش فشار، افزایش پیدا می کند[۱۲]. در

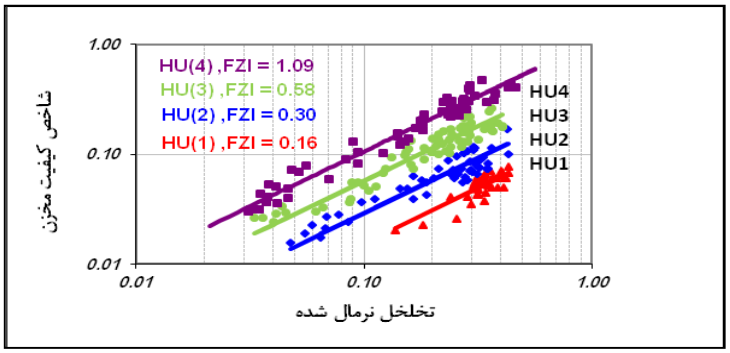
شکل (٦) تاثیر فشار همه جانبه بر روی نمونه های سنگ مخزن مورد مطالعه در واحدهای جریانی مختلف به نمایش در آمده است. بررسی در این شکل نشان می دهد که با افزایش فشار، مقادیر ضریب سیمان شدگی در هر واحد جریانی افزایش یافته است به نحوی که تاثیر فشار بر تغییرات ضریب سیمان شدگی برای واحدهای جریانی که شاخص منطقه ای جریان بیشتری دارند کمتر بوده و برای واحدهایی که شاخص منطقه ای جریان پایین تری دارند بیشتر بوده است. بهترین برازش برای نمودارهای شکل ٦ به صورت رابطه چند جمله ای می باشد. در جدول شماره ۲ می توان روابط تجربی حاصله و ارتباط مناسبی که بین این دو متغیر به وجود آمده را مشاهده نمود .

فاکتور پیچاپیچی تاثیر محسوسی بر روی مقادیر مختلفی همچون ، تخلخل و تراوایی و فاکتور مقاومت سازندی دارد. بر اثر افزایش فاکتور پیچاپیچی مقادیر تخلخل و تراوایی کاهش یافته و فاکتور مقاومت سازندی و ضریب سیمان شدگی افزایش می یابد. نسبت بالای فاکتور پیچاپیچی به ضریب سیمان شدگی، فراوانی رس ها، وجود انواع تخلخل های پیچیده و یا بالا بودن درجه بی قاعدگی دانه ها را نشان می دهد. نسبت پایین فاکتور پیچاپیچی به ضریب سیمان شدگی ممکن است به علت، تخلخل بالاتر، تراوایی بالاتر و وجود دانه های کروی و ریز شکست ها باشد. در شکل ۷ ارتباط ضریب سیمان‌شدگی حاصل از رابطه آرچی با فشار همه جانبه برای سنگ مخزن مورد مطالعه به نمایش گذاشته شده است و شکل ۸ همین نوع ارتباط را درحالت بهترین برازش نشان می دهد. منحنی های حاصل در شکل ۷ نشان می دهد که تاثیر افزایش فشار بر روی m ، در واحدهای جریانی با FZI پایین تر بیشتر از واحدهای با FZI بالاتر می باشد. منحنی های حاصل از شکل ۸ که بهترین برازش در این ارتباط را نشان می دهد نه تنها نتایج حاصله از شکل ۷ را نیز تایید می نماید بلکه نشان می دهد که افزایش فشار در واحدهای جریانی با FZI بالاتر، باعث کاهش ضریب سیمان شدگی شده است. در شکل ۹ به وضوح می توان دید که میزان بازه تغییرات ضریب سیمان شدگی(اختلاف مقدار ضریب سیمان شدگی در فشار ۸۰۰ و ۵۰۰۰ پام) نسبت به شاخص منطقه ای جریان، در هر واحد جریانی یکسان نبوده و از واحد ۱ به سمت واحد ٤ در حال کاهش است. به عبارت دیگر با در نظر گرفتن شکل ۱۰ می توان گفت که با افزایش شاخص منطقه ای جریان، تغییرات ضریب سیمان شدگی حاصل از فشارهای مختلف کاهش یافته است. در شکل ۱۱ نحوه تغییرات ضریب سیمان شدگی نسبت به ضریب سیمان شدگی حاصل از فشار ۸۰۰ پام نشان داده شده است. با تلفیق شکل های ۹ و ۱۰ و۱۱، می توان عنوان نمود که با افزایش شاخص منطقه ای جریان که همراه با کاهش ضریب سیمان شدگی است به تدریج از تاثیر میزان فشار بر ضریب سیمان شدگی کاسته شده است.

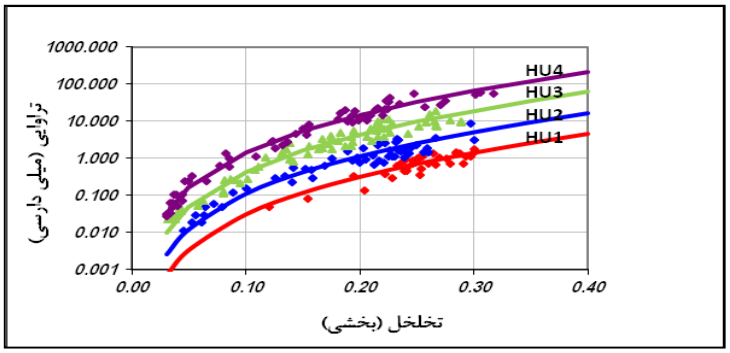
در توجیه نتیجه فوق می توان گفت که ضریب سیمان شدگی عاملی از شکل هندسه حفرات است به نحوی که مقدار آن در تخلخل های غیر مرتبط بیشتر و در تخلخل های مرتبط کمتر می باشد. احتمالا تاثیر فشار بربسته شدن فضا های غیرمرتبط در نمونه هایی که FZI پایین دارند نسبت به نمونه هایی که FZI بالاتری دارند بیشتر بوده و در نتیجه افزایش ضریب سیمان شدگی را به دنبال داشته است.



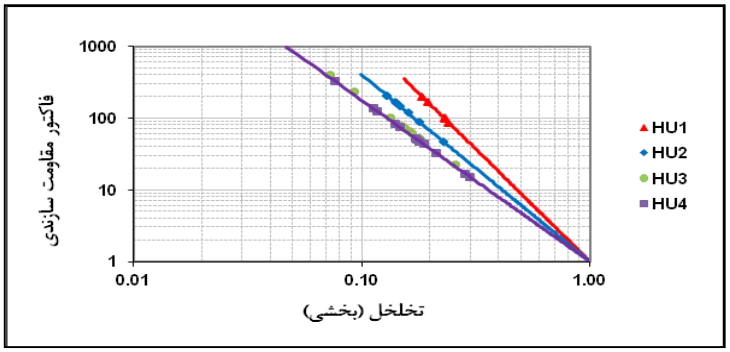
شکل۱- تغییرات اشباع شدگی بر حسب تغییرات تخلخل و ضریب سیمان شدگی (تنادر ثابتی و همکاران ۱۳۹۱)[۱]



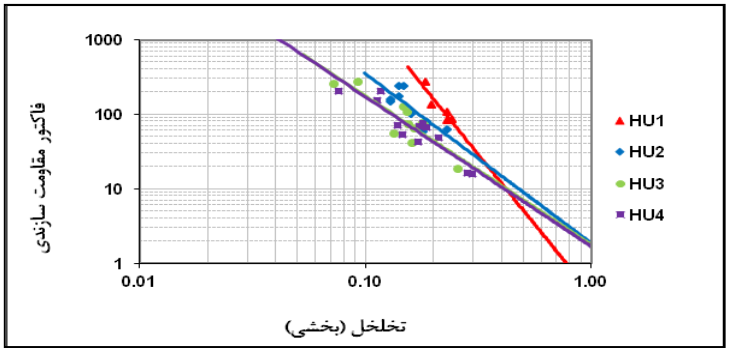
شکل۲- شاخص کیفیت مخزنی بر حسب تخلخل نرمال شده



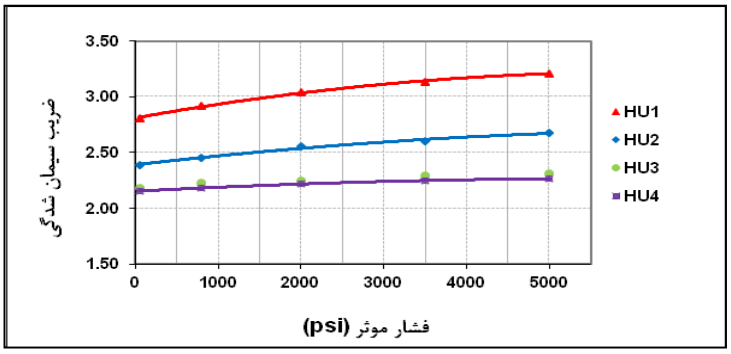
شکل۳- ارتباط بین تخلخل و تراوایی در واحدهای جریان هیدرولیکی



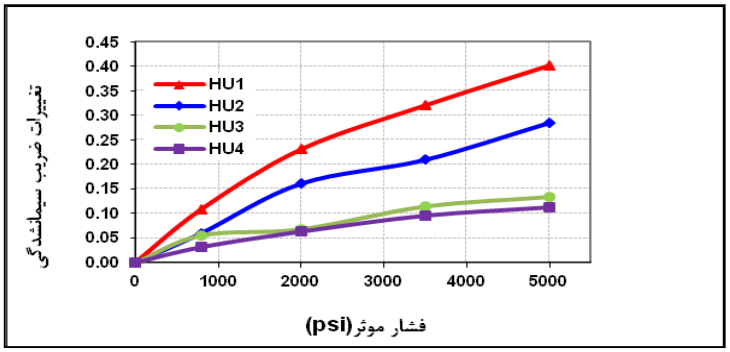
شکل٤- ارتباط فاکتور مقاومت سازندی و تخلخل در فشار۳۵۰۰ پام (حاصل از رابطه آرچی) برای واحدهای جریان هیدرولیکی



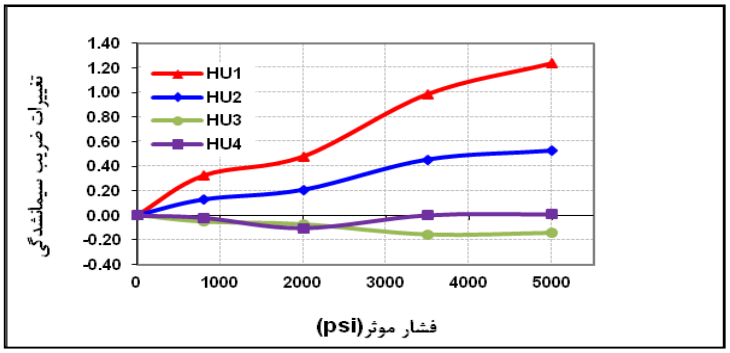
شکل٥- ارتباط فاکتورمقاومت سازندی و تخلخل در فشار ۳۵۰۰ پام (حاصل از بهترین برازش) برای واحدهای جریان هیدرولیکی



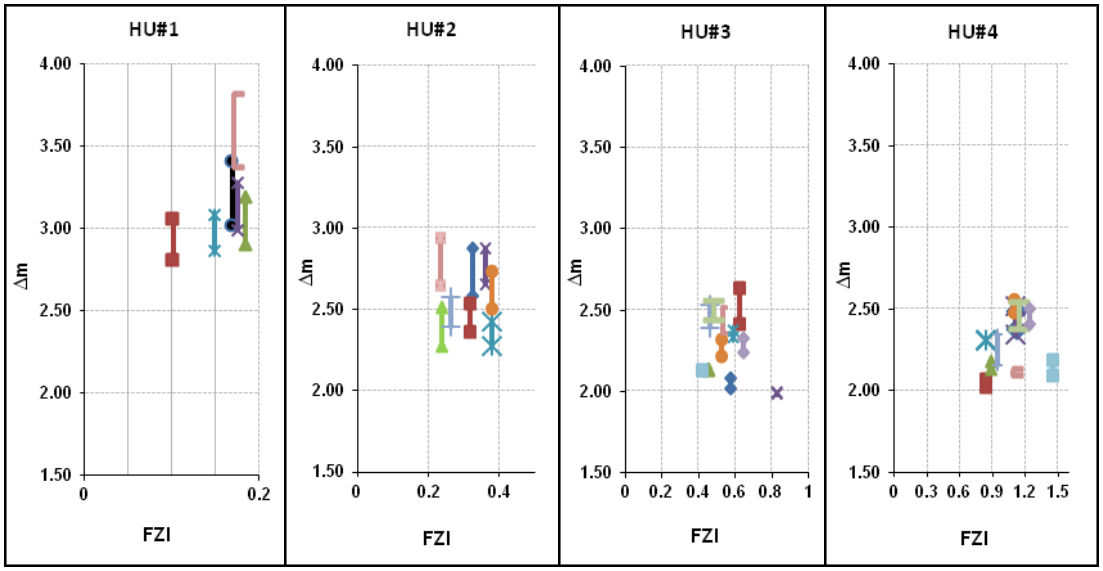
شکل٦- ارتباط ضریب سیمان‌شدگی و فشار موثر برای واحدهای جریان هیدرولیکی



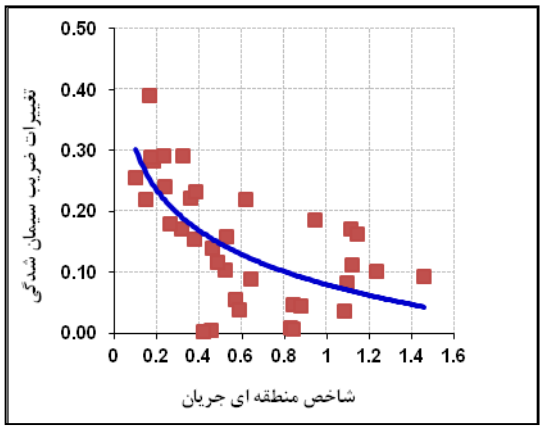
شکل۷- ارتباط تغییرات ضریب سیمان‌شدگی (حاصل از رابطه آرچی)، و فشار موثر برای واحدهای جریان هیدرولیکی



شکل۸- ارتباط تغییرات ضریب سیمان شدگی (حاصل از بهترین برازش) و فشار موثر، برای واحدهای جریان هیدرولیکی



شکل ۹- ارتباط تغییرات ضریب سیمان‌شدگی و شاخص منطقه ای جریان برای واحدهای جریان هیدرولیکی



شکل۱۰- ارتباط تغییرات ضریب سیمان‌شدگی و شاخص منطقه ای جریان برای تمامی نمونه ها

جدول۱- معادلات تجربی حاصل از ارتباط فاکتور مقاومت ویژه و تخلخل در هر واحد جریان هیدرولیکی

واحد جریانی	رابطه m و P	R^2
۱	$m= -۱*۱۰^{-۸} P^{۲} +۰/۰۰۰۱P +۲/۸۱۱$	۰/۹۹
۲	$m= -۶*۱۰^{-۹} P^{۲} +۹*۱۰^{-۵}P +۲/۳۹۱$	۰/۹۹
۳	$m= -۳*۱۰^{-۹} P^{۲} +۴*۱۰^{-۵}P +۲/۱۸۵$	۰/۹۶
۴	$m= -۳*۱۰^{-۹} P^{۲} +۴*۱۰^{-۵}P +۲/۱۵۳$	۰/۹۹

جدول۲- معادلات تجربی حاصل از ارتباط ضریب سیمان شدگی و فشار موثر در هر واحد جریان هیدرولیکی

واحد جریانی	حاصل از بهترین برازش	حاصل از معادله آرچی	m بهترین برازش	a بهترین برازش	R^2
۱	$FF=۰/۳۸۶\ \phi^{-۳/۷۴۶}$	$FF=\phi^{-۳/۱۳۱}$	۳/۷۴۶	۰/۳۸۶	۰/۸۵
۲	$FF=۱/۸۷۲\ \phi^{-۲/۲۷۰}$	$FF=\phi^{-۲/۶۰۲}$	۲/۶۰۲	۱/۸۷۲	۰/۶۲
۳	$FF=۱/۷۸۴\phi^{-۱/۹۹۹}$	$FF=\phi^{-۲/۲۹۲}$	۲/۲۹۲	۱/۷۸۴	۰/۷۶
۴	$FF=۱/۶۹۰\phi^{-۲/۰۱}$	$FF=\phi^{-۲/۲۴۹}$	۲/۲۴۹	۱/۶۹	۰/۸۶

٤. نتیجه گیری

۱- با بکارگیری روش واحدهای جریان هیدرولیکی به منظور طبقه بندی نمونه های مخزنی ٤ واحد جریانی تشخیص داده شد. مقادیر شاخص منطقه ای جریان برای واحدهای ۱تا ٤ به ترتیب برابر ۰/۱٦، ۰/۳، ۰/۵۸ و ۱/۰۹ تعیین شد.

۲- در هر واحد جریانی نحوه تغییرات ضریب سیمان شدگی نسبت به فشارهای موثر مختلف، به صورت نمودار و روابط تجربی ارائه گردید. محدوده ضریب همبستگی R2 در این نوع ارتباط بین ۰/۹٦تا ۰/۹۹ بوده است. نمودارها نشان می دهد که بیشترین مقدار ضریب سیمان شدگی متعلق به واحد۱ و کمترین آن متعلق به واحد جریانی ٤ می باشد (شکل٦).

۳- مطالعات در نمودارهای تغییرات ضریب سیمان شدگی و فشار موثر در واحدهای جریان هیدرولیکی نشان می دهد که روند شیب تغییرات ضریب سیمان شدگی از فشار ۲۰۰۰ پام تغییر کرده است (شکل ٦ و ۷) که علت آن را می توان در چند گانه بودن تخلخل نمونه ها جستجو کرد .

٤- مطالعه ارتباط تغییرات ضریب سیمان شدگی حاصل از فشارهای مختلف (اختلاف ضریب سیمان شدگی در فشارهای ۵۰۰۰ و ۸۰۰ پام) و شاخص منطقه ای جریان نشان می دهد که بازه تغییرات ضریب سیمان شدگی در واحدهای جریانی مختلف یکسان نبوده و از واحد جریانی ۱ به سمت واحد جریانی ٤ به تدریج کاهش یافته است (شکل۹). به عبارت دیگر با اندکی افت در فشار مخزن تغییرات زیادی برای مقدار ضریب سیمان شدگی در واحدهای ۱و۲ رخ خواهد داد در صورتی که این تغییرات در واحدهای ۳ و ٤ بسیار کمتر خواهد بود.

۵. پیشنهادات

هرچند که در صورت نداشتن اطلاعات کافی ولی به شرط داشتن واحدهای جریانی یکسان (مشابه FZI) در یک میدان می توان از نتایج یک چاه برای چاه دیگری در همان میدان استفاده نمود لیکن چنانچه تعداد نمونه های مورد مطالعه افزایش و مطالعه فوق بر روی مخازن بیشتری از یک میدان انجام گیرد آگاهی ما از نحوه تغییرات ضریب سیمان شدگی نسبت به فشار در واحد های جریانی کامل تر و نتیجه شبیه سازی مدل دینامیکی نیز واقعی تر خواهد بود.

٦. علائم اختصاری:

RQI: شاخص کیفیت مخزنی، FZI: شاخص منطقه ای جریان، z: تخلخل نرمال شده، F: فاکتور مقاومت سازندی: تخلخل، a: ضریب پیچاپیچی، m: ضریب سیمان شدگی.

تشکر و قدردانی

از آقایان مهندس سلیمانی و مهندس سلطانیان بخاطر داوری مقاله سپاسگزاری می گردد.

٦. منابع

[۱]- ثابتی، ت.، مسیحی، م.، موحد،ب.، و زرگر، ق.، ۱۳۹۱، تخمین ضریب سیمان‌شدگی از نمودارهای تصویرگر الکتریکی در مخازن کربناته سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[۲]- حسینی نیا، ط.، رضایی، م .ر.، ۱۳۸۱، بررسی حساسیت عوامل مختلف پتروفیزیکی بر محاسبه اشباع‌شدگی آب در مخازن کربناته مجله علوم دانشگاه تهران، جلد بیست و هشتم، شماره ۱، صفحات ۹۱-٦۹.

[۳]- کاظم زاده، ع.ا.، نبی بید هندی، م.، رضایی، م .ر.، ۱۳۸۵، مطالعه مقاومت ویژه سازندی با استفاده از واحدهای جریان هیدرولیکی در مخازن کربناته۱۳۸۷، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و چهارم ، شماره ۱، صفحات۲۱-۱۳.

[4]- Abbaszadeh M., H. Fujii, F. Fujimoto, 1996, Permeability Prediction by Hydraulic Flow Units - Theory and Applications, SPE Formation Evaluation Journal, p. 263-271.

[5]- Aguilera R., 1976, Analysis of naturally fractured reservoirs from conventional well, Journal of Petroleum Technology, v. XXVIII, no. 7, p. 764 772.

[6]- Amaefule J.O., M. Altunbay, D. Tiab, D.G. Kersey, D.K. Kedan, 1993, Enhanced reservoir description, Using core and log data to identify hydraulic (flow) unites and predict permeability in uncored intervals / wells, SPE 26436, Presented at 68th Ann. Tech. Conf, and Exhibit. Houston, Tx.

[7]- Arps j.j., 1953, The effect of temperature on the density and electrical resistively of sodium chloride solutions. Journal Petroleum Technology, v.195, p.17-20.

[8]- Asadollalahi, M., A.M. Bagheri, M. Haghi and M. Namani, 2008, Investigation of cementation exponent in Iranian carbonate reservoir, The14 formation symposium of Japan. APWLA

[9]- Fahad, A., Al-Agmi, S., Holditch A., 2000, Permeability estimation using hydraulic flow units in a Central Arabia Reservoir, SPE. 63254: 787-799.

[10]- Fatt I., 1957, Effect of Overburden and Reservoir Pressure On Electrical Logging Formation Exponent, AAPG Bull., 41, 2456. and Wyble, D.O.,1958, Effect of Applied Pressure on Conductivity, Porosity and Permeability, Trans., AIME (1958), v. 213, p.386-388.

[11]- Lucia F.J., 1983, Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks a field classification of carbonate pore space, JPT, v. 35, 629p.

[12]- Salem H.S. and G.V. Chilingarian, 1999, The cementation exponent of Archie's equation for shaly sandstone reservoirs, Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 23, p. 83-93.

[13]- Schlumberger, 1972, Inc, Log interpretation-principle, schlumberger Educational services, Houston.

[14]- Svirsky D., A. Ryazanov, M. Pankov, A. Posysoev, 2004, Hydraulic flow units resolve reservoir description challenges in a Siberian oil field, SPE. 87056, p. 1-15.

[15]- Tiab D. and E.C. Donalson, 1996, Petrophysics : Theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties, Gulf publishing company, Houston, Texas.

مقایسه رخساره‌های الکتریکی با گونه‌های سنگی تعیین شده به روش واحدهای همسان جریانی سازند کنگان در یکی از میادین گازی خلیج فارس

حیدر صائمی[۱]، وحید توکلی[۲]، حسن اشراقی[۳]

[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود،

[۲]استادیار دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران

[۳]کارشناس ارشد زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، شرکت نفت و گاز پارس، مدیریت مهندسی نفت و گاز، تهران

*he_saemi@yahoo.com

دریافت اسفند ۱۳۹۳، پذیرش تیر ۱۳۹٤

چکیده

سازند کنگان با ضخامتی حدود ٤٤٤ متر از گروه دهرم، پرمین، در ناحیه مورد مطالعه به طور عمده، از سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده که گاهی با میان لایه‌های انیدریتی نیز همراه است. در این پژوهش، از روش تفکیک‌پذیری چندتایی برای تعیین رخساره‌های الکتریکی میدان مورد مطالعه استفاده شده است. با توجه با این‌که در این میدان مطالعاتی جهت تعیین رخساره‌های الکتریکی و تعیین گونه‌های سنگی به روش واحدهای همسان جریانی انجام نشده است، انجام این پژوهش اهمیت کار را دو چندان کرده است. در این مقاله، با استفاده از نمودارهای پتروفیزیکی پرتو گاما، چگالی و تخلخل نوترون رانده شده و داده‌های مغزه در یکی از چاه‌های میدان، گونه‌های سنگی به روش‌های رخساره‌های الکتریکی و واحدهای همسان جریانی، تعیین گردید. تعیین رخساره‌های سنگی در این میدان میتواند راه حلی کارآمد برای طبقه‌بندی رخساره‌های مخزن در جهت تعیین خواص پتروفیزیکی سنگ مخزن و تفکیک مناطقی که پتانسیل بالاتری برای تولید گاز دارند از مناطق کم پتانسیل باشد. در این راستا روش خوشه سازی براساس نمودار با تفکیکپذیری چندتایی (MRGC) که روشی براساس روش ناپارامتری K امین همسایه نزدیک و نمایش نموداری داده‌ها است، بر روی نمودارهای تخلخل نوترون، چگالی و پرتو گاما اعمال شد، تا رخساره الکتریکی معادل رخساره سنگی به دست آمده از مغزه بازسازی شود. درنهایت خوشه های نهایی با تلفیق خوشه های کوچک شکل میگیرند که منجر به شناسایی پنج رخساره در این میدان گردید. روش مورد استفاده در این تحقیق نیاز به مغزه گیری گسترده در این میدان را رفع میکند و منجر به صرفه جویی بسیار در هزینه و زمان میشود. علاوه بر روش فوق، گونه‌های سنگی به روش واحدهای همسان جریانی نیز تعیین گردید. واحدهای جریانی هیدرولیکی روشی برای طبقه‌بندی انواع سنگ‌ها نسبت به خواص جریانی، برپایه پارامترهای زمین‌شناسی و فیزیک جریان در مقیاس منافذ است. در این روش نیز ۵ نوع واحد سنگی بدست آمد و در پایان این دو روش با هم مقایسه شدند که در بسیاری فواصل عمقی تطابق خوبی داشتند. البته در بعضی فواصل عمقی نتیجه مناسب حاصل نشد که این میتواند به دلیل عدم یکنواختی در برداشت نمونه‌گیری در هر یک از دو روش و خطاهای انسانی باشد.

واژه های کلیدی: سازند کنگان، رخساره های الکتریکی، خوشه‌سازی، واحدهای همسان جریانی، گونه های سنگی.

۱. مقدمه

سازند کنگان با سن تریاس پیشین بخش بالائی گروه دهرم را تشکیل می دهد. این سازند یکی از مهمترین سازندهای مخزنی گازدار در خاورمیانه و به طبع آن زاگرس چین‌خورده و بخش‌های وسیعی از خلیج فارس است [3]. رایج‌ترین روش در تعیین رخساره‌های سنگی استفاده از مغزه‌گیری است. داده مغزه، مشاهده‌ای مستقیم از رخساره‌های سنگی را در اختیار ما قرار می‌دهد و به کمک آن به صورت دقیق می‌توان رخساره‌های گوناگون را از یکدیگر تفکیک کرد. اما با وجود همه ویژگی‌های مثبت، به سبب گران بودن عملیات مغزه‌گیری و نیز صددرصد نبودن بازیابی مغزه خارج شده از چاه، این روش در تمامی چاه‌های یک میدان قابل استفاده نیست [5]. از طرفی توصیف و آنالیز مغزه بسیار وقت‌گیر و به تجربه زمین‌شناس بستگی دارد. بنابراین برای حل این مشکل نیاز به روشی است که هم ارزان‌تر از مغزه‌گیری باشد و هم بتواند دقت و تفکیک‌پذیری رخساره‌های سنگی را تا حد مناسبی برای چاه هایی که مغزه ندارند، ایجاد کند [8]. یکی از روش‌های مناسب برای پاسخ به این نیاز استفاده از داده‌های چاه‌پیمایی است. نمودارهای پتروفیزیکی، اطلاعات غیرمستقیم از داده‌های زیرزمینی به دست می‌آورد و نیز بسیار ارزان‌تر از استفاده از نتایج بررسی‌های مغزه است. با بررسی چند نمودار چاه‌پیمائی با هم، می‌توان رخساره‌های الکتریکی که شباهت‌های زیادی با هم دارند را طبقه‌بندی کرد. رخساره‌های الکتریکی می‌توانند هم خصوصیات سنگ و هم خصوصیات شاره مخزن را نمایش دهند و به کاربر اجازه می‌دهند که واحدهای رسوبی و لایه‌ها را از هم تفکیک کند. اگر رخساره‌های الکتریکی با رخساره‌های سنگی منطبق شوند، می‌توان رخساره‌های الکتریکی را درحکم جانشین برای رخساره سنگی ساخت و به کار برد. رخساره‌های الکتریکی ایجاد شده را می‌توان بعداً برای پیش‌بینی رخساره‌های سنگی در چاه‌های بدون مغزه و یا در بازه‌های بدون مغزه چاه‌های مغزه‌گیری شده به کار برد [7]. یک روش موثر برای تجزیه و تحلیل رخساره، ایجاد مدل طبقه‌بندی از رخساره‌ها است که داده‌های نمودار پتروفیزیکی را به مجموعه‌ای از پاسخ‌های نمودار که یک رسوب را توصیف می‌کند، تقسیم بندی می‌کند و امکان تفکیک و شناسایی رسوب از سایر رسوبات را فراهم می‌آورد. به این مجموعه از پاسخ‌های نمودار یک دسته یا خوشه می‌گویند. خوشه‌سازی بر اساس نمودار با تفکیک‌پذیری چندتایی[1] یک روش آماری ناپارامتری است که مشکل وابستگی به بُعد را از بین می‌برد و اطلاعات مفیدی در مورد رخساره‌های زمین‌شناسی از ساختار خود داده به دست می‌آورد [10]. این روش که روشی براساس روش ناپارامتری K امین همسایه نزدیک و نمایش نموداری داده است، بر روی نمودارهای تخلخل، چگالی و پرتو گاما اعمال شد تا رخساره الکتریکی از آن حاصل گردد.

استفاده از روش‌های فوق برای تعیین گونه‌های سنگی در میادین متعددی بکار گرفته شده است که از آن جمله می توان به سازند سرمه در میدان بلال و سازند آسماری در میدان چشمه‌خوش اشاره کرد.

۲. موقعیت میدان مورد مطالعه و چینه شناسی سنگی سازند کنگان

میدان مورد بررسی در میانه خلیج فارس واقع شده که تنها دو چاه در این میدان تا انتهای سازند کنکان حفاری شده است. نام کنگان از میدان عظیم گازی کنگان، در حاشیه خلیج فارس، در ۱۷۵ کیلومتری جنوب خاوری بندر بوشهر گرفته شده، ولی بُرش الگوی آن در چاه شماره(۱) کوه سیاه واقع در خاور تاقدیس و گنبد نمک خورموج است [1]. سازند کنگان در ناحیه مورد مطالعه در بین سازند دالان در زیر و سازند دشتک در بالای آن جای دارد. مرز زیرین این سازند با سازند دالان

[1] Multi-Resolution Graph based Clustering (MRGC)

(مرز بین پرمین و تریاس) از نوع ناپیوستگی فرسایشی است [2]. مرز بالائی آن با سازند دشتک (بخش شیل آغار) به صورت پیوسته و هم شیب است[12] .

۲-۱ داده های موجود

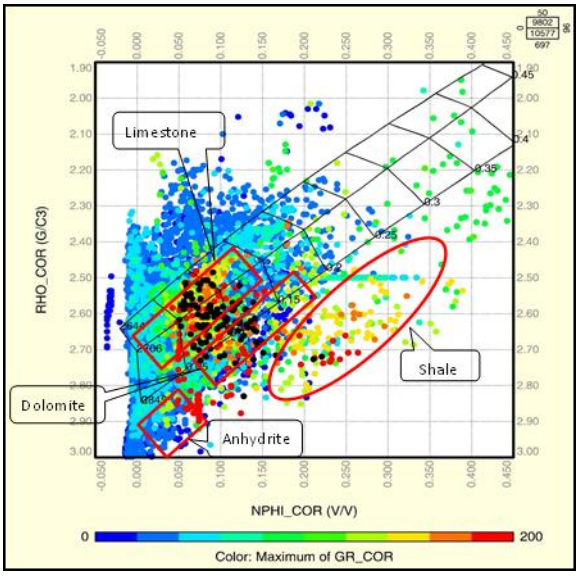
پایگاه اطلاعاتی این تحقیق شامل داده‌های مربوط به دو حلقه چاه که ٦٦٠٠ متر از هم فاصله می‌باشد. این داده‌ها شامل نمودارهای خام پتروفیزیکی، گزارش‌های مقاطع نازک از فواصل مغزه گرفته شده، گزارش‌های آزمایش معمولی و ویژه مغزه[۱] و تمامی گزارش‌های مربوط به زمین‌شناسی میدان مورد مطالعه است. از اطلاعات خام نمودارهای پتروفیزیکی می‌توان به نمودار پرتو گاما[۲] ، چگالی[۳]، تخلخل نوترون[٤] و نمودار صوتی[٥] اشاره کرد. در چاه A میدان مورد مطالعه، نمودارهای مذکور از عمق ۲۸۹۱ متری تا عمق ۳۹۰۵ متری برداشت شده است، که تمام سازندهای مورد مطالعه را در بر می گیرد. به همین صورت برای چاه B، نمودارهای پتروفیزیکی از عمق ۲۸۹۱,٤ متری تا عمق ۳۹۰۵,٤ متری را پوشش می‌دهد. از چاه های A و B میدان مذکور در مجموع ۹٤٥,۹ متر مغزه برداشت شده است که ۳۵۰ متر از چاه A و ۵۹۵,۹ متر از چاه B می باشد. از مغزه‌های برداشت شده تعداد ۳٤٥۰ مقطع نازک تهیه شده که ۱٤۰۰ عدد از آن مربوط به چاه A و ۲۰۵۰ عدد آن مربوط به چاه B می باشد.

۲-۲ روش کار

در این پژوهش نخست با استفاده از نمودارهای الکتریکی و روش‌های آماری ۵ رخساره الکتریکی بدست آمد. از طرفی با توجه به این که واحدهای همسان جریانی، که یک روش برای دسته‌بندی نوع سنگ و پیش‌بینی ویژگی‌های جریان بر پایه پارامترهای زمین‌شناسی، رسوب شناسی و فیزیک جریان در مقیاس حفره‌ای می‌باشد، نیز با استفاده از نتایج مطالعات معمولی مغزه، ۵ گونه سنگی بدست آمد.

برای آنالیز رخساره‌های الکتریکی، نمودارهای پتروفیزیکی چاه‌ها[٦] ، گزارش‌های توصیف مغزه و مقاطع نازک میکروسکپی، نتایج آنالیز مغزه‌ها و نتایج ارزیابی های پتروفیزیکی مورد استفاده قرار گرفت. در ابتدا نمودار متقاطع وزن مخصوص در مقابل تخلخل نوترون در چاه‌های میدان ترسیم شده و ترکیب سنگ‌شناسی سازند کنگان به طورکلی بر روی آن نشان داده شد (شکل ۱).

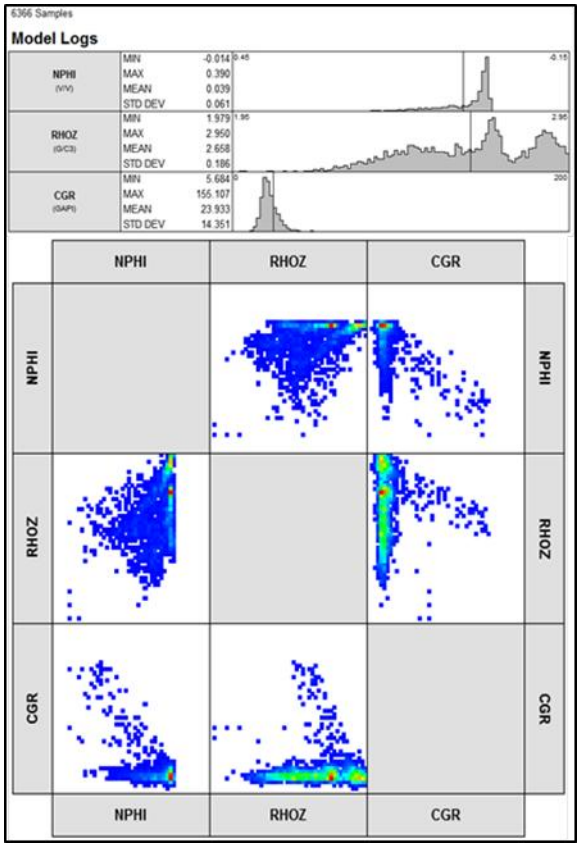
[۱] CCAL & SCAL
[۲] GR
[۳] RHOB
[٤] NPHI
[٥] DT
[٦] Well Logs



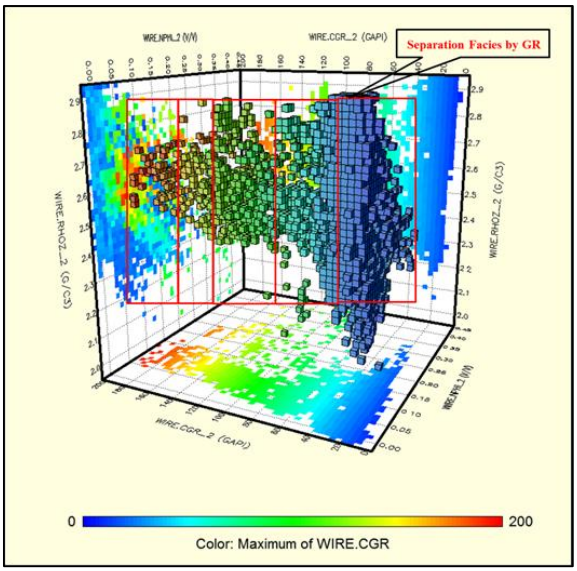
شکل۱- نمودار متقاطع وزن مخصوص در مقابل تخلخل نوترون در چاه‌های میدان مورد مطالعه

همان‌طور که در شکل پیداست، بخش های مختلفی از نقاط دارای مقادیر یکسان پرتو گاما هستند (رنگ سبز تا قرمز) که این مسئله بیانگر آن است که دو نمودار وزن مخصوص و تخلخل نوترون به تنهائی قادر به جداکردن رخساره‌های مختلف نیست. نتیجه این‌که جهت آنالیز رخساره‌های الکتریکی باید حداقل از سه نمودار و یا بیشتر به‌طور هم‌زمان استفاده گردد. جهت آنالیز و شناسائی رخساره‌های الکتریکی سازند مورد مطالعه، تمامی نمودارهای پتروفیزیکی موجود مورد بررسی و آزمایش قرار گرفتند. درنهایت پس از بررسی‌های فراوان با انواع ترکیبی حداقل سه‌گانه نمودارهای الکتریکی جهت جدایش بهتر رخساره‌ها، مشخص گردید که نمودارهای پرتو گاما، نوترون و وزن مخصوص بهترین نتایج را جهت تفکیک رخساره‌ای مختلف در سازند کنگان ارائه می‌دهند. لذا این سه نمودار الکتریکی در یکی از چاه‌های میدان انتخاب و تصحیحات محیطی برروی آنها انجام گردید و از آنها به عنوان داده‌های ورودی به مدل رخساره‌ای استفاده شد. در شکل ۲ هیستوگرام نمودارهای انتخاب شده همراه با اطلاعات آماری آنها و نمودارهای متقاطع هر یک نسبت به هم ارائه شده است.

برای روشن شدن کامل مطلب شکل سه‌بعدی نمودارهای پرتو گاما، تخلخل و چگالی سازند کنگان در چاه B در شکل ۳ آورده شده است. در این شکل ملاحظه می‌گردد که به‌صورت سه‌بعدی بخش‌های مورد نظر همپوشانی نداشته و قابل تفکیک هستند. لذا در این مطالعه جدایش و تفکیک رخساره‌های الکتریکی به‌صورت سه‌بعدی انجام گردید.خوشه‌سازی براساس نمودار با تفکیک‌پذیری چندتائی یک روش آماری ناپارامتری است که مشکل وابستگی به بعد را از بین می‌برد و اطلاعات مفیدی در مورد رخساره‌های زمین‌شناسی از ساختار خود داده به دست می‌آورد [10].

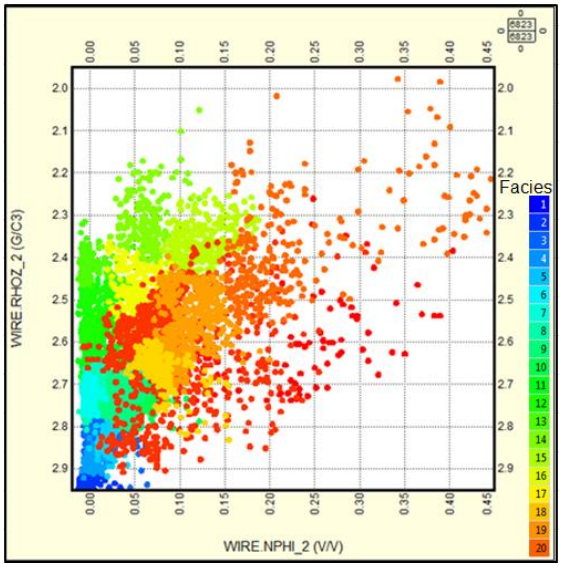


شکل۲- هیستوگرام و مشخصات آماری نمودارهای انتخاب شده جهت آنالیز رخساره‌های الکتریکی

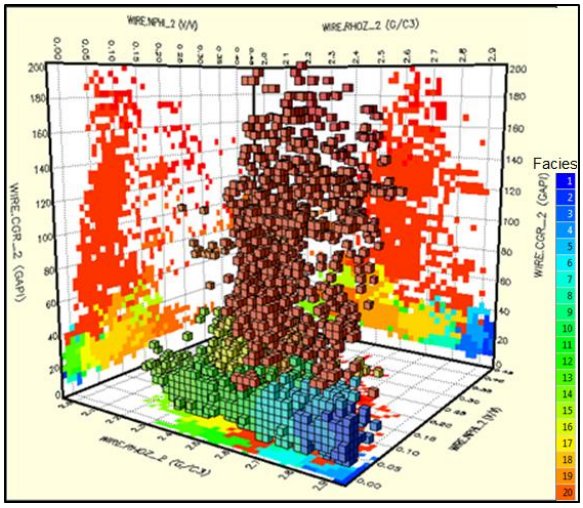


شکل۳- نمایش سه‌بعدی نمودارهای انتخاب شده جهت آنالیز رخساره‌های الکتریکی در چاه B میدان مورد مطالعه

در این پژوهش، با استفاده از نرم‌افزار ژئولاگ خوشه‌سازی رخساره‌ای به روش تفکیک‌پذیری چندتایی انجام گرفت. براین اساس نرم افزار ۵ ردهٔ رخساره‌ای را پیشنهاد داد. ۵ ردهٔ رخساره‌ای به ترتیب شامل ۱۲، ۱٤، ۱۸، ۲۰ و ۲۲ خوشهٔ رخساره‌ای بوده که با توجه به دقت مورد نیاز جهت تعریف رخساره‌های الکتریکی ردهٔ ٤ که شامل ۲۰ خوشهٔ رخساره‌ای بوده به عنوان مبنا، جهت تلفیق رخساره‌ها و نهائی کردن مدل رخساره‌ای انتخاب گردید. در شکل‌های ٤ و ۵، ۲۰ خوشهٔ رخساره‌ای اولیه به صورت دو بعدی و سه‌بعدی نمایش داده شده‌است. لازم به ذکر است که تعداد خوشه‌های رخساره‌ای تا حدودی تعریف می‌گردند که بتوان جدایش مورد نیاز برای بخش‌های مختلف با سنگ‌شناسی متفاوت را بدست آورد.



شکل٤- نمودار متقاطع تخلخل در مقابل چگالی برای سازند کنگان که تعداد ۲۰ خوشهٔ اولیه ایجاد شده‌است



شکل۵- نمودار سه بعدی پرتو گاما، تخلخل و چگالی در سازند کنگان با ۲۰ رخسارهٔ اولیه

۲-۳ تلفیق رخساره‌های الکتریکی[۱]

همان‌گونه که ذکر گردید، مدل رخساره‌ای شامل ۲۰ خوشه[۲] به‌عنوان مدل مبنا جهت تلفیق رخساره‌ای[۳] انتخاب گردید. این مدل با استفاده از روش[۴] KNN در چاه مورد نظر توزیع گردید. سپس براساس نمودارهای تفسیر شده، میزان تغییرات تخلخل هریک از ۲۰ رخساره بررسی و تعیین گردید. درجدول ۱ مقادیر کمینه، بیشینه و متوسط تخلخل برای ۲۰ رخسارهٔ اولیه آورده شده است. جهت تلفیق رخساره‌ها ابتدا مخزن به لحاظ کیفی به پنج کیفیت خیلی ضعیف، ضعیف، متوسط، خوب و بسیار خوب تفکیک شد (جدول ۲). سپس با توجه به جدول‌های ۱ و ۲ رخساره‌های اولیه‌ای که میانگین تخلخل آنها با رخساره‌های کیفی تعیین شده در جدول ۲ هماهنگ هستند با هم تلفیق کرده و به عنوان یک رخساره در نظر گرفته شد. واضح‌تر این که تمام ۲۰ رخساره اولیه‌ای که مقدار میانگین آنها کمتر از ۳٪ است مانند رخساره‌های اولیه‌ی ۱ تا ۷، ۱۰، ۱۲ و ۱۹ با هم تلفیق شده و تحت عنوان رخساره شماره ۱ قرار گرفت. با مقایسه رخساره شماره ۱ با نتایج مطالعات مغزه در اعماق متناظر، مشاهده شد که بسیاری نقاط دارای تراوائی خیلی پایین می باشند. بعلاوه با توجه به این که در سازند کنگان در میدان مورد مطالعه زون‌های شکسته شده‌ائی که تراوائی مخزن را افزایش دهد دیده نشده، لذا رخساره شماره ۱ به لحاظ مخزنی، کیفیت مناسب نداشته و امکان تولید از این رخساره بسیار بعید به‌نظر می‌آید. تلفیق رخساره‌ها به همین صورت برای سایر رخساره‌های اولیه انجام گردید. در جدول ۱ رخساره‌های اولیه‌ایی که می‌توانند با هم تلفیق شوند را به صورت هم‌رنگ نشان می‌دهد.

جدول۱- مقادیر کمینه، بیشینه و متوسط تخلخل

رخساره	تعداد نمونه ها	تخلخل (٪)		
		کمینه	بیشینه	متوسط
۱	۱۰	۰	۲	۰
۲	۱۵۰	۰	۳	۰
۳	۱۰۰	۰	٤	۱
٤	۲۸	۰	۳	۰
۵	۲۱	۰	۳	۱
٦	۱۸۵	۰	۳	۰
۷	۱٦۱	۰	۳	۱
۸	۷٤	۱	۱۰	٤
۹	۳۱	۲	۸	٤
۱۰	۱۱٦	۰	۸	۲
۱۱	۱۹۹	۰	۸	۳
۱۲	۱۲۱	۰	٦	۱
۱۳	۱٤۵	۳	۱۵	۹
۱٤	۷٦	۷	۱۳	۱۰
۱۵	٦٦	۰	۱۲	۷
۱٦	۲۷	٤	۱۱	۷
۱۷	۱۷٤	٦	۱٤	۱۰
۱۸	۹۱	۸	۲۱	۱۵
۱۹	٦۰	۰	٦	۲
۲۰	۲۳	۰	۸	۳

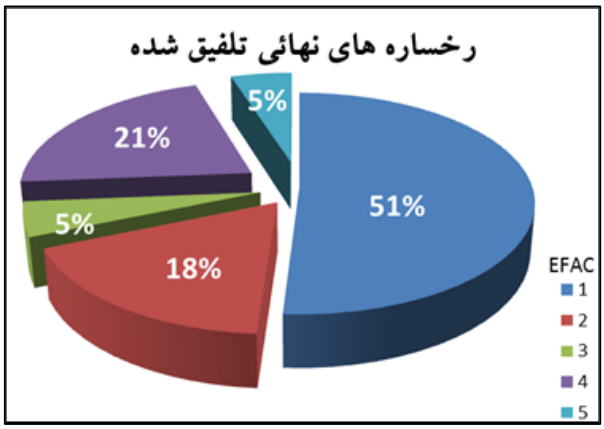
[۱] Facies Merge
[۲] Cluster
[۳] Facies Merging
[۴] K-Nearest-Neighbor

جدول۲- تفکیک رخساره‌های مخزن بر اساس تغییرات مقادیر تخلخل

رخساره	تخلخل	مشخصه مخزن
۱	$\varphi < ۳$	خیلی ضعیف
۲	$۳ \leq \varphi < ٦$	ضعیف
۳	$٦ \leq \varphi < ۹$	متوسط
٤	$۹ \leq \varphi < ۱۲$	خوب
٥	$\varphi \geq ۱۲$	خیلی خوب

جدول۳- فراوانی رخساره‌های الکتریکی تلفیق شده

رخساره	تعداد	تخلخل	فراوانی	مشخصه مخزن
۱	۹٤۲	$\varphi < ۳$	۰.٥۱	خیلی ضعیف
۲	۳۲۷	$۳ \leq \varphi < ٦$	۰.۱۸	ضعیف
۳	۹۳	$٦ \leq \varphi < ۹$	۰.۰٥	متوسط
٤	۳۹٥	$۹ \leq \varphi < ۱۲$	۰.۲۱	خوب
٥	۹۱	$\varphi \geq ۱۲$	۰.۰٥	خیلی خوب
مجموع	۱۸٤۸		۱۰۰٪	



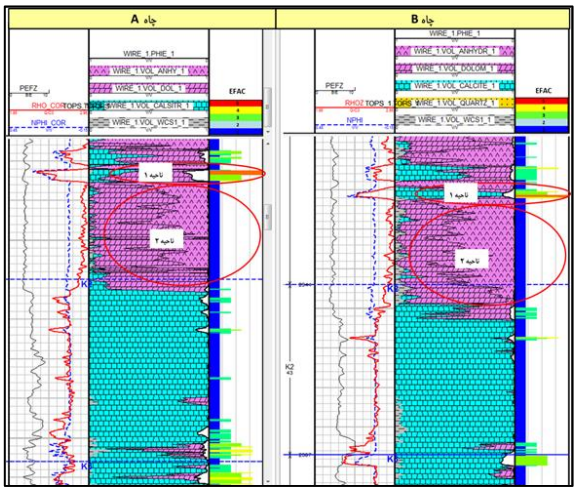
شکل٦- فراوانی رخساره‌های الکتریکی تلفیق شده

در جدول۳ و شکل٦ رخساره‌های الکتریکی تلفیق شده همراه با فراوانی آنها نشان داده شده است.

۲-٤ توزیع رخساره‌های الکتریکی در چاه A

اگر چه چاه A دارای اطلاعات کافی برای بدست آوردن رخساره‌های الکتریکی بود، اما از اطلاعات آن استفاده نشد. در واقع از چاه A به عنوان چاهی که بتوان نتایج حاصل از چاه B را در آن بررسی کرد استفاده شد. پس از اطمینان از صحت و درستی مدل نهائی رخساره‌ای چاه B، با استفاده از روش KNN Facies Propagation رخساره‌های ٥ گانه در چاه A توزیع گردید. در شکل ٦ رخساره‌های الکتریکی بدست آمده با تخلخل تفسیر شده بطور کیفی تطابق

داده شده‌اند. همانطور که در شکل پیداست، مناطقی که دارای تخلخل پائین و کیفیت مخزنی نامناسب می‌باشند در مقابل رخساره‌های الکتریکی ۱ و ۲ (رنگ‌ها آبی پر رنگ و آبی کم رنگ) واقع شده (ناحیه ۲) و فواصلی که از تخلخل بالایی برخوردار بوده و کیفیت مخزنی خوبی دارند، رخساره‌های الکتریکی ۳ و ۵ (رنگ‌های سبز، زرد و قرمز) را پوشش میدهند (ناحیه ۱).



شکل٦- توزیع رخساره‌های پنجگانه الکتریکی در چاه‌های A و B و مقایسه آن با نمودارهای تفسیر شده پتروفیزیکی

۲-۵ تعیین گونه‌های سنگی به روش واحدهای همسان جریانی

در این میدان علاوه بر روش رخساره الکتریکی گونه‌های سنگی به روش واحدهای همسان جریانی[۱] نیز تعیین گردید. یک واحد جریانی، حجمی از سنگ مخزن است که به طور عمودی و جانبی، پیوسته و قابل پیش‌بینی بوده و خصوصیات زمین شناسی و پتروفیزیکی تأثیرگذار روی جریان سیال درون آن، ثابت است و به طور مشخص از سایر حجم‌های سنگ متفاوت می‌باشد. واحدهای جریانی هیدرولیکی روشی برای طبقه‌بندی انواع سنگ‌ها نسبت به خواص جریانی برپایه پارامترهای زمین‌شناسی و فیزیک جریان در مقیاس منافذ است. تعیین گروه‌های سنگی می‌تواند براساس انواع داده‌های نمودار پتروفیزیکی و آنالیز مغزه صورت گیرد. در این مطالعه از روش شاخص منطقه جریانی جهت تعیین تعداد گروه‌های سنگی استفاده شده است. تئوری روش ابتدا توسط آمیفول و همکاران و سپس توسط سایر محققین تعمیم یافت[4]. تئوری مربوط به طبقه‌بندی واحدهای جریان هیدرولیکی بر این فرض استوار است که منافذ را می‌توان به صورت دسته‌ای از لوله‌های موئین در نظر گرفت. برای لوله‌های موئین مستقیم استوانه‌ای به شعاع r، با ترکیب رابطه دارسی (Darcy) و رابطه پویزیله[۲] ، می توان نوشت:

$$K = \frac{r^2}{8}\varphi_e \qquad (۱)$$

که در آن K تراوایی و φ_e تخلخل موثر می‌باشند. رابطه ساده فوق بیانگر این است که ارتباط تخلخل و تراوایی بستگی به هندسه فضای و شکل منافذ (شعاع r) و شکل منافذ(عدد 8 در معادله فوق برای لوله‌های استوانه‌ای شکل) دارد. برای یک

[۱] Hydraulic Flow Units (HFU)
[۱] Poiseuille

محیط متخلخل واقعی کوزنی و کارمن دو پارامتر پیچاپیچی (τ) و مساحت سطح واحد حجم دانه (S_{gv}) را در رابطه (۱) اعمال نموده و رابطه زیر را ارائه نمودند [9]:

$$K = \frac{\varphi_e^3}{(1-\varphi_e)^2} \times \frac{1}{F_s\,\tau^2 S_{gv}^2} \qquad (۲)$$

که در آن F_s فاکتور شکل، K تراوایی بر حسب میکرومتر مربع و φ_e، تخلخل به صورت کسری بیان می‌شود. گروه $F_s\tau^2$ به عنوان ثابت کوزنی شاخته شده و محدودیت اصلی در کاربرد معادله فوق می‌باشد، زیرا مقادیر واقعی از ثابت کوزنی معمولاً برای یک سنگ خاص ناشناخته بود و عبارت S^2_{gv} در محاسبات منظور نمی‌گردید. تکنیک واحدهای جریان هیدرولیکی، با در نظر گرفتن مشخصات اصلی زمین‌شناسی و هندسه فضای متخلخل و تقسیم‌بندی شاخص منطقه‌ای جریان[۱] ، تغییرات ثابت کوزنی و عبارت S^2_{gv} را در نظر می‌گیرد. آمیفول و همکاران با تقسیم رابطه (۲) بر φ_e تغییرات ثابت کوزنی را مورد مطالعه قرار داده‌اند و رابطه زیر را ارائه نمودند [4]:

$$0.0314\sqrt{\frac{K}{\varphi_e}} = \left[\frac{\varphi_e}{1-\varphi_e}\right]\frac{1}{\sqrt{F_s\,\tau^2 S_{gv}^2}} \qquad (۳)$$

ثابت 0.0314 جهت تبدیل میلی‌متر مربع به میلی‌دارسی است. با تعریف عبارت‌های شاخص منطقه‌ای جریان ، شاخص کیفیت مخزنی[۲] و تخلخل نرمال شده[۳] به صورت‌های زیر:

$$FZI = \frac{1}{\sqrt{F_s\,\tau^2 S_{gv}^2}} \qquad (۴)$$

$$RQI = 0.0314\sqrt{\frac{K}{\varphi_e}} \qquad (۵)$$

$$\varphi_z = \frac{\varphi_e}{1-\varphi_e} \qquad (۶)$$

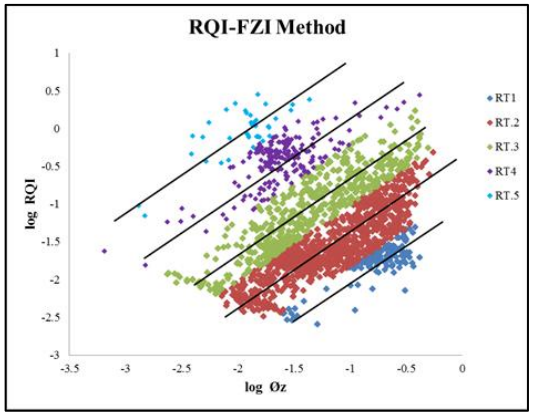
با توجه به روابط ٤ تا ٦، رابطه ۳ به صورت $RQI = \varphi_z \times FZI$ تبدیل خواهد شد. با گرفتن لگاریتم از طرفین معادله خواهیم داشت.

$$LogRQI = Log\varphi_z + LogFZI \qquad (۷)$$

از این رو هنگامی که شاخص کیفیت مخزنی بر حسب φ_z در نمودار log-log رسم شود خط راست با شیب واحد برای هر نوع سنگ بدست می‌آید. مقدار شاخص بخش جریانی را می‌توان از عرض از مبدا این خط در $\varphi_z = 1$ بدست آورد. نمونه‌هایی که دارای اندازه‌های گوناگون شاخص بخش جریانی هستند، خطوط موازی دیگری می‌سازند. شمار این خطها معادل شمار نوع سنگ‌های مخزن می‌باشد. همه نمونه‌های واقع شده در روی یک خط، دارای ویژگی‌های گلوگاهی یکسان هستند و بنابراین یک واحد جریانی را تشکیل می‌دهند. با افزایش مقدار عددی شاخص منطقه‌ای جریان، ویژگی‌های مخزنی بهبود می‌یابد. تعیین واحدهای جریان هیدرولیکی درون یک مخزن با داده‌های مغزه انجام می‌شود. اندازه‌گیری‌های تخلخل بر حسب تراوایی تحت فشار همه جانبه خالص از داده‌های معمولی مغزه جهت محاسبه تخلخل نرمال شده، شاخص منطقه ای جریان و شاخص کیفیت مخزنی استفاده می‌شود. اگرچه برای هر واحد جریانی می‌بایستی یک مقدار شاخص منطقه‌ای جریان در محدوده متوسط واقعی وجود داشته باشد، ولی بدلیل خطاهای اندازه گیری تصادفی در آنالیز مغزه یک توزیع از

[۲] Flow Zone Indicator (FZI)
[۳] Reservoir Quality Index (RQI)
[۳] φ_z

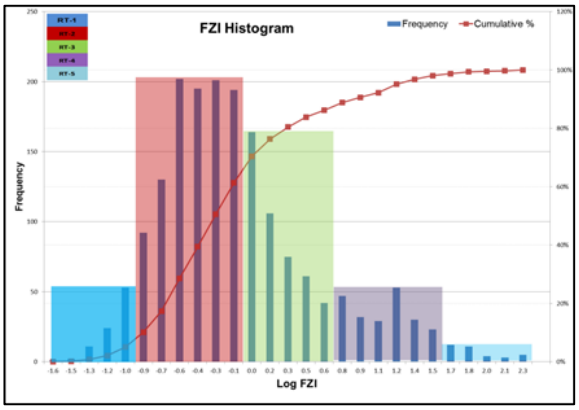
شاخص منطقه‌ای جریان در محدوده مقدار متوسط واقعی وجود دارد. تابع توزیع کلی شاخص منطقه‌ای جریان‌ها یک انطباق از توابع توزیع جداگانه اطراف متوسط شاخص منطقه‌ای جریان مربوط به هر واحد جریان هیدرولیکی است. تعیین هر مقدار متوسط شاخص منطقه‌ای جریان و یا هر واحد جریان هیدرولیکی نیازمند تجزیه کلی توزیع شاخص منطقه‌ای جریان به عناصر تشکیل دهنده آنها می‌باشد. در واقع این مسئله یک انطباق مجدد است که تکنیک آنالیز طبقه بندی، امکان انجام این فرآیند را میسر می‌سازد. در این مطالعه برای تعیین دقیق‌تر واحدهای جریانی، نتایج داده‌های مغزه شامل تخلخل و تراوائی چاه B پس از انجام محاسبات روابط ذکر شده (رابطه ۵، ٦ و ۷)، نمودار فراوانی و گسترش انباشتی شاخص بخش جریانی برای آن رسم گردید. بخش‌های جریانی گوناگون در نمودارهای گسترش فراوانی و گسترش انباشتی داده‌ها بر حسب شاخص بخش جریانی قابل تفکیک می‌باشند. هر بخش جریانی خاص با گسترش گوناگون بر روی نمودار فراوانی قابل تشخیص است. برای همه مغزه‌های چاه‌های A و B در مخزن کنگان که آنالیز معمولی مغزه بر روی آنها انجام شده است، مقادیر نفوذپذیری و تخلخل آنها مشخص و با بررسی مقدار تخلخل حد برش، اندیس کیفیت مخزن بر حسب تخلخل نرمال شده برای تعیین شاخص بخش جریانی تعیین گردید. نتایج این شاخص در شکل۷ ارائه شده است. عرض از مبدا هر یک از خطوط مناطق رنگی با شیب ۱ در شکل ۷، شاخص بخش جریانی نامیده می‌شود. به‌طوری‌که در شکل مشاهده می‌شود، چندین نوع سنگ مخزنی از دیدگاه بخش جریانی دیده می‌شود، که با کاهش محدوده در هر شاخص منطقه‌ای جریان ، می‌توان دقت و شمار بخش‌های مخزنی را افزایش داد.



شکل۷- تعیین گونه‌های سنگی به روش RQI-FZI

شکل ۸ روش تعیین شمار نوع سنگ‌های مخزنی با کاربرد شکست نمودار توزیع تجمعی شاخص منطقه‌ای جریان را نشان می‌دهد. در صورتی که از روی نمودار گسترش، این بخش‌ها را به طور دقیق و با مرزبندی نتوان تفکیک کرد، در نمودار گسترش انباشتی هر دسته با یک خط راست با شیب متفاوت ظاهر می‌شود. از این رو شمار و مرزهای شاخص بخش جریانی متفاوت، مشخص می‌گردد. جدول شماره ٤ مقادیر کمینه و بیشینه لگاریتم شاخص منطقه‌ای جریان و شاخص منطقه‌ای جریان را نشان می‌دهد. بر این اساس مقادیر شاخص منطقه‌ای جریان در محدوده ۰/۰۲ تا ۰/۱٤ برابر با "ویژگی‌های مخزنی خیلی ضعیف"، بزرگ‌تر از ۰/۱٤ تا ۰/۹۳ برابر با "ویژگی‌های مخزنی ضعیف "، بزرگ‌تر از ۰/۹۳ تا ٦/۰۲ برابر با "ویژگی‌های

مخزنی متوسط" ، بزرگ‌تر از ٦/٠٢ تا ٣٨/٣٨ برابر با "ویژگی‌های مخزنی خوب" و در نهایت مقادیر شاخص منطقه‌ای جریان بزرگ‌تر از ٤٠/١٢ تا ٢١٩/٦٣ دارای "ویژگی‌های مخزنی بسیار خوب" قابل تعریف می‌باشند.



شکل٨- نمودار توزیع تجمعی شاخص منطقه‌ای جریان

جدول٤- مقادیر کمینه و بیشینه لگاریتم شاخص منطقه‌ای جریان و شاخص منطقه‌ای جریان

Rock Type	FZI		Log FZI		Reservoir Quality
	Min	Max	Min	Max	
RT1	0.02	0.14	-2	-0.84	Very Poor
RT2	0.14	0.93	-0.84	-0.03	Poor
RT3	0.93	6.02	-0.03	0.78	Moderate
RT4	6.03	38.83	0.78	1.59	Good
RT5	40.12	219.63	1.603	2.34	Very Good

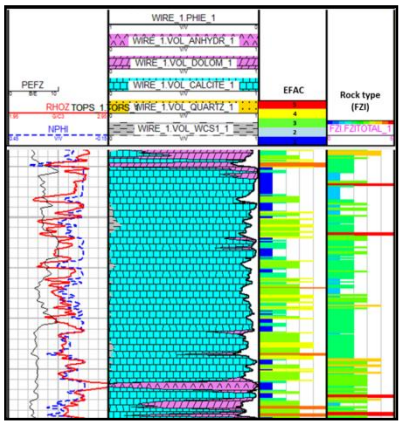
٣. بحث

پس از انجام تعیین گونه‌های سنگی به دو روش مختلف، نتایج روش رخساره‌های الکتریکی و روش تعیین واحدهای همسان جریانی با هم مقایسه شدند. جدول ٥ مقایسه‌ای از رخساره‌های الکتریکی و واحدهای همسان جریانی را به صورت آماری نشان می‌دهد. در این جدول رخساره الکتریکی شماره ١ که دارای کیفیت مخزنی خیلی ضعیف می‌باشد با واحدهای همسان جریانی شماره ١ و ٢ که دارای کیفیت مخزنی خیلی ضعیف و ضعیف هستند مقایسه شده‌اند. همان‌طور که در جدول نشان داده شده در مخزن کنگان تطابق نسبتاً خوب (٥٦٪) از خود نشان می‌دهد. این بدان معنی است که در ٥٦ درصد فواصلی که دارای رخساره شماره ١ هستند با واحدهای همسان جریانی شماره ١ و ٢ مطابقت دارند. به همین روش، قیاس‌ها برای رخساره‌های الکتریکی ٢ تا ٥ انجام شد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود رخساره‌های الکتریکی ٢ و ٣ که دارای کیفیت مخزنی ضعیف تا متوسط هستند در مخزن کنگان تطابق بسیار خوبی از خود نشان می‌دهند. در حالی که برای رخساره‌های الکتریکی ٤ و ٥ که دارای کیفیت مخزنی خوب تا بسیار خوب می‌باشند، تطابق مناسبی از خود نشان نمی‌دهد.

جدول۵- مقایسه آماری رخساره‌های الکتریکی با گونه‌های سنکی حاصل از واحدهای همسان جریانی

Formation	EFAC=1	EFAC=2	EFAC=3	EFAC=4	EFAC=5
Kangan	56%	76%	76%	21%	10%
Samples	764	173	66	33	30

این تطابق‌ها به روش کیفی نیز مورد بررسی قرار گرفت و رخساره‌های الکتریکی در کنار گونه‌های سنگی بدست آمده از واحدهای همسان جریانی در یک نمودار رسم و با هم مقایسه شدند (شکل ۹). به طوری‌که در شکل ۹ مشخص است بیشتر فواصلی که در روش رخساره‌های الکتریکی و نمودار تخلخل دارای کیفیت مخزنی مناسب و خوب هستند در روش واحدهای همسان جریانی نیز مناسب و خوب می‌باشند. به همین صورت برای فواصل با کیفیت مخزنی نامناسب و ضعیف ملاحظه می‌شود که مناطقی که در روش رخساره‌های الکتریکی دارای گونه‌های سنگی ۱ و ۲ هستند در روش واحدهای همسان جریانی نیز دارا گونه‌های سنگی ۱ تا ۳ را نشان می‌دهد.



شکل۹- مقایسه گونه‌های سنگی به روش رخساره‌های الکتریکی و واحدهای جریانی همسان

البته بدیهی است که در برخی فواصل تناقض‌های دیده شود. از عواملی که احتمالاً باعث این عدم تطابق می‌شوند شامل: عدم یکنواختی فواصل نمونه‌های مورد آزمایش در طول چاه و خطاهای انسانی می‌باشد. فواصل نمونه‌گیری در ابزار نمودارگیری نمودارهای پتروفیزیکی به طور ثابت و منظم هر ۰/۱۵۲٤ متر می‌باشد در نتیجه دقت نمونه‌های رخساره‌های الکتریکی در حد ۱۵ سانتی‌متر می‌باشد. این در حالی است که نمونه‌های که از مغزه‌های این میدان برداشت شده و بر روی آنها آزمایشات معمولی و ویژه انجام گرفته است در فواصل نامنظم بین ۱۰ سانتی‌متر تا ۲ متر در تغییر می‌باشد. در آزمایشات معمولی مغزه، بیش از ۸۲ درصد نمونه‌ها با فواصل کمتر از ۰,۵ متر انجام شده است. لذا برای این که بتوان قیاس منطقی بین این دو روش برقرار کرد می‌بایست نمونه‌ها در فواصل یکسان موجود باشد و برای رفع این نقصان فواصلی که داده‌های آزمایش مغزه در آن موجود نبود به روش درون‌یابی مقدار آن محاسبه شد. که این درون‌یابی خود می‌تواند خطا ایجاد کند. در تعیین گونه‌های سنگی در هر دو روش خطاهای انسانی نقش بسزایی دارند. این خطاها در روش واحدهای همسان جریانی بیشتر است. چرا که فرآیند طولانی‌تر تا رسیدن به نتیجه را طی می‌کند. در هنگام حفاری چاه و عملیات مغزه‌گیری، ضربات

مته حفاری به سنگ می‌تواند باعث توسعه درزه و شکاف‌ها و یا ایجاد درزه‌های جدید گردد که این خود تراوائی غیر واقعی مخزن را افزایش می‌دهد. و به طور کاذب کیفیت مخزنی را در نتایج آزمایش بهتر نشان می‌دهد. علاوه بر آن معمولاً مغزه‌ها به طول‌های ۳۰ متری از چاه استخراج شده و در محل چاه به طول‌های یک متری برش می‌خورند. لرزش‌های حاصل از برش مغزه‌ها با ارّه می‌تواند در افزایش تراوائی موثر باشد. همچنین در آزمایشگاه از مغزه‌ها جهت انجام آزمایشات مغزه نمونه‌های استوانه‌ایی شکل یک اینچی، به فواصل تقریباً ۳۰ سانتی‌متری تهیه می‌گردد. تمامی این فرآیندها می‌تواند در افزایش غیرواقعی تراوایی مخزن موثر باشد. بدیهی است که ضربات وارد شده به نمونه‌ها از ابتدای مغزه‌گیری تا پایان آزمایشات در نمونه‌هائی که تخلخل و تراوایی بیشتری دارند (گونه‌های سنگی ٤ و ٥) موثرتر است یعنی هرچه کیفیت مخزنی بهتر باشد خطاهای ذکر شده در آن تاثیر بیشتری دارد. که این به عدم تطابق در دو روش گفته شده کمک می‌کند.

علاوه بر موارد ذکر شده، در روش واحدهای همسان جریانی عواملی دیگری هستند که بر عدم‌قطعیت آن می‌فزاید. به عنوان نمونه قبل از این که از عمق مورد نظر در یک چاه مغزه برداشت شود، سنگ تحت فشار سنگ‌های لایه‌های بالایی، فشار هیدرواستاتیکی و بعضی فشارهای دیگر می‌باشد و با حفاری لایه‌های بالای آن و انجام عملیات مغزه‌گیری این فشارها از روی آن برداشته شده و ممکن است درزه و شکاف‌های آن توسعه یافته و یا باعث ریز درزه‌های جدید گردد و در نتیجه تراوایی را افزایش دهد. لذا نمونه مغره برداشت شده نمی‌تواند به واقع نماینده سنگ مخزن باشد. از این گذشته با توجه به گرادیان گرمایی زمین، نمونه سنگی که در عمق ۳۰۰۰ متری قرار دارد، حداقل تحت درجه حرارت ۱۲۰ درجه سانتیگراد می‌باشد و وقتی به سطح آورده می‌شود با اختلاف دمای ایجاد شده ممکن است در تخلخل و تراوایی آن تغییراتی حاصل گردد. لذا با توجه به موارد ذکر شده به نظر می‌رسد روش الکتروفاسیس روش قابل اعتمادتری به روش دیگر باشد.

اگرچه روش محاسبه تخلخل و تراوایی با آزمایشات معمولی مغزه (CCAL) بسیار دقیق‌تر از روش‌های استفاده از نمودارهای الکتریکی است ولی باید بپذیریم که خطاهای انسانی در آن بسیار تعیین‌کننده‌تر از روش نمودارهای الکتریکی می‌باشد. به عنوان مثال ضربات وارده به مغزه توسط مته حفاری هنگام گرفتن مغزه، برش مغزه‌ها با ارّه و جابه جایی نامناسب آنها، همه می‌تواند باعث شکستگی در مغزه شده و در نتیجه افزایش تراوایی غیرواقعی در نمونه مورد آزمایش گردد. لذا این موارد باعث کاهش ضریب اطمینان این روش می‌گردد.

٤. نتیجه‌گیری

در تلفیق رخساره‌های الکتریکی براساس مطالعات مغزه، به جهت این که پنج رخساره اصلی سنگ آهک، دولومیت، سنگ‌آهک دولومیتی، انیدریت و شیل حاصل از این مطالعات، صرفاً به دید زمین‌شناسی مطالعه شده و خواص مخزنی در آن لحاظ نشده است لذا این تلفیق نقش به تعیین کننده‌ای نداشت.

با بدست آوردن پنج گونه‌های سنگی به روش واحدهای جریانی همسان و رخساره‌های الکتریکی، این دو روش به طور کیفی با هم مقایسه شدند که در بسیاری مناطق نتیجه مطلوب داد. البته در بعضی مناطق نتیجه مناسب حاصل نشد که این می تواند به دلیل عدم یکنواختی در برداشت نمونه‌گیری در هر یک از دو روش و خطاهای انسانی باشد. این دو روش در

رخساره شماره ۱ نتیجه قابل قبول، در رخساره‌های شماره ۲ و ۳ نتیجه خوبی بدست آمد اما در رخساره‌های ٤ و ٥ نتیجه مطلوبی حاصل نشد. در مجموع باید پذیرفت که گونه‌های سنگی حاصل از روش واحدهای جریانی همسان داری معایبی می باشد. از جمله این که از تمام مخزن به طور یکنواخت نمی‌توان نمونه آزمایشگاهی تهیه کرد. خصوصاً در مواقعی که کیفیت مخزنی خیلی خوب باشد و هنگام مغزه‌گیری از چاه ضریب بازیافت مغزه کم باشد. یعنی بطور مثال اگر ۱۰ متر از طول چاهی با ضریب بازیافت ۹۰ درصد مغزه‌گیری شود، ۹ متر مغزه دریافت خواهیم کرد لذا از آن یک متر باقی‌مانده هیچ نمونه‌ای نداشته و در انجام محاسبات از این یک متر، هیچ گونه داده‌ای نخواهیم داشت. به نظر می‌رسد تعیین گونه‌های سنگی به روش الکتروفاسیس در این میدان مناسب‌تر و کم هزینه‌تر بوده و رخساره‌های پنج‌گانه بدست آمده در این روش را می تواند در تمام میدان به روش‌های آماری توزیع کرده و بر اساس آن سایر پارامترهای مخزنی از جمله تخلخل و اشباع آب را توزیع کرده و محاسبات حجمی را انجام داد.

تشکر و قدردانی

از آقایان دکتر موحد، دکتر جلیلیان و مهندس خوشبخت بخاطر داوری مقاله سپاسگزاری می گردد. نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از شرکت نفت و گاز پارس به منظور حمایت از این تحقیق تشکر و قدردانی نمایند.

۵- منابع

[۱] مطیعی ه.، ۱۳۷۲، کتاب زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس سازمان زمین شناسی کشور، ص ۸۲.

[۲] کاووسی، م.ع.، ۱۳۷٤، سنگ شناسی رسوبی و محیط های رسوبی سازند دالان و فراقون (پرمین زیرین- پرمین فوقانی) در ناحیه دنا. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۱۱۰ صفحه.

[3]- Alsharhan A. S., 2006, Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the middle Permian to Early Triassic Khuff Formation.

[4]- Amaefule J.O., M. Altunbay, D. Tiab, D.G. Kersey, D.K. Kedan, 1993, Enhanced reservoir description: Using core and log data to identify hydraulic (flow) unites and predict permeability in uncored intervals / wells, SPE 26436, Presented at 68th Ann. Tech. Conf , and Exhibit. Houston, Tx.

[5]- Antelo, R., and O. Aguirre, 2001, Permeability calculations from clustering electrofacies technique for the petrophysical evaluation in La Pena and Tundy oil fields, SPE 69400-MS.

[6]- Carman P.C., 1937, Fluid flow through granular beds. Trans AICHE. 15: 150-166.

[7]- Frew, K., 2004, Litho ToolKit: Lithofacies estimation with the most comprehensive suite of lithofacies tools, Geology Office, Litho ToolKit, LithoQuickLook, Schlumberger Information.

[8]- Kelkar, M., 2005, Exploitation and optimization of reservoir performance in Hunton formation, Oklahoma: U.S. Department of Energy, Assistant Secretary for Fossil Energy, Tulsa, Oklahoma, 190 p.

[9]- Kozeny J. (1927), Uber kapillare leitung des wassers im boden, stiuzurgsberichte, Royal Academy od Science, Vienna, Proc. Class1, v.136, p. 271-306.

[10]- Shin-Ju Ye. and P. Rabiller, 2000, A new tool for electro-facies analysis: Multi-resolution graph based clustering: SPWLA 41st Annual Logging Symposium, p.4-7.

[11]- Svirsky D., A. Ryazanov, M. Pankov, A. Posysoev, 2004, Hydraulic flow units resolve reservoir description challenges in a Siberian oil field. SPE. 87056, p. 1-15.

[12]- Szabo F. and A. Kheradpir,1978, Permian and Triassic stratigraphy, Zagros Basin, south-west Iran. J. of Petroleum Geology, v.1, 2, p.57–82

[13]- Antelo, R., and O. Aguirre, 2001, Permeability calculations from clustering electrofacies technique for the petrophysical evaluation in La Pena and Tundy oil fields, SPE 69400-MS. United Arab Emirates. GeoArabia, v. 11, p.121–158

چینه نگاری زیستی و پالئواکولوژی سازند آسماری در تنگ شیوی در یال شمال غربی تاقدیس نودان واقع در شمال شهر کازرون (فارس داخلی) و مقایسه سنی با سه برش دیگر در نواحی فارس ساحلی و زون ایذه

الهه ستاری[۱]، حسین وزیری مقدم[۲]، علی صیرفیان[۲]، عزیز الله طاهری[۳]

[۱] کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

[۲] استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

[۳] استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

elahehsatari1987@gmail.com*

دریافت آذر ۱۳۹۳، پذیرش اردیبهشت ۱۳۹٤

چکیده

در این تحقیق، روزنداران کفزی سازند آسماری در تنگ شیوی واقع در یال شمال غربی تاقدیس نودان در شمال شهر کازرون (فارس داخلی)، با مختصات جغرافیایی "۵۸ '٤٤° ۵۱ شرقی و " ٤۲' ٤۷ °۲۹ شمالی، به منظور معرفی تجمعات فونی، تعیین سن، تطابق سنی برش مذکور با سه برش (فیروزآباد، دیل و شجبیل) و پالئواکولوژی، مورد مطالعه قرار گرفته است. مرز زیرین و بالایی سازند عمدتا آهکی آسماری در برش مذکور، به ترتیب با سازندهای پابده و گچساران، پیوسته و هم شیب است. مطالعه روزنداران کفزی و زیست چینه نگاری، منجر به شناسایی ۳ تجمع فونی گردید. بیوزونهای تشخیص داده شده نشانگر سن الیگوسن (روپلین و شاتین) و میوسن (آکیتانین) برای نهشته های مورد مطالعه با ضخامت ۳٤۸ متر است. زون تجمعی شماره ۱ در جنوب غرب فیروزآباد، زون تجمعی شماره ۲ در هر سه برش دیگر و زون تجمعی شماره ۳ در برش تاقدیس دیل نیز معادل می باشند.

در پخش و پراکندگی روزنداران، پارامترهای محیطی نظیر: شوری، نور، مواد مغذی، درجه حرارت و عمق، نقش داشته اند. بر این اساس سازند آسماری در آبهایی با شوری نرمال تا هیپرسالین، آفوتیک تا یوفوتیک، الیگوتروفی تا یوتروفی نهشته شده اند. ریزرخساره های دارای بافت دانه پشتیبان (O5, B, L1, L2, L4, L5 O4وL7)، می توانند دارای کیفیت مخزنی سازند آسماری در نواحی مجاور و در زیر زمین (برش های تحت الارضی) موثر باشند. بر اساس مطالعه تجمعات دانه ای ٤ تجمع دانه ای از نوع نانوفر، رودآلگال، فورآلگال و فورامول شناسایی گردید

کلمات کلیدی: سازند آسماری، چینه نگاری زیستی، پالئواکولوژی، روزنداران کفزی، الیگوسن- میوسن.

۱. مقدمه

سازند آسماری توالی ضخیمی از سنگ های آهکی به سن الیگوسن – میوسن است که بر روی یک پلتفرم کربناته در حوضه رسوبی زاگرس نهشته شده و مهمترین سنگ مخزن نفت را در جنوب غرب ایران تشکیل می دهد (آقانباتی، ۱۳۸۵). سازند آسماری به دلیل دارا بودن ذخایر نفتی مهم توسط محققین مختلفی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. ریچاردسون (۱۹۲٤) برش نمونه سازند آسماری را در تنگ گل ترش کوه آسماری اندازه گیری کرد. آدامز و بورژوآ (۱۹٦۷) برش آسماری در تنگ گرگدان را به عنوان جایگزین مقطع نمونه سازند آسماری پیشنهاد کردند. سازند آسماری دارای دو بخش ماسه سنگی اهواز (نواحی فروافتادگی دزفول) و بخش تبخیری کلهر (شمال باختری فروافتادگی دزفول و جنوب باختری لرستان) است (مطیعی، ۱۳۷۲). البته برخی از محققین طبقات تدریجی و دارای بریسوپسیس را هم جزء سازند آسماری در نظر گرفته اند (مطیعی، ۱۳۷۲). مرز بالایی این سازند با گچساران همشیب بوده ولی در فارس داخلی سازند رازک جانشین گچساران می شود. مرز پایینی آن یر حسب موقعیت مکانی در زاگرس، بر روی سازندهای پابده، شهبازان یا جهرم قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵). وایند (۱۹٦۵) برای سازند آسماری سه بیوزون معرفی نمود. آدامز و بورژوآ (۱۹٦۷) در زمینه زیست چینه نگاری، ۳ زون تجمعی و ۲ زیر زون، برای این سازند تعریف نمودند. لارسن و همکاران (۲۰۰۹) و ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) با کمک ایزوتوپ استرانسیوم، ۷ بیوزون معرفی کرده که شامل ٦ زون تجمعی و ۱ زون نامشخص می باشد. کلنات و همکاران (۲۰۱۰) در برش جنوب غرب فیروزآباد، ۳ زون تجمعی تشخیص داده و پالئواکولوژی سازند مذکور را نیز بررسی نمودند. رحمانی و همکاران (۲۰۱۲)، ٤ زون تجمعی و ۹ ریز رخساره که در سه محیط رسوبی شلف درونی، میانی، بیرونی نهشته شده اند؛ از تاقدیس خویز گزارش کردند. الله کرم پور و همکاران (۲۰۱۲) از تاقدیس دیل (شمال گچساران)، ۳ زون تجمعی و یک زون نامشخص را گزارش داده و به بررسی پالئواکولوژی این سازند پرداخته اند. صالح و همکاران (۲۰۱٤) با بررسی زیست چینه نگاری سازند مذکور در کوه شجبیل ٤ زون تجمعی تشخیص داده اند. هدف از این مطالعه بررسی دقیق زیست چینه نگاری و پارامترهای پالئواکولوژیکی سازند آسماری در برش تنگ شیوی واقع در تاقدیس نودان می باشد. وجود روزنداران بنتیک بزرگ به عنوان مهمترین گروه فسیلی در سازند آسماری، ابزاری مناسب برای زیست چینه نگاری، بازسازی محیط دیرینه و تشخیص تغییرات محیطی است. شناسایی و بررسی دقیقتر این سازند براساس فونای فسیلی اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی در حوضه زاگرس ایجاد می نماید.

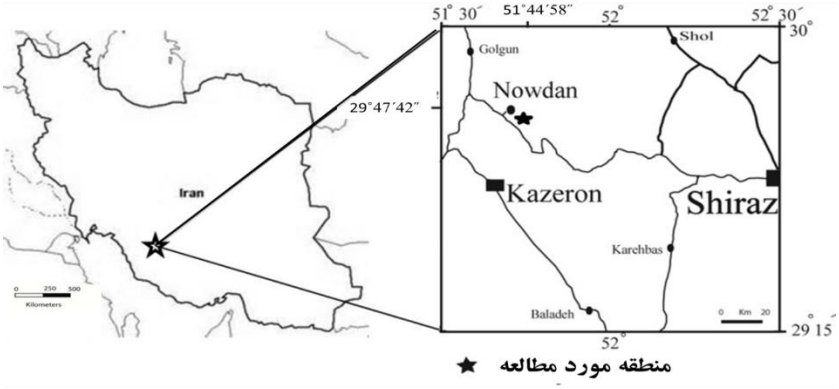
۲. روش مطالعه

در مرحله نخست برش مورد مطالعه در صحرا مورد بررسی قرار گرفت. از توالی فوق به طور سیستماتیک نمونه برداری انجام شد. با تهیه ۲٦٦ عدد مقطع نازک میکروسکوپی و مطالعه آنها با کمک میکروسکوپ در آزمایشگاه، پخش و پراکندگی روزنداران به منظور تعیین سن، زون بندی زیستی با کمک منابعی چون آدامز و بورژوا (۱۹٦۷)، لارسن و همکاران (۲۰۰۹) و ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، مطالعه و ۱٦ریزرخساره در این برش بر اساس فلوگل (۲۰۱۰)[18] شناسایی و تفسیر شدند و پارامترهایی متاثر در پخش و پراکندگی روزن داران به کمک منابعی چون هالوک (۱۹۹۸)[19] و مصدق و همکاران (۲۰۰۹)[20] و ... مورد بررسی قرار گرفت.

۳. موقعیت جغرافیایی و راه های دستیابی برش های مورد مطالعه

[18] . Flugle, 2010
[19] . Hallock, 1987
[20] . Mossadegh et al., 2009

برش تنگ شیوی در شمال غربی تاقدیس نودان (شمال شهر کازرون) با مختصات جغرافیایی "۵۸ '٤٤ °۵۱ شرقی و "٤۲ ' ٤۷ °۲۹ شمالی قرار دارد (شکل ۱). برش تنگ شیوی در جنوب شهر نودان و شهر نودان در فاصله ۲۰ کیلومتری شهر کازرون واقع شده است.



شکل۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دستیابی به منطقه ی مورد مطالعه (بختیاری، ۱۳۸٤).

٤. بحث

٤-۱ چینه نگاری زیستی

بر اساس پخش و پراکندگی روزنداران در برش مرد مطالعه ۳ مجموعه ی فونی تشخیص داده شد. تعیین بیوزونها بر اساس مطالعات آدامز و بورژوآ، اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷)[21] و ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) صورت گرفته است (شکل ۲ و ۳).

تجمع فونی ۱: این مجموعه از قاعده تا ضخامت ۲۲۰ متری وجود دارد و شامل فونای زیر می باشد.

Nummulites vascus, *Nummulites* sp., *Eulepidina* sp., *Eulepidina dilatata*, *Eulepidina elephantina*, *Nephrolepidina* sp., *Operculina complanata*, *Neorotalia viennoti*, *Ditrupa* sp., *Heterostegina assilinoides*, *Heterostegina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Nephrolepidina tournoueri*, *Neorotalia* sp., *Operculina* sp., *Elphidium* sp., *Planorbulina* sp., *Amphistegina* sp., *Asterigerina* sp., *Lenticulina* sp., *Borelis pygmaea*, *Borelis* sp., *Eouvigerina* sp., *Sphaerogypsina glubulosa*, *Spirolina* sp., *Onychocella* sp., *Triloculina trigonula*, textularids, *Quinqueloculina* sp., *Tubucellaria* sp., *Discorbis* sp., *Biloculina* sp., Gastropoda, *Reussella* sp., *Heterostegina* cf. *costata*, *Bigenerina* sp., *Pyrgo* sp., miliolids, coral, algae

این بیوزون معادل زون تجمعی شماره ۳ (*Eulepidina – Nephrolepidina – Nummulites* Assemblage Zone) آدامز و بوررژوآ (۱۹٦۷) و زون تجمعی شماره ۲ (*Nummulites vascus – N. fichteli* Assemblage Zone) و ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) بوده و نشانگر سن روپلین است. بر اساس مطالعه ایزوتوپ استرانسیم توسط اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) سن روپلین به علت حضور *Nummulites vascus* که تا متراژ ۲۲۰ متری ادامه دارد، تایید می شود.

تجمع فونی ۲: این مجموعه از ضخامت ۲۲۲ تا ٤۲٤ متر (۲۰۲ متر) را شامل شده و متشکل از فونای زیر است.

Archaias hensoni, *Archaias kirkukensis*, *Archaias* sp., *Archaias asmaricus*, *Archaias operculiniformis*, *Austrotrillina asmariensis*, *Austrotrillina howchini*, *Miogypsinoides deharti*, *Miogypsinoides complanatus*, *Miogypsinoides* sp., miliolids , *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Elphidium* sp., *Elphidium* sp.1, *Peneroplis* sp., *Peneroplis thomasi*, *Peneroplis evolutus*, *Spiroclypeus* sp., *Spiroclypeus blanckenhorni*, *Borelis pygmaea*, *Borelis* sp., *Nephrolepidina* sp., textularids., *Neorotalia viennoti*, *Eulepidina* sp., *Neorotalia* sp., *Quinqoloculina* sp., *Dendritina rangi*, *Valvulinid*, *Meandropsina* sp., *Discorbis* sp., *Dendritina* sp., *Elphidium* sp.14, *Operculina complanata*, *Asterigerina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Pyrgo* sp., *Sphaerogypsina glubulosa*, *Spirolina* sp., *Heterostegina assilinoides*, *Lenticulina* sp., *Triloculina trigonula*, *Triloculina tricarinata*, *Planaorbulina* sp., *Amphistegina* sp., *Eulepidina dilatata*, *Eulepidina elephantina*, Gastropoda, *Haplophragmium* sp., *Tubucellaria* sp., *Bigenerina* sp., *Ostrea* sp., *Balanus* sp., algae.

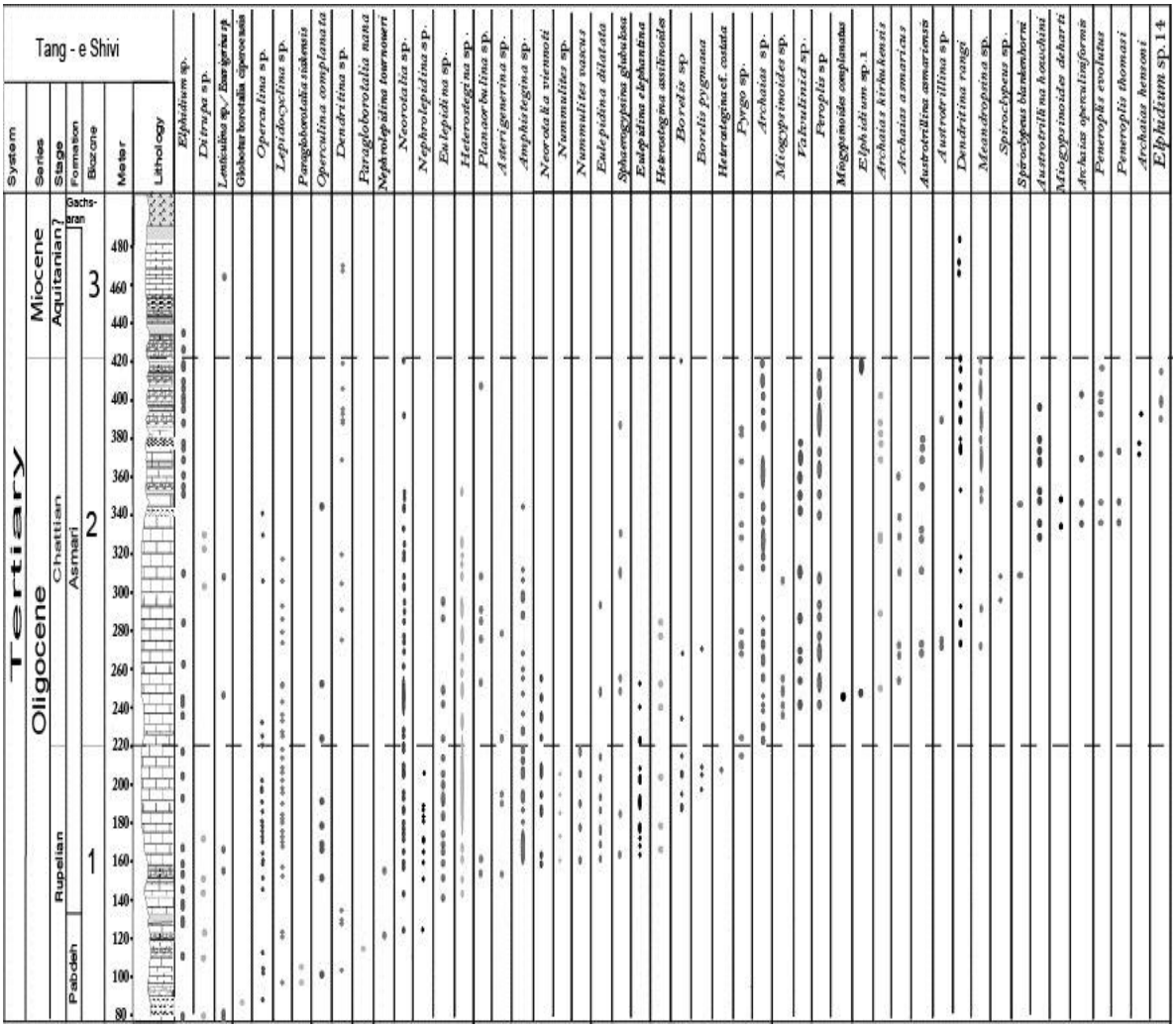
[21]. Ehrenberg et al., 2007

این بیوزون معادل زون تجمعی شماره ۲ (*Miogypsinoides – Archaias – Valvulinid* Assemblage Zone) آدامز و بورژوآ (۱۹٦۷) به سن آکیتانین پیشین و زون تجمعی شماره ٤ (*Archaias asmaricus – A. hensoni – Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone) و ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، به سن شاتین است. بر اساس مطالعات اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) حضور آرکیاس بدون همراهی نومولیتس و حضور *Spiroclypeus* spp. موید شاتین در سری الیگوسن بالایی است.

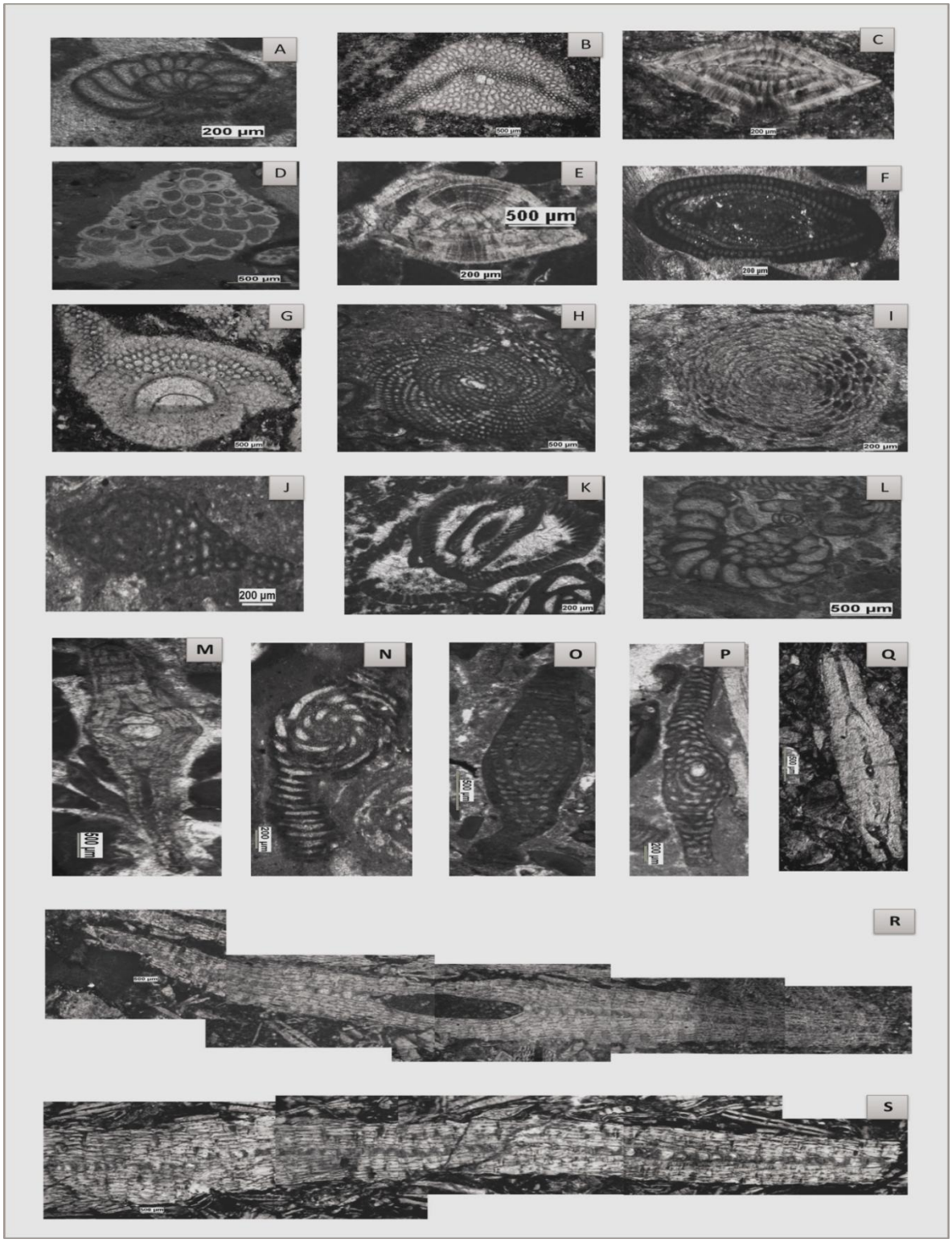
تجمع فونی ۳: این تجمع از متراژ ٤۲٤ تا ٤۸۳ متری (۵۹ متر ضخامت) وجود دارد و شامل فونای زیر است.

Dendritina rangi, *Ostrea* sp., *Balanus* sp., *Dendritina* sp., *Elphidium* sp., Gastropoda, miliolids, *Lenticulina* sp., textularids.

این تجمع معادل با زون مجهول (بایوزون شماره ٦) ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) است و معرف آکیتانین می باشد. همچنین طبق مطالعات آدامز و بورژوآ (۱۹٦۷)، این بایوزون معادل (*Miogypsinoides – Archaias – Valvulinid* Assemblage Zone) مربوط به سن آکیتانین می باشد.



شکل۲- ستون زیست چینه نگاری سازند آسماری در تنگ شیوی در یال شمال غربی تاقدیس نودان.



شکل۳-:تصاویر میکروسکوپی روزنداران موجود در سازند آسماری در تنگ شیوی.

(A) *Nummulites vascus* (B) *Nephrolepidina* sp. (C) *Elphidium* sp.14 (D) *Miogypsinoides deharti* (E) *Amphistegina* sp. (F) *Borelis* sp. (G) *Eulepidina* sp. (H) *Archaias operculiniformis* (I) *Sphaerogypsina glubulosa* (J) *Archaias asmaricus* (K) *Austrotrillina howchin* (L) *Spirolina* sp. (M) *Spiroclypeus blankenhorni* (N) *Peneroplis thomasi* (O) *Archaias kirkukensis* (P) *Archaias hensoni* (Q) *Operculina complanata* (R) *Eulepidina dilatata* (S) *Eulepidina elephantine*.

٤-٢ تطابق بیوزونهای تشخیص داده شده با برشهای جنوب غرب فیروزآباد ، برش تاقدیس دیل و برش شجبیل

در این بخش بیوزونهای تشخیص داده شده در تنگ شیوی واقع در یال شمال غربی تاقدیس نودان با بیوزونهای برشهای جنوب غرب فیروزآباد (کلنات و همکاران، ۲۰۱۰)، برش تاقدیس دیل (الله کرم پور و همکاران، ۲۰۱۲) و برش شجبیل (صالح و همکاران، ۲۰۱٤)، بر اساس کار ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) تطابق داده شده است (شکل های ٤ و ٥).

زون تجمعی شماره ۱ (*Nummulites vascus – N. fichteli* Assemblage Zone)

که معادل زون تجمعی شماره ۲ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) است در ناحیه مورد مطالعه و برش جنوب غرب فیروز آباد، از قاعده تا ضخامت ۹٤ متری برش وجود دارد و در دو برش دیگر وجود ندارد.

زون تجمعی شماره ۲ (*Archaias asmaricus – A. hensoni – Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone)

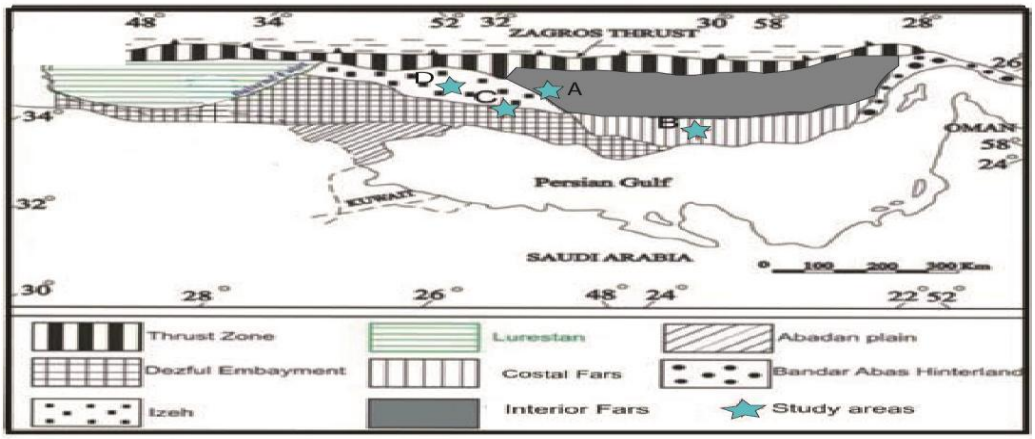
این بیوزون معادل بیوزون شماره ٤ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد و در هر سه برش دیگر نیز وجود دارد. در برش جنوب غرب فیروز آباد از ضخامت ۱۲۰ تا ۱۷٤ متری، در برش تاقدیس دیل از ضخامت ۱ تا ۱۱۵متری و در برش شجبیل از ضخامت ۸۰ تا ۱۵۰ متری گزارش شده است.

زون تجمعی شماره ۳ (Indeterminate Zone)

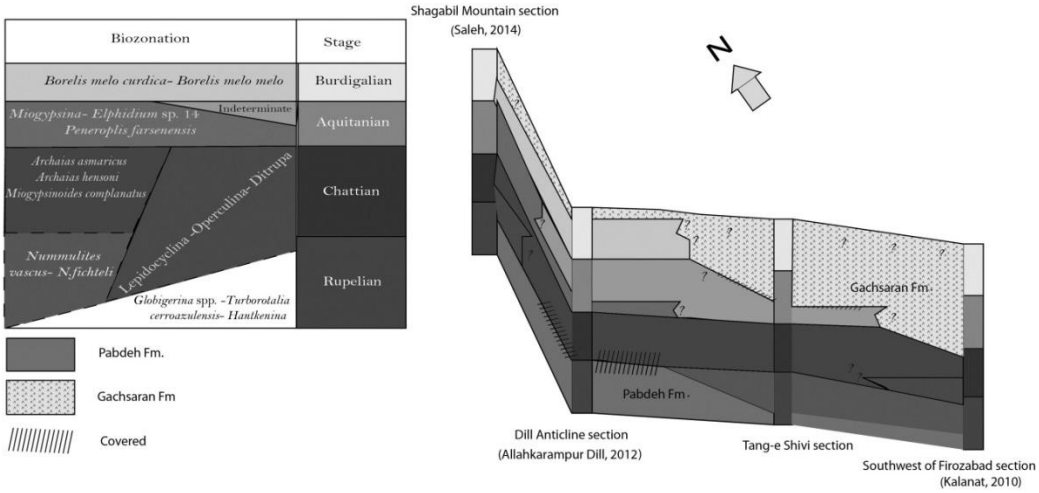
این تجمع فونی معادل بیوزون شماره ٦ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد. این بیوزون در برش مورد مطالعه و برش تاقدیس دیل از متراژ ۱۲۵ تا ۱۹۰ متری وجود دارد.

از مقایسه توالی آسماری در نواحی فوق الذکر مشخص می شود که در زمان روپلین سازند آسماری در تنگ شیوی و برش جنوب غرب فیروز آباد در حاشیه حوضه قرار داشته در حالی که برش تاقدیس دیل در قسمت عمیق حوضه قرار داشته و سازند پابده در حال تهنشست بوده است. برش کوه شجبیل نسبت به کوه دیل کم عمق تر و نسبت به دو برش تنگ شیوی و جنوب غرب فیروز آباد عمیق تر بوده است. در زمان شاتین شرایط رسوبگذاری در هر چهار برش یکسان و طی آن رسوبات سازند آسماری نهشته شده است. در انتهای شاتین در برش جنوب غرب فیروز آباد با پسروی آب دریا سازند گچساران سازند آسماری را می‌پوشاند در حالی که در برشهای تنگ شیوی، تاقدیس دیل و کوه شجبیل رسوبگذاری سازند آسماری در طی آکیتانین ادامه داشته است. در برش مورد مطالعه پسروی آب دریا در بوردیگالین سبب تهنشست سازند گچساران شده است، در برشهای تاقدیس دیل و کوه شجبیل پس از رسوبگذاری سازند آسماری در بوردیگالین، سازند گچساران تهنشست شده است. بر اساس تقسیم بندی های زیر پهنه های زاگرس (آقانباتی، ۱۳۸۵)، برش تنگ شیوی در فارس داخلی، برش فیروزآباد در فارس ساحلی، برش تاقدیس دیل در مرز بین فروافتادگی دزفول و زون ایذه و برش کوه شجبیل در زون ایذه قرار دارد. در زمان روپلین سازند آسماری در برش های شجبیل، فیروزآباد و تنگ شیوی در یک پلتفرم کربناته نهشته و این در حالی است که در برش تاقدیس دیل سازنده پابده که نشان دهنده عمق زیاد حوضه است تهنشست شده است. در زمان شاتین در هر چهار برش، سازند آسماری در یک پلتفرم کربناته نهشته شده و در برش فیروزآباد در انتهای این زمان سازند گچساران بر روی سازند آسماری تهنشست شده است که این امر نشان از عمق کم حوضه در این برش نسبت به سایر برش ها می باشد. در زمان آکیتانین با توجه به حضور فرام های مرتبط با محیط لاگون در برش های دیل، تنگ شیوی و شجبیل، سازند آسماری در محیطی لاگونی تهنشست شده و در انتهای این زمان در برش تنگ شیوی، سازند گچساران بر روی سازند آسماری تهنشست شده است که نشان دهنده عمق کم این برش نسبت به دو برش دیل و شجبیل است. در زمان بوردیگالین با حضور فرام های مختص محیط لاگون در دو برش دیل و شجبیل، سازند آسماری تا زمان بوردیگالین تهنشست شده و نهایتا سازند گچساران بر روی آن قرار می گیرد. با توجه به پالئوژئوگرافی سازند آسماری در نقاط مختلف زاگرس، قرار گیرفتن برش فیروزآباد در قسمت حاشیه ای حوضه و با علم بر این امر که عقب نشینی آب از

حاشیه حوضه به سمت مرکز آن می باشد (علوی، ۲۰۰۷)؛ برش جنوب غرب فیروز آباد کم عمقترین و برش تاقدیس دیل عمیقترین برش سازند آسماری در بین ٤ برش ذکر شده می باشد.



شکل٤- مختصات نواحی تطابق داده شده A: تنگ شیوی، B: جنوب غرب فیروزآباد، C: برش تاقدیس دیل و D: برش شجبیل.



شکل٥: تطابق ناحیه ای بیوزونهای شناسایی شده در تنگ شیوی تاقدیس نودان (فارس داخلی) با مختصات جغرافیایی ''٥٨ '٤٤ °٥١ شرقی و ''٤٢ '٤٧ °٢٩ شمالی با تاقدیس دیل در کوه دیل (زون ایذه) با مختصات جغرافیایی '٤٤,٧٨ °٥٠ شرقی و ' ٣٣,٢٤ °٣٠ شمالی (الله کرم پور و همکاران، ٢٠١٢)، کوه شجبیل (زون ایذه) با مختصات جغرافیایی ''١٦ '٠٢ °٥١ شرقی و ''٣٦ '٥٤ °٣٠ شمالی (صالح و همکاران، ٢٠١٤) و جنوب غرب فیروز آباد (فارس ساحلی) با مختصات جغرافیایی ''١٤ '٢٦ °٥٢ شرقی و ''١٤ '٤٦ °٢٨ شمالی (کلنات و همکاران، ٢٠١٠)، بر اساس بیوزون بندی ون بوخم و همکاران (٢٠١٠). با توجه به ضخامت زیاد سازند پابده در برش تاقدیس دیل در زمان روپلین و به ترتیب کاهش این ضخامت در کوه شجبیل، تاقدیس نودان و جنوب غرب فیروز آباد، عمق حوضه در زمان روپلین در تاقدیس دیل بیش از بقیه بوده است.

٤-٣ پالئواکولوژی

در پلاتفرمهای کربناته سنوزوئیک روزنداران سنگواره از شاخصترین نشانه های دیرینه محیطی محسوب می شوند (گیل، ٢٠٠٠)[22]. در این میان رابطه ظریفی بین مجموعه جنسهای روزنداران و نوع رخساره وجود دارد. زیرا توزیع آنها در سکوی

[22] . Geel, 2000

کربناته به عوامل گوناگون مانند عمق، نور و ماهیت کف بستر بستگی دارد. با توجه به ریزرخساره های شناسایی شده و محیط رسوبی آنها که به طور خلاصه در جدول ۱ آمده است، شرایط دیرینه زیستی مورد تفسیر قرار گرفته است. در این مطالعه پخش و پراکندگی روزنداران کفزی شناسایی شده بر اساس تغییرات شوری، نور، مواد غذایی، تحرک آب، ماهیت کف بستر و عمق آب مورد بررسی قرار گرفته است. مهمترین عوامل اکولوژیکی کنترل کننده تجمعات زیستی در سازند آسماری عبارتند از:

جدول۳- ریزرخساره های شناسایی شده در برش تنگ شیوی تاقدیس نودان.

	نام ریزرخساره	توصیف ریزرخساره
O1	بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون – وکستون – پکستون	بخش عمده این ریزرخساره را روزنداران پلانکتون تشکیل می دهند. فرامینیفرهای بنتیک های کوچک کفزی و فسیل های معرف شوری نرمال دریایی مثل اکینودرم و بریوزوئر به صورت خرده حضور دارند.
O2	بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا لپیدوسیکلینیده پکستون	این ریزرخساره شامل فرامینیفرهای کفزی (لپیدوسیکلینیده ها با پوسته ی عدسی شکل و محدب) و شناور که میزان فرامینیفرهای شناور نسبت به میکروفاسیس قبل کمتر شده است و قطعات اکینودرم و بریوزوئر نیز وجود دارند.
O3	بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون – رودستون	اجزاء غالب در این ریزرخساره روزنداران منفذدار بسیار کشیده از خانواده نومولیتیده (اپرکولینا، هتروستژینا و نومولیتس)، خانواده ی لپیدوسیکلینیده، آمفی ستژیناو اسفائروژیپسینا هستند.دیگر اجزاء تشکیل دهنده ی آن خرده های اکینودرم، بریوزوئر، کورالیناسه آ، پلوئید می باشد.
O4	بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون –گرینستون	روزنداران منفذدار بزرگ همزیست دار اجزای اصلی تشکیل دهنده آن هستند که شامل لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده عدسی شکل و آمفی ستژینا است.قطعاتی از کورالیناسه آ، بریوزوئر و اکینودرم نیز در این میکروفاسیس مشاهده می شود.
O5	بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون –گرینستون	اجزاء اصلی این ریزرخساره فسیلهای نئوروتالیا و نومولیتیده (اپرکولینا، هتروستژینا و اسپیروکلیپئوس) می باشند و به میزان کمتر فسیلهای لپیدوسیکلنیده، آمفی ستژینا، دو کفه ای، گاستروپد، مرجان، میلیولیدا و بورلیس، بریوزوئر، اکینودرم و کورالیناسه آ نیز مشاهده گردید.
O6	بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون	بایوکلاستها عمدتا شامل قطعات درشت کورالیناسه آ و به مقدار کمتر کورال، بریوزوئر، گاستروپد، دوکفه ای، اکینودرم، نئوروتالیا، میلیولیدا و میوژیپسینوئیدس می باشد.
B	کورالیناسه آ اکینید پکستون – گرینستون	این ریزرخساره دارای فابریک دانه پشتیبان می باشد وبایوکلاست هایی نظیر اکینودرم و کورالیناسه آ به میزان فراوان و هتروستژینا، ولولینید و نئوروتالیا یافت شده است.
L1	بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ و منفذدار) پکستون – گرینستون	فرامینیفرهایی با دیواره بدون منفذ (میلیولیدا، آرکیاس، مئاندروپسینا، پنروپلیس و آستروتریلینا) همراه با فرامینیفر هایی با دیواره هیالین (لپیدوسیکلینیده، نئوروتالیا، اسفائروژیپسینا، هتروستژینا، اپرکولینا، آمفی ستژینا و میوژپسینوئیدس) اجزاء اصلی تشکیل دهنده آن هستند.
L2	بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون – گرینستون	اجزاء آلی اصلی این ریزرخساره نئوروتالیا و میلیولیدا هستند و اجزاء آلی فرعی آن فرامهایی با دیواره هیالین (هتروستژینا، لپیدوسیکلینا، میوژیپسینوئیدس، آمفی ستژینا و الفیدیوم) و با دیواره بدون منفذ (آستروتریلینا، آرکیاس و بورلیس) می باشد.
L3	بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) کورال رودستون	اجزاء اصلی این ریزرخساره کورال و فرامینیفرهای بدون منفذ (میلیولیدا، آرکیاس، پنروپلیس، آستروتریلینا، مئاندروپسینا) و اجزاء فرعی کورالیناسه آ، اکینودرم، بریوزوئرو نئوروتالیا می باشد.
L4	بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون – گرینستون	اجزاء اصلی این ریزرخساره میلیولیدا و کورالیناسه آ است. به میزان کمتر دارای آرکیاس، پنروپلیس، آستروتریلینا، بورلیس، لنتی کولینا، تکستولاریا، داسی کلاداسه آ، دو کفه ای است.
L5	بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون- گرینستون	بایوکلاست ها به طور عمده شامل میلیولیدا، آرکیاس، پنروپلیس، آستروتریلینا، مئاندروپسینا و به میزان کمتر دیسکوربیس، دندریتینا، داسی کلاداسه آ، بریوزوئر،کورالیناسه آ و گاستروپد دارد.

L6	بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس وکستون	بایوکلاست های اصلی این ریز رخساره میلیولید و دیسکوربیس می باشد و به میزان کمتر دو کفه ای، اکینودرم، الفیدیوم، پلن اربولینا، گاستروپد، آرکیاس، پنروپولیس و استراکود می باشد.
L7	بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون	بایوکلاست های آن میلیولیدهایی با دیواره بسیار ضخیم می باشند و به میزان کمتر گاستروپد، استراکود و دندریتینا دارد.
T1	مادستون کوارتز دار و فسیل دار	از خصوصیات این ریزرخساره وجود فسیلهای میکریتی شده و حضور کوارتز فراوان است.
T2	باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده	این ریزرخساره از لامینه های استرماتولیت (به صورت یک لایه تیره و یک لایه روشن)تشکیل شده است.

٤-٣-١ شوری

بر اساس ریزرخساره های تشخیص داده شده (جدول١)، سازند آسماری در آبهایی با شوری متفاوت نهشته شده است (شکل ٦):

در شوری نرمال ٣٤ تا ٤٠ psu موجوداتی نظیر فرامینیفرهای پلانکتون، فرامینیفرهای منفذدار بزرگ (خانواده لپیدوسیکلینیده، خانواده نومولیتیده و نئوروتالیا)، بریوزوئر، اکینید و مرجان، معرف شوری نرمال دریایی هستند. ریزرخساره های O1 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون – وکستون– پکستون)، O2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا لپیدوسیکلینیده پکستون)، O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون – رودستون)، O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون – گرینستون)، O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون – گرینستون)، O6 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون)، B (کورالیناسه آ اکینید پکستون – گرینستون) معرف شوری ٣٤ تا ٤٠ psu هستند (هالوک و گلن،١٩٨٦[23] و مصدق و همکاران، ٢٠٠٩).

فراوانی و تنوع فرامینیفرهایی با دیواره بدون منفذ (<٣٠٪) معرف شوری ٤٠ تا ٥٠ psu هستند. ریزرخساره های L1 (بایوکلاستیک فرامینیفرا – منفذ دار و بدون منفذ– پکستون – گرینستون)، L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون – گرینستون)، L3 (بایوکلاستیک فرامینیفرا – بدون منفذ– کورال رودستون) و L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون – گرینستون) نشانگر این درجه شوری هستند (مصدق و همکاران، ٢٠٠٩).

حضور بیش از ٨٠٪ فرامینیفرهایی با دیواره پورسلانوز عدم حضور فرامینیفرهای با دیواره هیالین و تنوع فونی بسیار پایین، نشان دهنده شوری بیشتر از ٥٠ psu است (مصدق و همکاران، ٢٠٠٩). ریزرخساره های L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون – گرینستون)، L6 (بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس وکستون)، L7 (بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون)، T1 (مادستون کوارتز دار و فسیل دار)، T2 (باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده) در این محدوده شوری نهشته شده اند.

در بخش ابتدای برش مورد مطالعه (مرز تدریجی سازند پابده به آسماری و قاعده سازند آسماری) ریزرخساره های دریای باز، نشان دهنده ی شوری نرمال دریایی است و در بخش میانی برش به خصوص در زمان شاتین، شوری کمی بالاتر (٤٠ تا ٥٠ psu) می رود؛ که حضور همزمان روزنداران با پوسته هیالین و روزنداران با پوسته بدون منفذ به همراه فسیل های معرف شوری نرمال دریایی موید این موضوع می باشد. هر چه به بخش انتهای برش و به سازند گچساران (که بر روی سازند آسماری در برش مورد مطالعه قرار دارد) نزدیک می شویم میزان شوری بالا رفته و تنوع فسیل ها کاهش یافته و ضخامت دیواره ها زیاد می شود.

[23] .Hallock and Glenn, 1986

٤-٣-٢ نور

با بررسی ریزرخساره های تشخیص داده شده در تنگ شیوی، توالی سازند آسماری در محدوده آفوتیک تا یوفوتیک نهشته شده است (شکل ٦) (فلوگل، ٢٠١٠).

-زون یوفوتیک[٢٤]: این زون با فرامینیفرهای بدون منفذ بزرگ که با داینوفیسه آ، کلروفیسه آ، و یا رودوفیسه آ زندگی همزیستی دارند، مشخص می‌شود (لتنگر، ١٩٨٤[٢٥] و رومرو و همکاران، ٢٠٠٢[٢٦]). ریزرخساره های L1 (بایوکلاستیک فرامینیفرا – منفذدار و بدون منفذ– پکستون - گرینستون)، L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون – گرینستون)، L3 (بایوکلاستیک فرامینیفرا –بدون منفذ– کورال رودستون)، L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون – گرینستون)، L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون – گرینستون)، L6 (بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس وکستون)، L7 (بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون)، T1 (مادستون کوارتز دار و فسیل دار) و T2 (باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده) در این زون نهشته شده اند.

-زون مزوفوتیک[٢٧]: این زون بین زون های الیگوفوتیک و یوفوتیک در اعماق (٨٠-٤٠) متری در نظر گرفته شده است (هاتینگر، ١٩٩٧)[٢٨]. در این زون، فرامینیفرهایی با دیواره هیالین و صدفی متورم و عدسی شکل دیده می شوند (هالوک، ١٩٨٧). این زون با ریزرخساره های O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون – گرینستون)، O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون – گرینستون)، O6 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون) و B (کورالیناسه آ اکینید پکستون – گرینستون) مشخص می شود.

-زون الیگوفوتیک[٢٩]: در برش مورد مطالعه نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده با دیواره نازک نشان دهنده این زون نوری هستند. ریزرخساره های O2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا لپیدوسیکلینیده پکستون) و O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون – رودستون) در این زون نهشته شده است.

-زون آفوتیک[٣٠]: ریزرخساره های حاوی شناورها که فاقد انواع بزرگ کف زی هستند، خاص ژرفای بیشتر از ٢٠٠ متر می باشند (گیل، ٢٠٠٠). ریزرخساره ی O1 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون - وکستون - پکستون) در این زون نهشته شده است.

در بخش قاعده برش مورد مطالعه به دلیل حضور ریزرخساره های دارای فرامینیفر های شناور، میزان نور کم می باشد (زون آفوتیک) و با پیدایش روزنداران کفزی کشیده که نشان دهنده نور کم هستند به الیگوفوتیک تغییر می یابد. با حضور روزن داران با پوسته عدسی شکل میزان نور افزایش یافته و شرایط نوری مزوفوتیک می شود. هر چه به راس برش نزدیک می شویم میزان نور بسیار افزایش می یابد (یوفوتیک).

٤-٣-٣ موادغذایی

میزان مواد مغذی در محیطهای دریایی با واژه های الیگوتروفی، مزوتروفی، یوتروفی و هایپروتروفی توصیف می شود (شکل٦). یوتروفی[٣١] (غذای زیاد) ریزرخساره های L6 (بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس وکستون)، L7 (بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون)، T1 (مادستون کوارتز دار و فسیل دار)، T2 (باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده) و ریزرخساره ی O1

[24]. Euphotic zone
[25] . Leutenegger, 1984
[26] . Romero et al., 2002
[27]. Mesophotic zone
[28] . Hottinger, 1997
[29]. Oligophotic zone
[30]. Aphotic zone
[31]. Eutrophy

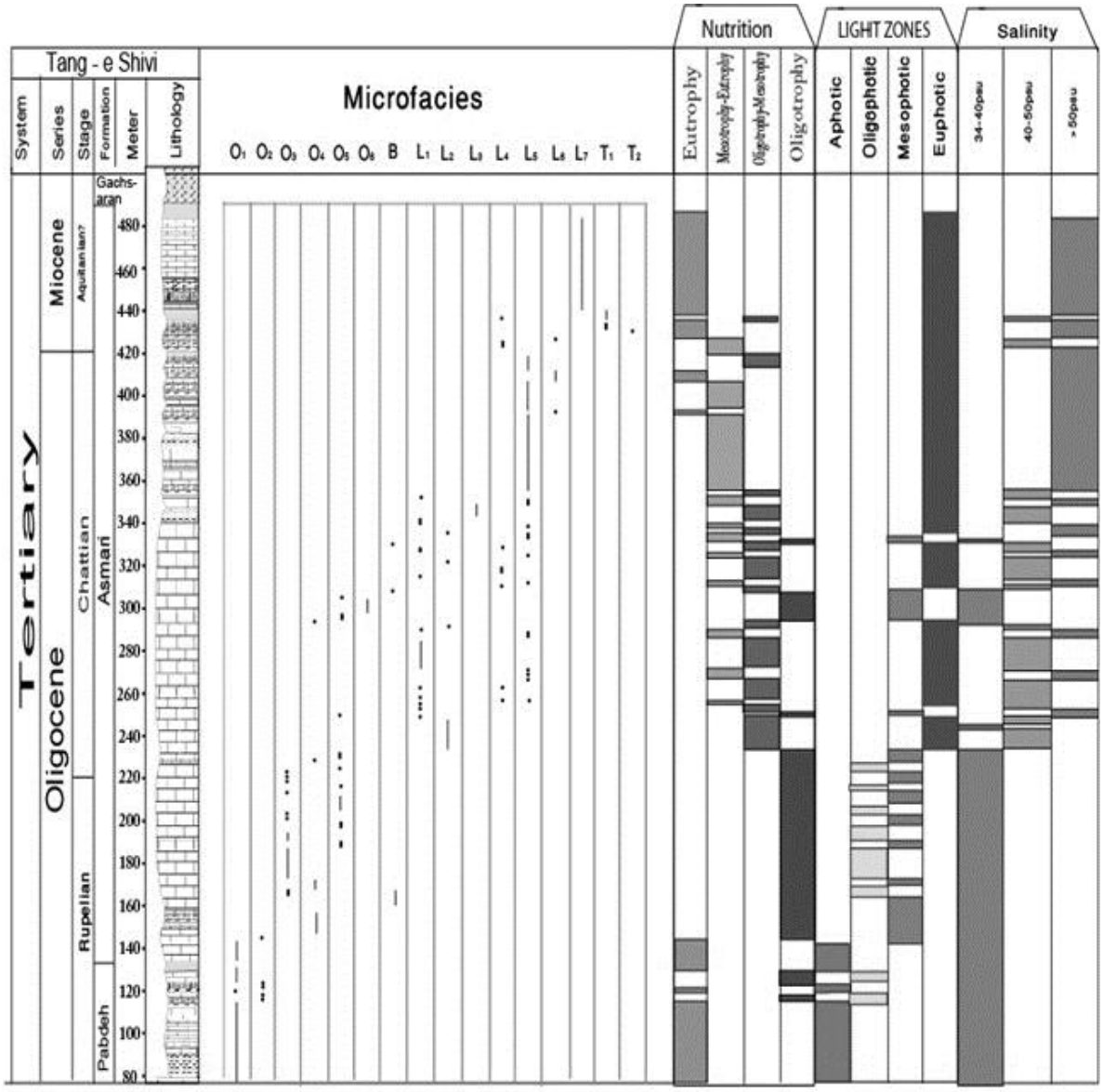
(بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون – وکستون – پکستون) به دلیل حضور فرامینیفر های شناور و عدم حضور فرامهای بزرگ همزیست دار، در این زون غذایی قرار می گیرند.

مزوتروفی[32] (غذای متوسط) در لاگون های کم عمق با آشفتگی کم فرامینیفرهای بدون منفذ به همراه شکم پایان بیانگر شرایط الیگوتروفی تا مزوتروفی می باشد. از موجودات دیگر این شرایط می توان به اکینیدها ، جلبکهای سبز و قرمز، نرم تنان و اسفنجها اشاره کرد (هالوک، ۱۹۸۷). ریزرخساره های L1 (بایوکلاستیک فرامینیفرا –منفذدار و بدون منفذ– پکستون – گرینستون)، L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون – گرینستون)، L3 (بایوکلاستیک فرامینیفرا –بدون منفذ– کورال رودستون) و L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون – گرینستون)، بیانگر شرایط الیگوتروفی تا مزوتروفی می باشند و ریزرخساره L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون – گرینستون)، بیانگر شرایط مزوتروفی تا یوتروفی می باشد.

الیگوتروفی[33] (کمبود مواد غذایی) به علت کاهش مواد تخریبی و کاهش پلانکتون ها، میزان شفافیت آب زیاد بوده و در نتیجه رقابت بر سر بستر زیستی کمتر دیده می شود (ماتی و هالوک، ۲۰۰۳)[34]. رقابت بر سر مواد غذایی صورت می گیرد (پومار و همکاران، ۲۰۰۱آ،ب)[35]. شرایط کمبود مواد غذایی بلوغ را به تأخیر می اندازد و فرامینیفرهای بزرگ همزیست دار چنین شرایطی را ترجیح می دهند (هالوک، ۱۹۸۷). در برش مورد مطالعه ریزرخساره های O2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا لپیدوسیکلینیده پکستون)، O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون – رودستون)، O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون – گرینستون)، O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون – گرینستون)، O6 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون)، B (کورالیناسه آ اکینید پکستون – گرینستون) در شرایط الیگوتروفی تشکیل شده اند.

در بخش قاعده برش مورد مطالعه به دلیل حضور فرامینیفرهای شناور، شرایط غذایی، یوتروفی می باشد و با پیدایش ریزرخساره های حاوی فرامینیفرهای کفزی بزرگ وکشیده با پوسته منفذدار، این شرایط به الیگوتروفی تغییر می یابد. حضور فرامینیفرهای کفزی با پوسته بدون منفذ، شرایط مزوتروفی را حاکم می کند و در قسمت انتهایی برش به دلیل ورود مواد تخریبی و وجود غذای فراوان باز شرایط به یوتوفی بر می گردد.

[32]. Mesotrophy
[33]. Oligotrophy
[34] . Mutti and Hallock, 2003
[35] . Pomar et al., 2001a,b

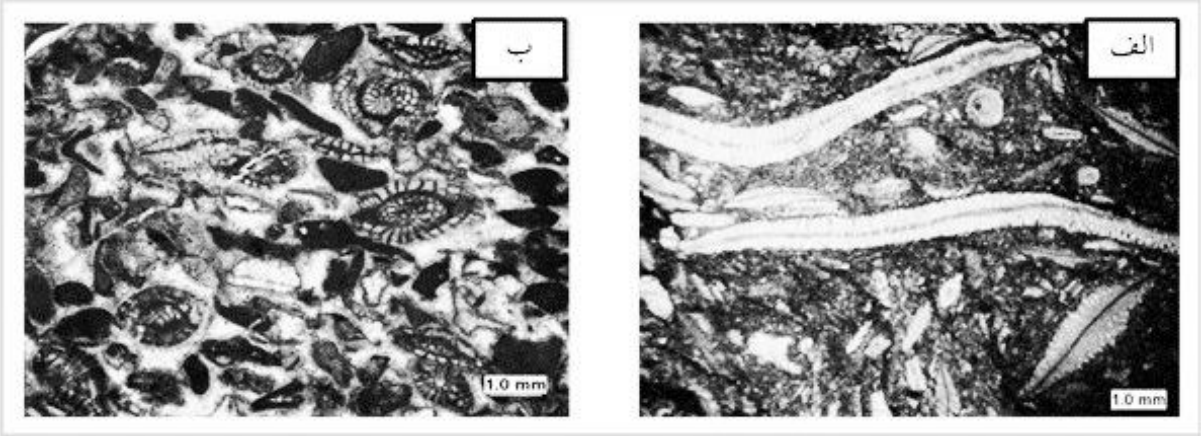


شکل٦- پخش و پراکندگی ریزرخساره ها با توجه به شوری، نور و مواد غذایی آب دریا درسازند آسماری در برش تنگ شیوی در یال شمال غربی تاقدیس نودان (نوع ریزرخساره ها در جدول۱ توضیح داده شد).

٤-٣-٤ ماهیت کف بستر

فونهای موجود بر روی بسترهای خشن، سخت و دانه درشت، دارای پوسته هایی ضخیم و اشکال دوکی و فونهایی کف بسترهای نرم و گلی دارای صدف نازکتر و کشیده تر می باشند (رنمو و تروستلسترا، ۲۰۰۱)[٣٦]. ریزرخساره O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون – رودستون) دارای لپیدوسیکلیناها، اپرکولینا و هتروستژیناهای بسیار کشیده با پوسته ای نازک می باشند معرف کف بستر نرم و شرایط هیدرودینامیکی آرام هستند (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). ریزرخساره O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون – گرینستون) با هتروستژینا ی ضخیم معرف کف بسترهای سخت تری را نشان می دهند (شکل ۷).

[36] . Renema and Troeslstra, 2001



شکل۷- الف: ریزرخساره ی O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون – رودستون) دارای لپیدوسیکلیناها بسیار کشیده با پوسته ای نازک می باشند که معرف کف بستر نرم هستند و ب: ریزرخساره O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون – گرینستون) دارای هتروستژینای ضخیم می باشند که بستر سختتری را نشان می دهد.

٤-٣-٥ عمق آب

تغییر عمق آب یکی از مهمترین عوامل تاثیرگذار در پخش و پراکندگی روزنداران است. بر این اساس گروههای مختلف روزنداران هر کدام معرف عمق خاصی از محیط رسوبگذاری هستند. روزنداران پلانکتون (ریز رخساره های O1 و O2) معرف اعماق زیاد (در صورتی که فاقد گونه های بزرگ همزیست دار باشند عمق بیش از ۲۰۰ متر را نشان می دهند) هستند (گیل، ۲۰۰۰). ریزرخساره ی O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون – رودستون) با توجه به حضور هم زمان لپیدوسیکیناهای میکروسفریک و مگالوسفریک (شکل ۸) و کاهش اندازه بزرگ روزنداران معرف بخشهای عمیق سکوی خارجی می باشند (هالوک، ۱۹۸۷). در اعماق زیاد به دلیل کاهش شدید نور و دمای پائین آب، میزان فتوسنتز جلبکهای همزیست دار به شدت کاهش یافته و در نتیجه روزنداران به غذای کمتری احتیاج دارند (ماتی و هالوک، ۲۰۰۳). به دلیل وجود این شرایط نامناسب نوری، تولید مثل غیر جنسی در این عمق صورت می گیرد (شکل ۹) (بیونگتون-پنی و راسی، ۲۰۰٤)[۳۷]. روزنداران با دیواره پورسلانوز (بدون منفذ)، در اعماق کم پلاتفرم گسترش دارند. در کم عمق ترین بخش روزنداران بدون منفذ و فاقد همزیست جلبکی میلیولیدها، پیرگو و دندریتینا) به دلیل شدت زیاد نور و شوری بسیار بالا، گسترش زیادی دارند (مصدق و همکاران، ۲۰۰۹). روزنداران بدون منفذ همزیست دار (آرکیاس، پنروپولیس، آستروتریلینا، مآندروپسینا، بورلیس و...) قادر به زیست در اعماق بیشتری نسبت به میلیولیدها یافت می شوند (لی، ۱۹۹۰)[۳۸].

[37] . Beavington-Peny and Racey, 2004
[38] . Lee, 1990

شکل۸- ریزرخساره ی O3، حضور هم زمان لپیدوسیکیناهای میکروسفریک و مگالوسفریک در برش تنگ شیوی در تاقدیس نودان.

شکل۹- تغییر شکل پوسته لپیدوسیکلینا در اثر تغییرات عمق، A: لپیدوسیکلینای موجود در ریزرخساره O2، B: لپیدوسیکلینای موجود در ریزرخساره O3، C: لپیدوسیکلینای موجود در ریزرخساره O5 سازند آسماری واقع در تنگ شیوی در تاقدیس نودان.

٤-٤ اجتماعات کربناته

کربنات در نواحی حاره ای تا غیر حاره ای تشکیل می شود. جیمز (۱۹۹۷)[۳۹] دو اصطلاح فتوزوئن و هتروزوئن را براساس رژیم غذایی مورد نیاز تجمعات اسکلتی و نه فقط دما معرفی کرد. مجموعه فتوزوئن با تجمع دانه های کربناته وابسته به نور از جمله جلبک، فرامینیفرهای هم زیست دار و بی مهرگان مانند مرجان های اسکلراکیتین، اائید، پلوئید و مقدار کمی از قطعات اسکلتی موجودات غیر وابسته به نور و جلبک های قرمز آهکی مشخص می شود و متناظر با اجتماع کلروزوئن بوده و کلروآلگال را پوشش می دهد (کیندلر و ویلسون، ۲۰۱۰[٤]و فلوگل، ۲۰۱۰). مجموعه هتروزوئن (در آب های نیمه حاره ای تا سرد و مکان هایی که تحت تاثیر حرکت آب های بالارونده و رواناب های خاکی غنی از مواد غذایی باشد) مشتمل بر ذرات کربناتی بنتیک تولید شده توسط موجودات مستقل از نور و جلبک های آهکی می باشد. مجموعه های مولکفور، رودآلگال و بریومول در این اجتماع قرار می گیرند (کیندلر و ویلسون، ۲۰۱۰). در سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه ٤ اجتماع دانه ای تشخیص داده شد که به شرح زیر می باشند:

نانوفر: در ریزرخساره O1 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون - وکستون - پکستون) مشاهده شد. در این ریزرخساره فرامینیفر های پلانکتون اجزاء اصلی تشکیل دهنده هستند و خرده های اکینید و بریوزوئر در آن مشاهده شد. این اجتماع در مرز تدریجی سازند های پابده و آسماری و در قاعده سازند آسماری وجود دارد.

فورآلگال: در ریزرخساره های O2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا لپیدوسیکلینیده پکستون)، O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون)، O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون - گرینستون)، O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون - گرینستون)، L1 (بایوکلاستیک فرامینیفرا -منفذدار و بدون منفذ- پکستون - گرینستون) و L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون - گرینستون) وجود دارد؛ که در زون های نوری الیگوفوتیک، مزوفوتیک و یوفوتیک، با حضور فراوان فرامینیفرهای بنتیک منفذدار بزرگ مانند اپرکولینا، هتروستژینا، لپیدوسیکلینا، اسپیروکلیپئوس به همراه خرد ه های مرجان، جلبک کورالیناسه آ، اکینید، مولوسکا و بریوزوئر همراه می باشد.

[39]. James, 1997
[40] . Kindler and Wilson, 2010

رودآلگال: در ریزرخساره های O6 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون) و B (کورالیناسه آ اکینید پکستون – گرینستون) وجود دارد؛ که در زون نوری مزوفوتیک با حضور کرالیناسه آ، اکینید، فرامینیفرهای بنتیک، قطعات کورال و بریوزوئر همراه می باشد.

فورامول: در ریزرخساره های L3 (بایوکلاستیک فرامینیفرا –بدون منفذ– کورال رودستون)، L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون – گرینستون)، L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون – گرینستون)، L6 (بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس وکستون) و L7 (بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون) وجود دارد که در زون نوری یوفوتیک با حضور فرامینیفرهای بدون منفذ (آرکیاس، پنروپلیس، مئاندروپسینا، آستروتریلینا، بورلیس، میلیولید و دندریتینا)، منفذ دارهای کوچک (نئوروتالیا، دیسکوربیس)، فرامینیفرهای آگلوتینه مثل (تکستولاریا و والوئولینید) و به میزان کمتر، خرده های کورال، کورالیناسه آ، بریوزوئر و اکینید همراه می باشد.

با توجه به توضیحات فوق، در برش مورد مطالعه، اجتماعات هتروزوئن (به دلیل فراوانی روزن داران بنتیک بزرگ، کورالیناسه آ و نادر بودن مرجان ها مشخص می گردد) غالب می باشند.

٤-٥ کیفیت مخزنی

ریزرخساره های دارای بافت دانه پشتیبان شامل: O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون – گرینستون)، O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون – گرینستون)، B (کورالیناسه آ اکینید پکستون – گرینستون)، L1 (بایوکلاستیک فرامینیفرا –منفذدار و بدون منفذ– پکستون - گرینستون)، L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون – گرینستون)، L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون – گرینستون)، L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون – گرینستون) و L7 (بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون)، به دلیل کم بودن یا عدم وجود گل در بین دانه ها دارای تخلخل و تراوایی مناسب جهت سنگ مخزن نفت (در نمونه های مشابه تحت الارضی و نواحی مجاور برش مورد مطالعه) می باشند که این مورد، به خصوص در ریز رخساره سد بایوکلاستی (B) دیده می شود. وجود سازند تبخیری گچساران در بالای این سازند نیز پوش سنگ مناسبی را برای این مخزن فراهم می آورد.

٥. نتیجه گیری

– سازند آسماری در تنگ شیوی (با مختصات جغرافیایی "٥٨ '٤٤ °٥١ شرقی و "٤٢ '٤٧ °٢٩ شمالی) با لیتولوژی شامل عمدتا آهک های نازک لایه، متوسط تا ضخیم لایه و توده ای و میان لایه های آهک مارنی می باشد که بر روی سازند پابده به صورت تدریجی و در زیر سازند گچساران به صورت همشیب قرار دارد. بر اساس پخش و پراکندگی روزنداران سه مجموعه فونی با سن الیگوسن و میوسن پایینی (آکیتانین) تشخیص داده شد. مجموعه فونی اول به سن روپلین معادل زون تجمعی شماره٣ (Eulepidina – Nephrolepidina – Nummulites Assemblage Zone) آدامز و بوررژوا (١٩٦٧) و زون تجمعی شماره ٢ (*Nummulites vascus – N. fichteli* Assemblage Zone) ون بوخم و همکاران (٢٠١٠) می باشد. مجموعه فونی شماره ٢ به سن شاتین معادل زون تجمعی شماره ٢ (Miogypsinoides – Archaias – Valvulinid Assemblage Zone) آدامز و بورژوآ (١٩٦٧) و شماره ٤ (*Archaias asmaricus – A. hensoni – Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone) ون بوخم و همکاران (٢٠١٠) می باشد. مجموعه فونی شماره ٣ بیانگر سن آکیتانین و معادل بیوزون شماره ٦ (Indeterminate Zone) ون بوخم و همکاران (٢٠١٠) و زون شماره ٤ آدامز و بورژوآ (١٩٦٧) (*Archaias asmaricus – A. hensoni – Miogypsinoides complanatus* Assemblage Zone) می باشد.

– با توجه به تطابق بایوزون های شناسایی شده در برش مورد مطالعه با ۳ برش جنوب غرب فیروزآباد، برش تاقدیس دیل و برش شجبیل، بر اساس کار ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، زون تجمعی شماره ۱ در برش های تنگ شیوی و جنوب غرب فیروزآباد معادل با زون تجمعی شماره ۲ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، زون تجمعی شماره ۲ برش تنگ شیوی معادل بیوزون شماره ٤ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد و در هر سه برش دیگر نیز وجود دارد و زون تجمعی شماره۳ برش تنگ شیوی معادل بیوزون شماره ٦ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و زون تجمعی شماره ۳ برش تاقدیس دیل می باشد. برش جنوب غرب فیروز آباد در قسمت حاشیه ی حوضه و برش تاقدیس دیل عمیقترین برش سازند آسماری (به سمت مرکز حوضه) در بین ٤ برش ذکر شده است و عقب نشینی آب دریا از حاشیه حوضه به سمت مرکز آن می باشد.

– بر اساس مطالعات پالئواکولوژی ریزرخساره ها ی شناسایی شده در ۳ محدوده شوری ۳٤ تا ٤۰ psu و شوری ٤۰ تا ۵۰ psu و شوری بیشتر از ۵۰ psu، ٤ زون نوری آفوتیک تا یوفوتیک، شرایط یوتروفی تا الیگوتروفی و کف بستر های نرم و سخت نهشته شده اند. ریزرخساره های دارای بافت دانه پشتیبان (O4, O5, B, L1, L2, L4, L5 وL7)، به دلیل تخلخل و تراوایی بالا و کم بودن میزان گل می توانند دارای کیفیت مخزنی سازند آسماری در نواحی مجاور و در زیر زمین (برش های تحت الارضی) موثر باشند. ٤ تجمع دانه ای در برش مورد مطالعه شناسایی گردید که شامل: نانوفر، رودآلگال، فورآلگال و فورامول (که نشان دهنده تجمعات کربناته هتروزوئن است) می باشد.

تشکر و قدردانی

از داوران مقاله آقایان دکتر غبیشاوی و دکتر صفری به خاطر نظرات موثر و سازنده در جهت پیشبرد دستاوردهای این پژوهش و همچنین از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت های مالی و در اختیار گذاشتن امکانات لازم برای این تحقیق تشکر به عمل می آید.

٦. منابع

[۱]- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵ -زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۵۸٦.

[۲]- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲ -چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب، زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۵۳٦.

[۳]- بختیاری، س.، ۱۳۸٤ -اطلس راه های ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، صفحه ۲۷۱.

[4]-Adams, T. D., and Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy: Geological and Exploration. IOOC, 1074, (unpublished).

[5]-Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, 307, 1064-1095.

[6]-Allahkarampour Dill M., A. Seyrafian, , and H. Vaziri-Moghaddam, 2012. Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill Anticline (Zagros Basin, Iran). Neues Jahrbuch Geol Palaontol Abhand, p.1-18.

[7]-Beavington-Penney S. J., A. Racey, 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth Sciences, v. 67, p. 219–265.

[8]-Ehrenberg, S.N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svana, T. A., Aqrawi, A. A. M., McArthur J. M., and M. F. Thirlwall, 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), SW Iran. Journal of Petroleum Geology, v.30, p. 107–128.

[9]-Flugel E., 2010, Microfacies of Carbonate Rock, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 984.

[10]-Geel T., 2000, Recognition of Stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., v.155, p. 211-238.

[11]-Hallock P., and E. C. Glenn, 1986. Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. Palaios, v.1, p. 55–64.

[12]-Hallock P., 1987. Fluctuations in the trophic resource continuum: a factor in global diversity cycles. Paleoceanography, v. 2, p. 457–471.

[13]-Hottinger L., 1997, Shallow benthic foraminiferal assembelages as signals for depth of their deposition and their limitations. Bull. Soc. Geol. France., 168/4, 491-505.

[14]-James N. P., 1997, The cool-water carbonate depositional realm. In: N. P. James, and J. Clarke, eds., cool-water carbonates. SEPM Special Publication, v. 56, p. 1-20.

[15]-Kalanat B., H. Vaziri-Moghaddam and A. Taheri, 2010. Biostratigraphy and palaeoecology of the Asmari Formation at southwest of Firozabad. Sedimentary Facies, v. 3, p. 71-84.

[16]-Kindler P., and M. E. J. Wilson, 2010, Carbonate grain associations; their use and environmental significance, a brief review. Sedimentology, v. 42, p. 35-48.

[17]-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., and Druillion, G., 2009, The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation. First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran.

[18]-Lees G. M., 1993, Reservoir rocks of Persian Oil fields. AAPG Bulletin v. 17, p. 224-240.

[19]-Leutenegger, S., 1984, Symbiosis in benthic foraminifera, speciwcity and host adaptations. Journal of Research, v. 14, p. 16–35.

[20]-Mossadegh, Z. K., Haig, D. W., Allan, T., Adabi, M. H., and Sadeghi, A., 2009, Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., v. 272, p. 17-36.

[21]-Mutti M., and Hallok, P., 2003, Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraits. Earth-Science, v. 92, p. 465-475.

[22]-Pomar L., 2001a, Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Research, v. 13, p. 313–334.

[23]-Pomar L., 2001b, Ecological control of sedimentary accomodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 175, 249-272.

[24]-Rahmani A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., and Ghabeishavi, A., 2012, Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khavize and Bangestan Anticlins, Zagros Basin, SW Iran. Neues Jahrbuch Geol Palaontol Abhand, v. 263, p. 1-16.

[25]-Reneme, W., and R. Troelstra, , 2001, Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., v. 175, p. 128-146.

[26]-Richardson R.K., 1924, The geology and oil measures of southwest Persia. Journal Institute Petroleum Technology, p. 256–283.
[27]-Romero J., Caus, E., and Rossel, J., 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margine of the south Pyrenean basin (SE Spain). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., v. 179, p. 43–56.
[28]-Saleh Z., and Seyrafian, A., 2014. Biostratigraphy and depositional environment evolution of the Asmari Formation at the Shajabil anticline, Iran. Arabian Journal of Geosciences, v. 7, p. 4235-4243.
[29]-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, p. 219-263.
[30]-Wynd J. G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium- agreement area, Report 1082, Tehran. IOOC.esor, E., 1847, Sur le terrain danien, nouvel étage de la craie: Bulletin de la Société Géologique de France, v.4, p. 179-182.

مدل‌سازی عددی چین‌خوردگی میدان نفتی لالی(جنوب باختر ایران) با استفاده از روش المان محدود

نسرین کیانی زاده[1]، بهزاد زمانی[2]، علی کدخدایی[2]
[1] کارشناسی ارشد زمین شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه تبریز
[2]استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه تبریز
Nasrin_kianizadeh@yahoo.com

دریافت دی ۱۳۹۳، پذیرش اردیبهشت ۱۳۹٤

چکیده

در این مقاله یک مدل دو بعدی از میدان نفتی لالی و گسل‌های یال شمالی و جنوبی آن بر مبنای روابط المان محدود و با نرم‌افزار ABAQUS انجام یافته است. در این مدل نتایج ژئودزی از شبکه‌های ژئودینامیک منطقه و مقدار تنش‌های تکتونیکی به عنوان قیود وارد مساله شده‌اند و سازندهای مختلف میدان با خصوصیات الاستیک در نظر گرفته شده است. سطح گسل با المان های تماسی پوشیده شده است که اجازه لغزش، نفوذ و تغییر شکل را دارند و با توجه به این خصوصیات به خوبی می‌توانند تغییرات در سطح گسل را نشان دهند. نتایج مدلسازی با معیارهای زمین شناسی(نتایج ژئودزی) مقایسه گردیده که هماهنگی مناسبی بین نتایج و معیارهای صحت سنجی مشاهده می‌شود. نتایج با ضریب اصطکاک های مختلف با نرخ جابجایی ایستگاه‌های GPS مقایسه شده که هماهنگی در ضریب اصطکاک ۰/۰۲ مشهودتر است. نرخ جابجایی سالیانه گسل یال جنوبی در دو حالت ضریب اصطکاک ۰/۰۲ و ۰/۱ به ترتیب ٦/۳ و ۱۱ میلی‌متر بر سال به دست آمده است. نتایج حاصل از مدلسازی همچنین نشان داد که گسل در عمق‌های مختلف جابجایی‌های متفاوتی داشته و در اعماق کمتر، جابجایی بیشتری داراست و محل به هم‌پیوستن گسل‌های یال شمالی و جنوبی تاقدیس لالی که بیشترین تنش‌ها را در خود متمرکز کرده‌اند، محل بحرانی و تمرکز تنش گسل به شمار می‌رود.

کلمات کلیدی: مدلسازی عددی، المان محدود، میدان نفتی لالی، چین‌خوردگی

۱. مقدمه

در دنیای امروزی، داده‌ها آن‌قدر زیادند و مسائل آن‌قدر در هم تنیده‌اند، که بدون استفاده از مدل نمایاندن، تنظیم و پردازش داده‌ها، مطالعات و مشاهدات مشکل است. با گسترش و پیشرفت علوم زمین و همچنین علوم نوین مانند علم رایانه و نیز به‌کارگیری هر چه بیشتر علوم ریاضی و آمار در علوم زمین، نرم‌افزارهای گوناگون برای مدل‌سازی طراحی و ساخته‌شده است. در این راستا مدل‌سازی مخزن و گسل‌های میادین نفتی از اهمیت فراوانی برخوردار می‌باشد.

امروزه مدل‌سازی به عنوان یک ابزار با توانایی‌های محاسباتی گسترده و با هزینه کم به عنوان یکی از رایج‌ترین و پذیرفته‌ترین ابزار تحلیل در آمده است و محققین زیادی در مورد حالت‌های خاص این مدل‌سازی کار کرده اند. در سال ۱۹۷۹، نخستین مدل‌سازی‌های عددی گسل برمبنای روش اجزای محدود توسط ریچاردسون (Richardson) به‌صورت دوبعدی تهیه شد. کایا و ونگ (Caia & Wang)در سال ۲۰۰۱ مدلی دوبعدی با استفاده از روش اجزای محدود و نرم‌افزار آباکوس از گسل سن آندریاس ارائه دادند، این مدل یکی از نخستین مدل‌هایی بود که پوسته را به دو بخش الاستیک و ویسکوالاستیک تقسیم کرد. لینچ (Lynch) (در سال ۲۰۰۲ رساله دکترای خود را با موضوع مدل‌های المان محدود از چرخه زمین‌لرزه در نواحی گسلهای امتدادلغز به انجام رسانید. در این مورد هم قطعه‌ای از گسل سن‌آندریاس موضوع کار مدل‌سازی بود .

تمپلتون (Templeton) در سال ۲۰۰۹ نیز رساله دکترای خود را با کار روی اثرات تغییر شکل‌های غیر الاستیک خارج از صفحه گسل بر روی دینامیک گسلش در دانشگاه هاروارد به انجام رساند، این تحقیق روی گسل سن گابریل به روش المان محدود و با استفاده از نرم‌افزار آباکوس انجام‌یافته است. در این تحقیق مدل به‌صورت دوبعدی بوده و مدل رفتاری گسل مدل ضعیف‌شدگی با لغزش در نظر گرفته شده است.

بارانی (Barani) در سال ۲۰۱۲ به تأثیر زون جدایشی روی چین‌خوردگی لایه‌های سنگی با استفاده از المان محدود غیرخطی پرداخته است. در این پژوهش برای خواص لایه‌های سنگی از مدل پلاستیسیته موهر- کولمب غیرخطی استفاده شده است.

در پژوهش حاضر یک مدل دو بعدی از میدان نفتی لالی و گسل‌های یال شمالی و جنوبی آن بر مبنای روابط المان محدود و با استفاده از نرم افزارABAQUS ، تهیه و تحلیل شده است .

ABAQUS یک نرم‌افزار مهندسی بر اساس روش المان محدود است که توانایی حل مسائل از مثال‌های خطی ساده تا شبیه‌سازی‌های غیرخطی پیشرفته را دارا می‌باشد. ABAQUS شامل یک مجموعه بسیار گسترده از انواع المان‌ها می‌باشد. همچنین یک مجموعه‌ی قدرتمند است که شامل بسیاری از خواص مکانیکی مواد مانند فلزات، لاستیک، انواع بتن، مواد ژئوتکنیک مانند انواع خاک و سنگ و ... می‌باشد. تقریباً کلیه‌ی نرم‌افزارهای عددی تولید شده، نرم‌افزارهای قوی هستند. در این میان ABAQUS بسیاری از نقاط ضعف و اشکالات نرم‌افزارهای اجزا محدود دیگر را ندارد و سهولت در استفاده، مدل‌سازی قوی، تحلیل دقیق و سرعت بالای این نرم‌افزار، آن را به یک نرم‌افزار اجزای محدود متفاوت تبدیل کرده است.

۲. تکتونیک میدان نفتی لالی

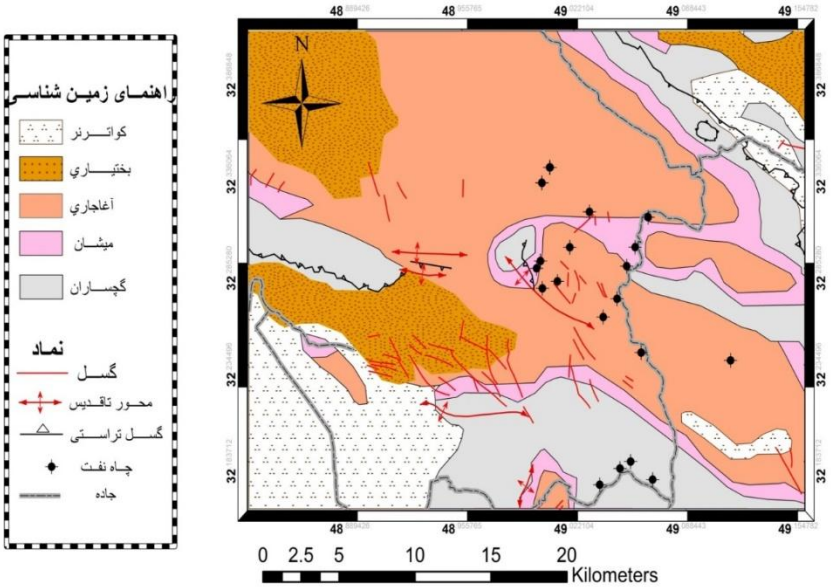
کمربند چین خورده زاگرس به صورت رشته کوهی به طول تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر و بر روی سکوی آرام قاره ای عربستان تشکیل شده است (Hessami et al, 2001). این کمربند به خاطر دارا بودن چین های بزرگ، منظم و جوان و همچنین ذخایر هیدروکربنی موجود در بسیاری از چین‌ها و تاقدیس‌های آن، به عنوان یکی از بزرگترین ایالت های هیدروکربنی اثبات شده جهان به شمار می‌آید (شرکتی، ۱۳۷٤). فروافتادگی دزفول، در بخش مرکزی زاگرس چین خورده قرار گرفته است و یک ایالت

نفتی غنی است که تقریبا ۸٪ از مخازن نفتی جهان را در بر می گیرد. ساختار کلی فروبار دزفول در ارتباط با گسل‌های پی‌سنگ پیرامون آن می باشد.

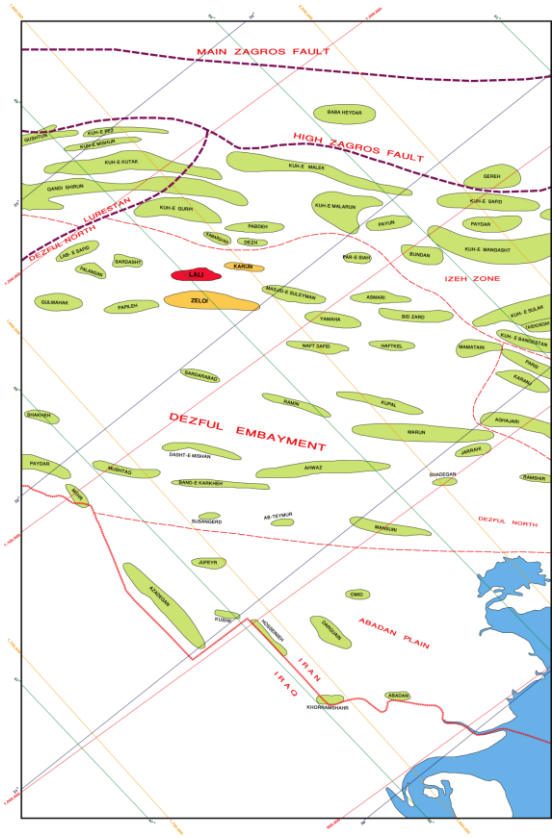
فروبار دزفول در میان سه پدیدهٔ مهم ساختاری گسل چپ بر بالا رود، گسل پیشانی کوهستان (Mountain Frontal Fault) و خطواره راست بر کازرون جای دارد. شکل‌گیری فروبار دزفول به عنوان یک پدیده ساختاری در جنوب باختری ایران و بخشی از پیش‌گودال (Foredeep) زاگرس به عملکرد توأم خطواره راست بر قطر – کازرون و گسل چپ بر بالارود نسبت داده می شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). از ویژگی های فروبار دزفول، عدم رخنمون سازند آسماری است و تنها استثنا در این مورد تاقدیس کوه آسماری در شمال باختری آن می باشد و مهمترین میدان‌های نفتی کشور در این پهنه واقع شده اند.

محدوده مورد مطالعه میدان نفتی لالی که بخشی از کمربند ساده چین خورده زاگرس می باشد، بر اساس تقسیم بندی مطیعی (مطیعی، ۱۳۷٤)، در فروبار دزفول قرار گرفته است. زون زاگرس چین‌خورده مشتمل بر تاقدیس‌هایی است که در اکثر آنها محوری در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی دارند. این میدان در فاصله ٤۰ کیلومتری شمال غرب مسجد سلیمان واقع و رخنمون‌های سطحی میدان از سازندهای گچساران، میشان، آغاجاری و بختیاری تشکیل شده است و به سمت پایین شامل سازندهای آسماری، پابده، گورپی، گروه بنگستان، گروه خامی، سازند دشتک و رسوبات پالئوزوییک زیرین می‌باشد(شکل ۱). این میدان از سمت شمال شرق به میدان کمرشاه، از سمت غرب به میدان لب سفید، از جنوب به میدان زیلایی، از جنوب شرق به میدان کارون محدود می شود (شکل ۲). میدان های زیلایی و کارون نزدیکترین میادین به میدان نفتی لالی می باشند.

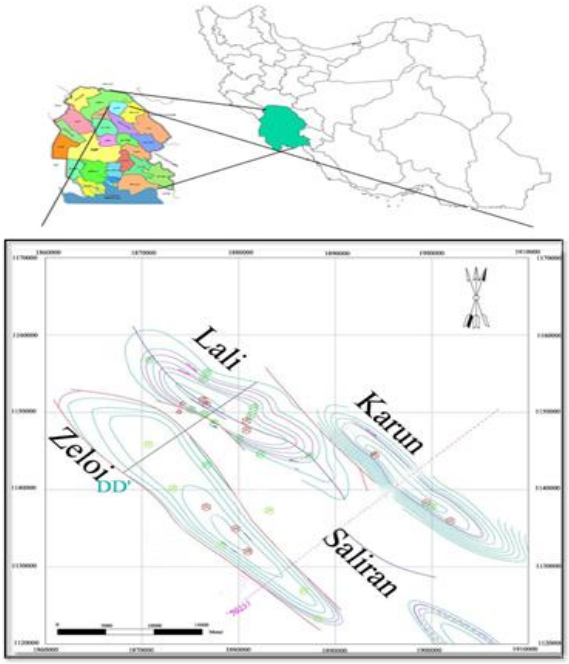
تاقدیس لالی یک چین باز تا ملایم، نامتقارن و با سطح محوری خمیده است. روند محور در بخش باختری N 5W و در مرکز میدان N 50W است که در نزدیکی بخش خاوری به N65W تبدیل شده و در بخش خاوری بهN30W می رسد(رمضانی و همکاران، ۱۳۸۹). وجود گسل معکوس در یال جنوب باختری تاقدیس به اثبات رسیده است. بدین ترتیب در یک بیان کلی تاقدیس زیر سطحی لالی را می توان یک چین مرتبط با گسل تراستی (McClay, 2003)در نظر گرفت. یک گسل تراستی بزرگ با شیبی به سمت جنوب غرب یال شمالی را تحت تأثیر قرار داده و گسل معکوسی با شیبی تند به سمت شمال نیز یال جنوبی را تحت تأثیر قرار داده است و باعث شکل‌گیری ساختمان فرا خاسته (Pop up) گردیده است(شکل۳ الف و ب) تاقدیس لالی نمودی از یک ساختار بالا جسته (Pop Up) در فروافتادگی دزفول است که هندسه‌ای کاملاً نامتقارن دارد. به نظر می‌رسد یال جنوبی تاقدیس با توجه به شیب زیاد آن بسیار پیچیده‌تر از گونه‌ای باشد که در مقطع برش 'DD (شکل ۳ الف و ب) نمایش داده شده است.



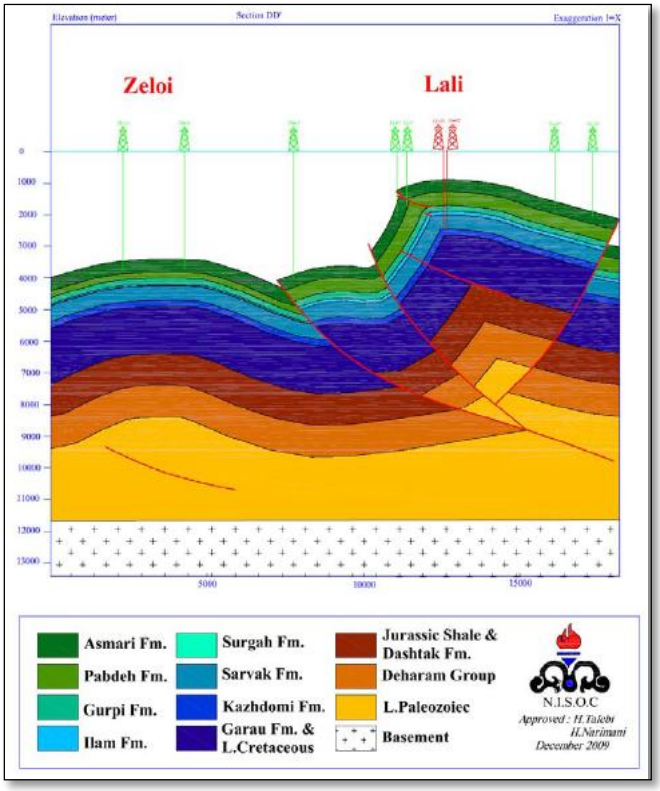
شکل۱- نقشه زمین شناسی و ساختاری میدان لالی



شکل۲- تصویر موقعیت میدان نسبت به میادین هم‌جوار(برگرفت از محمودی، ۱۳۹۱).



شکل ۳ (الف)- محل برش‌های ساختاری در میدان‌های لالی، زیلویی و کارون (برگرفته از طالبی و نریمانی، ۱۳۸۸). دوایر قرمز و سبز موقعیت چاه های منطقه را نشان می دهد.



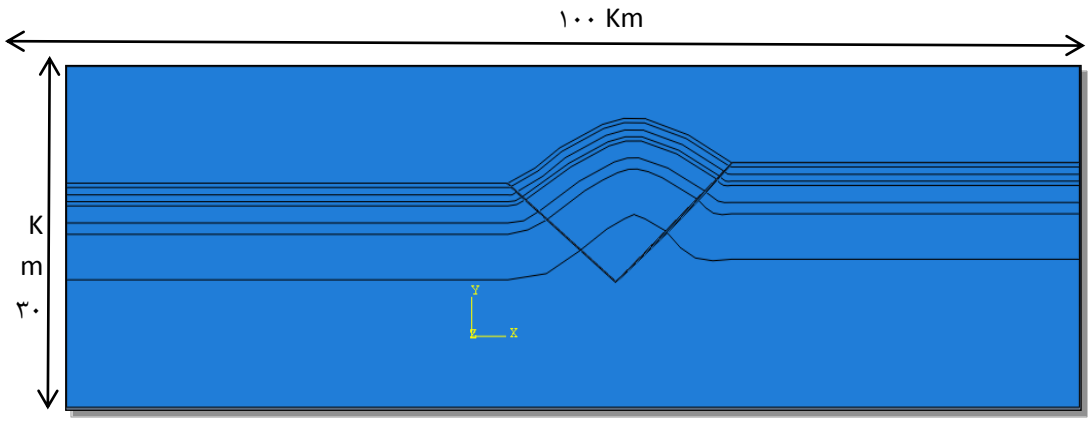
شکل ۳ (ب)- چگونگی تأثیر گسل در میدان لالی برش 'DD (برگرفته از طالبی-نریمانی-۱۳۸۸).

۳. مدل المان محدود

۳-۱ هندسه مدل

در این بخش داده‌های لازم و انگاره‌های ساده کننده در برپا سازی مدل دوبعدی میدان نفتی لالی شناسایی و بررسی می‌شوند. با توجه به اینکه گسل‌های تراستی در جهت موازات خود تغییرات زیادی از نظر رفتاری ندارند (ملک‌زاده، ۱۳۹۰)، بنابراین

می‌توان در مدل‌سازی این نوع گسل‌ها از مدل‌های دوبعدی و از نوع استرین مسطح استفاده کرد. مدل مورد استفاده در این مطالعه از یک سطح دکولمان و مجموعه‌ای از سازندهای زمین‌شناسی با رفتارهای متفاوت است. در این مدل سعی شده است که از یک لایه موسوم به پی‌سنگ که دارای ویژگی‌های فیزیکی تعریف شده در زمین‌شناسی است، استفاده شود. از مهم‌ترین ویژگی یک پی‌سنگ، در مقایسه با سازندهای رسوبی، داشتن سختی زیاد است. الگوی دوبعدی دربردارنده میدان نفتی لالی، دو گسل یال جنوبی و شمالی میدان نفتی لالی و بخشی از ناحیه پیرامون آن می‌باشد. به علت تعدد زیاد سازندهای مشابه در میدان لالی، سازندهای مشابه از نظر جنس یک لایه در نظر گرفته شده و ساده سازی و مدل شده اند. باید توجه داشت در مدل‌سازی ناحیه سطحی، می‌بایست به‌اندازه کافی بزرگ اختیار شود تا از اندرکنش اثرات مرزی با آشفتگی‌های تنش در پیرامون منطقه گسلش جلوگیری گردد. از سوی دیگر، این ناحیه نباید تحت تأثیر آشفتگی‌های برآمده از گسل‌ها و گسیختگی‌های بیرونی قرار گیرد. از این‌رو، باید فاصله مناسب میان مرزهای ناحیه تا گسل‌های منطقه منظور گردد. بنابراین بر اساس مقاطع عرضی که از میدان نفتی لالی تهیه‌شده است (طالبی و نریمانی، ۱۳۸۸)، الگوی مدل در نرم‌افزار آباکوس ساخته شد. بر این پایه، ابعاد ناحیه سطحی الگوی دوبعدی با طول ۱۰۰کیلومتر و عرض ۳۰ کیلومتر انتخاب گردید (شکل ٤). در این مدل سازی در هر سازند خصوصیات فیزیکی با المان‌های موجود در آن سازند تعریف شده است و در جدول ۱ پارامترهای مربوط به تعریف سازندها آمده است.



شکل٤- هندسه مدل

جدول۱- پارامترهای مربوط به تعریف سازندها

نام سازند	ضخامت لایه(m)	چگالی(Kg/Km^3)	نسبت پواسون	مدول یانگ (N/Km^3)	منابع
گروه فارس	۲۰۰۰	۲/۳٤ × ۱۰^۱۲	۰/۳	۱۲۰۰ × ۱۰^۱۲	آزمایش‌های ژئومکانیکی(سازمان آب منطقه‌ای اصفهان، ۱۳۸۳)
آسماری	۳۷٦/٥	۲/٤٦۹ × ۱۰^۱۲	۰/۳	۲۰/۲۸۱۰۰ × ۱۰^۱۲	محاسبه با داده‌های لاگ میدان
پابده- گورپی	٤۳۲	۲/٤٦۹ × ۱۰^۱۲	۰/۳۲	٤۲۰۰۸۳٤/٦ × ۱۰^٦	

ایلام- سروک	۱۰۰۰	$۲/۵۸٦٦ \times ۱۰^{۱۲}$	۰/۳۲	٦۷۵۳٦۳۵×۱۰^{٦}	
سورگاه- کژدمی	۱۷۵	$۲/٤٦ \times ۱۰^{۱۲}$	۰/۲	٦٦۰۰۰×۱۰^{۱۲}	آزمایش‌های ژئومکانیکی(سازمان آب منطقه‌ای اصفهان، ۱۳۸۳)
گروه خامی	۱۵۰۰	$۲/٦۲ \times ۱۰^{۱۲}$	۰/۱۸	۳۸۰۰۰×۱۰^{۱۲}	
دشتک	۱۰۰۰	$۲/٤٦ \times ۱۰^{۱۲}$	۰/۲۵	۷۷۰۰۰×۱۰^{۱۲}	
سازندهای پالئوزوییک زیرین	٤۰۰۰	$۲/۵ \times ۱۰^{۱۲}$	۰/۳٤	۳٤۳۰۰×۱۰^{۱۲}	
پی‌سنگ	در مدل‌سازی شرکت ندارد				

۳-۲ گسل

از نظر شکل هندسی، از آنجا که هدف ایجاد مدلی است که شکل واقعی میدان را تا حد امکان بازسازی کند لذا سعی شد پارامترهای هندسی گسل با توجه به مطالعات گروه‌های مختلف زمین‌شناس در این ناحیه، به مدل وارد شود و با توجه به اینکه شیب گسل با تحلیل داده‌های زیرسطحی مانند نقشه های UGC، داده های لاگ، تصاویر FMI و... (طالبی و نریمانی، ۱۳۸۸، محمودی، ۱۳۹۱)، در حدود ٤۰ درجه تخمین زده شد، این زاویه در جهت مناسب به گسل شبیه‌سازی شده و در مدل اعمال شده است.

همچنین لازم است بر اساس اصول مکانیک گسل را که به‌عنوان یک ناپیوستگی در مدل عمل می‌کند، با یک خصوصیت رفتاری اصطکاکی تعریف نماییم.

روابط رفتاری مختلفی توسط محققان برای بیان اصطکاک در سنگ ارائه شده است که عبارت‌اند از: قانون کولمب (Lynch, 2002)، قانون بایرلی، قانون ضعیف‌شدگی با لغزش (Templeton, ۲۰۰۹) و قانون اصطکاکی نرخ و حالت (Tullis, 1995; Chen & Lapusta, 2008). دو گسل یال شمالی و جنوبی میدان لالی با زاویه ٤۰ درجه توسط المان‌های تماسی(جفت‌های تماسی) در مدل جاسازی شدند این المان‌ها توانایی لغزش، تغییر شکل- نفوذ و انتقال حرارت را دارند و از قانون کولمب پیروی می‌کنند.

رابطه کولمب به‌صورت زیر بیان می‌شود:

در این رابطه

τ: استرس برشی بر روی سطح گسل می‌باشد.

μ : ضریب اصطکاک

σn: استرس نرمال می‌باشد.

$$\Delta CF = \Delta\tau + \mu(\Delta_{\sigma n} + \Delta p)$$ معادلهٔ ۱

با توجه به نبود اطلاعات کافی از پارامترهای اصطکاکی گسل‌های میدان لالی، این پارامترها با توجه به مطالعات انجام شده بر روی گسل‌های ایران تخمین زده شده است (Vernant & Chéry,2006).

۳-۳ شرایط مرزی

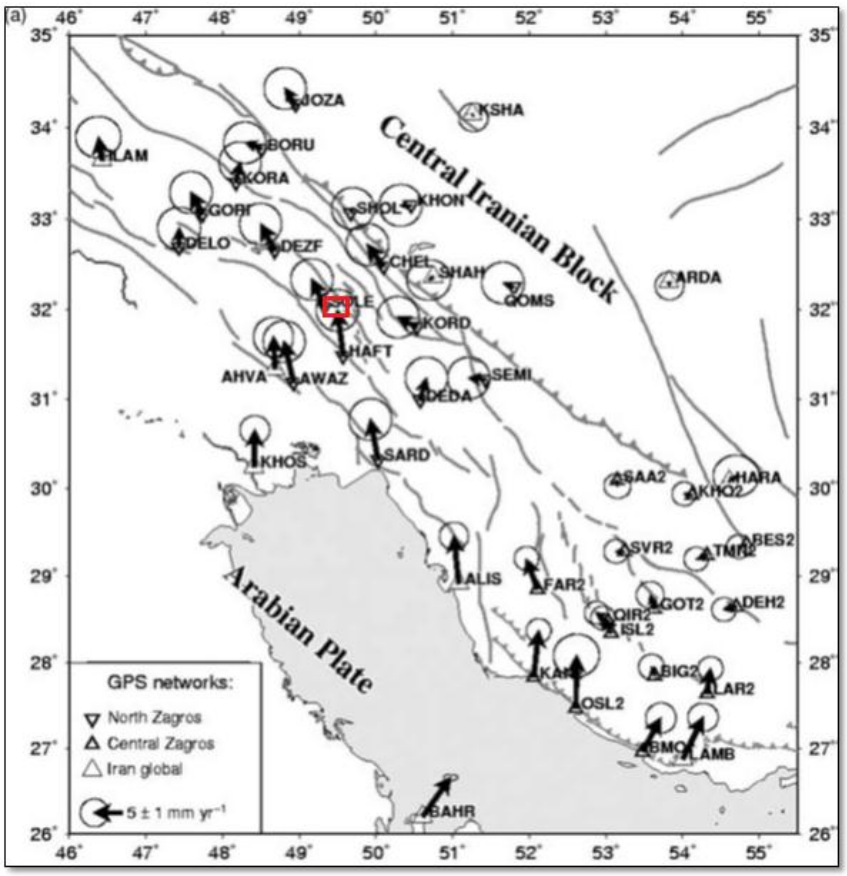
پس از برپاسازی الگوی دو بعدی، می‌بایست آن را به شرایط مرزی مناسب مقید ساخت. در این تحقیق، به‌منظور شبیه‌سازی وضعیت تکتونیکی در جنوب فلات ایران و در ساختار لالی تحت رژیم ژئودینامیکی عهد حاضر، شرایط مرزی، سرعت تغییر شکل، در نظر گرفته‌شده است. با در نظر گرفتن این شرایط مرزی، اثرات کلیه نیروهای تکتونیکی، که در سطوح مختلف بر روی پوسته اعمال می‌شوند، در مدل‌سازی در نظر گرفته می‌شوند. در این بخش، سرعت حرکت پوسته بر روی مرزهای شمال شرق و جنوب غربی مدل مورد مطالعه، بر اساس مطالعات ژئودزی انجام گرفته (Walpersdorf et al, 2006)، بر روی تغییر شکل جنوب غرب ایران، تعیین شده است. به‌منظور مطالعه توزیع تغییر شکل در جنوب غرب پوسته ایران، Walpersdorf, 2006، مطالعه گسترده‌ای بر مبنای سامانه موقعیت‌یاب جهانی در جنوب غرب انجام داده‌اند. در این مطالعه، دو شبکه در سراسر زاگرس نصب‌شده است(شکل ۵). نزدیک‌ترین ایستگاه‌ها به محدوده‌ی میدان نفتی لالی ایستگاه‌های SolE و HAFT می‌باشند. در این مطالعه هر یک از ایستگاه‌ها حداقل برای مدت ٤٨ ساعت مورد مطالعه قرارگرفته است. مقادیر سرعت پوسته در هر یک از ایستگاه‌ها نسبت به بلوک مرکزی ایران، محاسبه‌شده و نتایج به‌دست‌آمده در جدول ۲ ارائه‌شده است.

جدول۲- مقادیر سرعت پوسته در ایستگاه‌های اندازه‌گیری تغییر شکل پوسته نسبت به بلوک مرکزی ایران. موقعیت جغرافیایی سایت ها در شکل ۵ نشان داده شده است(Walpersdorf, 2006). مقادیر مثبت سرعت در جهت موافق نسبت به بلوک مرکزی و مقادیر منفی در خلاف جهت می باشند.

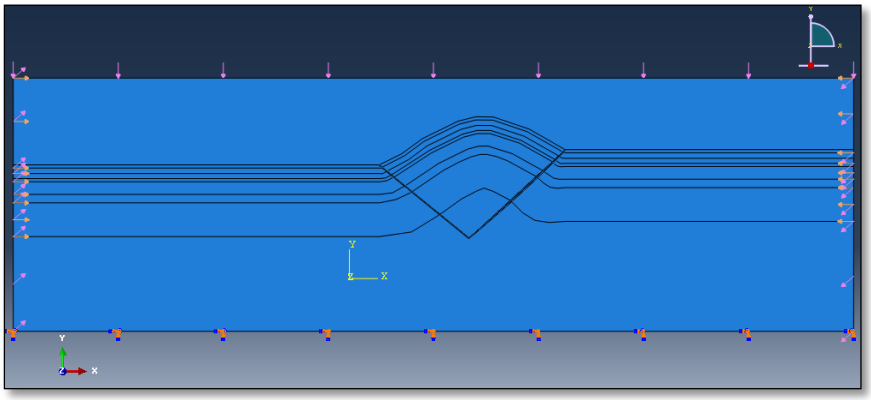
سایت	مؤلفه شرقی سرعت(E) (میلی‌متر در سال)	مؤلفه شمالی سرعت(E) (میلی‌متر در سال)
MIAN	-۰/۰٦	۱/۳٤
ILAM	-۰/٦٥	۳/۹۸
Delo	۰/۰۲	۳/۳۱
GoRi	-۲/۰٥	۳/۷٥
BijA	-۰/٤٦	۰/۲٤
KoRA	۰/۷۰	۳/٤٤
Khos	۰/۱٤	٦/۲۷
BoRu	-۲/۸۹	۱/۰٥
DezF	-۲/٤٥	٤/٥۸
AHVA	-۰/۲۹	٥/٥٦
AWAZ	-۱/٦٦	۷/۱۲
JozA	-۱/۸٤	۲/۷۱
SolE	-۲/۱۹	٤/۷۱
HAFT	-۱/۰۲	۷/۹٦
SHOL	۰/٤۰	۰/۷۲
GHAR	-۰/۲٦	۰/۲۸
SARD	-۱/۳۲	٦/۸۸
CHEL	-۲/۸۰	۳/۷٥
KHON	-۱/۸۲	-۰/۰٦
KRD2	-۳/۲٥	۱/۷۱
DEDA	۱/۰٥	۳/۸٥
BAHR	٤/۸۳	٦/۷٤
SHAH	-۰/۷۹	-۰/٥٦

ALIS	−۰/۸۷	۸/۱۷
KSHA	۰/۲۱	−۰/٦۰
TEHN	−۰/۷۸	−۳/۰۲
TEHR	۰/۸۱	−۱/۲۷
SEMI	−۲/۹۳	۰/۱۹
NOSH	−۲/۱۰	−۳/۰۹
QOMS	−۱/۹۰	۰/۷۵
KAN2	۰/۸۷	۸/۱۰
FAR2	−۱/۸۸	۵/۳۲
OSL2	۰/۱۱	۹/۱٦
QLR2	−۲/۰۸	۱/۵۳
ISL2	−۱/٤۲	۲/٦۰
SAA2	۰/۰۳	−۰/۹۲
SVR2	−۱/٤۸	۰/۰٤

جهت بزرگ‌ترین تنش‌های افقی تکتونیکی که با توجه به مدل‌سازی گسل ها و شکستگی های منطقه و بدست آوردن جهت شیب و امتداد آنها و رسم نمودار گل سرخی مربوط به امتدا گسل های منطقه به دست آمده است (Akbar & Sapru, 1994). بر اساس جهت بزرگترین تنش‌های افقی، مقدار تنش افقی محاسبه شده با روابط پروالاستیک با زاویه ٤۰ درجه به دو یال عمودی مدل و در قسمت بالای مدل تنش عمودی وارد شد. بر اساس مقاطع عرضی که از میدان لالی با استفاده از داده های زیر سطحی تهیه و ترسیم شد (طالبی و نریمانی، ۱۳۸۸) پی‌سنگ در عمق حدود ۱۲ کیلومتری قرار گرفته است. به این ترتیب مدل در محدوده پی‌سنگ ثابت در نظر گرفته شده، بدین صورت که هیچ‌گونه حرکت و دورانی در هیچ راستایی ندارد(شکل ٦).



شکل۵- میدان‌های سرعتی مرکز و شمال زاگرس به سمت بلوک مرکزی ایران، مقیاس بردار سرعتی ۵ میلی‌متر بر سال را نشان می‌دهد. محدوده مطالعاتی در شکل نشان داده‌شده است(برگرفته از Walpersdorf et al, 2006).

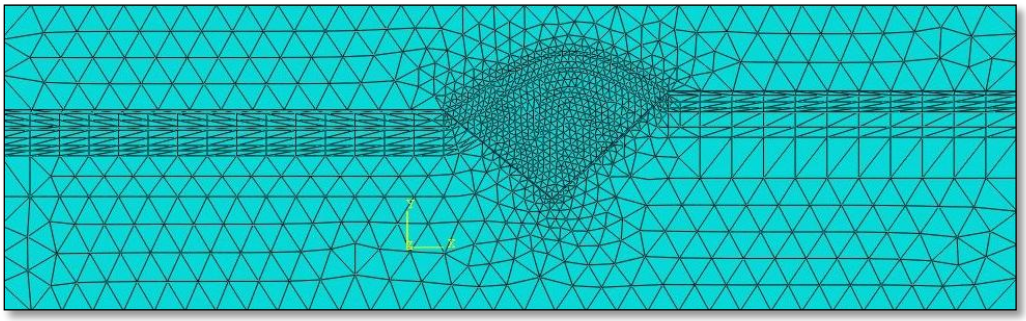


شکل ٦- نحوه بارگذاری و شرایط مرزی مدل.

٣-٤ مش بندی

مرحله مش‌بندی اساس روش المان محدود است که هدف آن مش‌بندی قطعات می‌باشد و عمده هزینه، زمان و حجم کار را به خود اختصاص می‌دهد. به بیان دیگر بیش از ۷۰ تا ۸۰ درصد سختی کار و زمان صرف شده در یک تحلیل، مربوط به این مرحله می‌باشد. مش‌بندی به‌نوعی تضمین‌کننده دقت جواب(و نه صحت آن) است، به این معنی که اگر مش‌بندی به‌صورت اصولی و با رعایت نکات ضروری انجام شود، دقت کار تضمین‌شده خواهد بود. به‌منظور کاهش زمان تحلیل و در عین حال افزایش دقت جواب‌ها، ابعاد المان‌ها متغیر در نظر گرفته شده‌اند. یعنی در بخشهای نزدیک به ساختارچین خورده ابعاد المانها

کوچک اختیار شده(۶۰۰ متر) تا دقت مدل در این بخش زیاد باشد، ولی با فاصله گرفتن از گسل و نزدیک شدن به مرزها، ابعاد المانها بزرگ‌تر تعریف شده است (در حدود ۲ کیلومتر). نحوه المان‌بندی با چندین بار تغییرات در اندازه المان‌ها و کنترل نتایج حاصله تعیین شده است و سعی شده است هم دقت جواب‌ها مدنظر قرار گیرد و هم‌زمان صرف شده برای تحلیل مدل بهینه شود(شکل ۷).



شکل۷- نحوه مش‌بندی مدل

۳-۵ آنالیز مدل

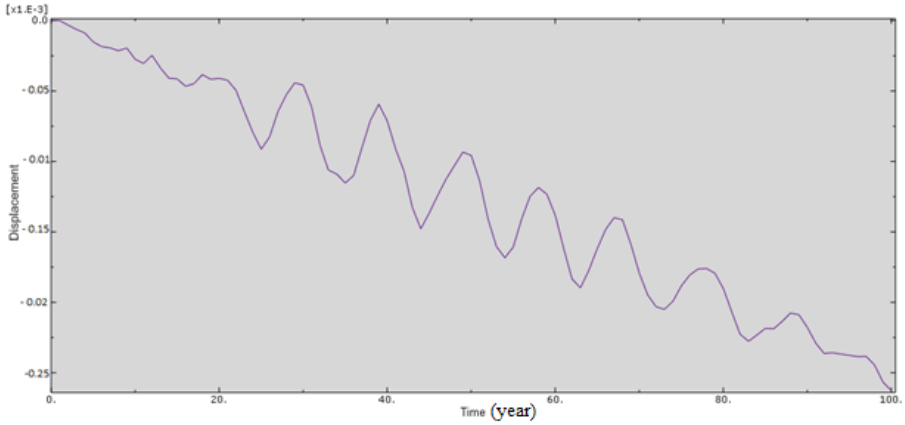
صحت یک مدل سازی عددی همیشه می‌بایست با مقایسه با یک مدل سازی تجربی یا تحلیلی ارزیابی شود (مدل‌سازی پیشرو- forward modeling) و مقایسه یک مدل عددی با مدل عددی دیگر مفهوم ندارد. دقت و صحت از جمله مفاهیمی هستند که وجود آنها در کنار یکدیگر و دانستن دقیق مفهوم هر یک از آنها و تفاوتشان، از جمله الزامات دست‌یابی به نتایج قابل قبول با استفاده از یک نرم‌افزار المان محدود است. برای کنترل مدل مورد مطالعه و انجام مدل‌سازی پیشرو، نتایج به دست آمده از مدل‌سازی با مشاهدات ژئودزی مربوط به تغییر شکل‌های کوتاه‌مدت مقایسه و مطابقت داده‌شده است. بدین منظور نتایج به دست آمده جهت کنترل با نتایج مشاهدات صحرایی در دو ایستگاه SolE و HAFT، یعنی نزدیک‌ترین ایستگاه‌ها به منطقه مورد مطالعه مقایسه شده است.

جدول۳- مقایسه نتایج مدل‌سازی با قرائت ایستگاه‌های GPS. (VN) مؤلفه شمالی سرعت و (VE) مولفه شرقی سرعت.

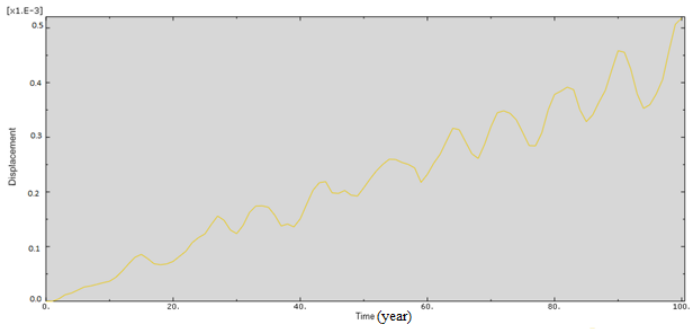
ایستگاه	نتایج حاصل از قرائت ایستگاه‌ها (mm/year)		نتایج حاصل از مدل‌سازی عددی(mm/yaer)	
	VN	VE	VN	VE
SolE	٤/٧١	-٢/١٩	٥/١	-٢/٦
HAFT	٧/٩٦	-١/٠٢		

به‌منظور به دست آوردن ضریب اصطکاک مناسب برای گسل‌های میدان لالی مقادیر اصطکاکی متفاوتی که برای گسل‌های ایران در مطالعات قبلی به دست آمده (Vernant & Chéry, 2006)، به مدل وارد شد. مقایسه بین آزمون‌های انجام شده و نرخ‌های جابجایی به دست آمده از مدل و مقایسه آنها با نتایج جابجایی های حاصل از روش‌های ژئودزی نشان می‌دهد که وقتی که ضریب اصطکاک گسل ها $\mu= 0.02$ در نظر گرفته شود مناسب ترین مدل عددی بدست خواهد آمد. در شکل و شکل میزان جابجایی منحنی‌های تغییر مکان در امتداد X و Y برحسب زمان برای مقیاسی از زمان

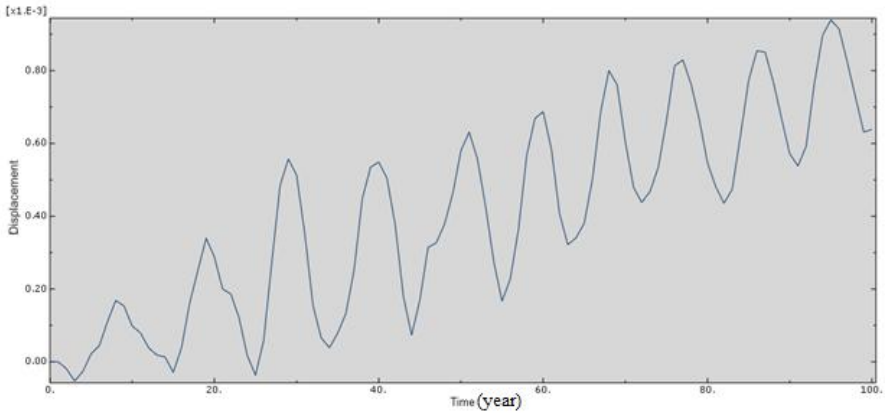
زمین‌شناسی(بازه زمانی ۱۰۰ سال) بر روی چین نشان داده شده است. علاوه بر نرخ تغییر شکل در روی چین، میزان جابجایی سالانه گسل نیز می‌تواند بررسی شود. در این راستا ده نقطه روی گسل یال جنوبی انتخاب شد و جابجایی سالیانه آن نقاط در دو حالت ضریب اصطکاک استاتیکی ۰/۰۲ و ۰/۱برداشت شد و با میانگین‌گیری، نرخ جابجایی سالیانه گسل، به ترتیب ٦/٣ و ۱۱ میلی‌متر بر سال به دست آمد(شکل ۱۰ و شکل ۱۱). همان‌طور که در که در صحت یک مدل سازی عددی همیشه می بایست با مقایسه با یک مدل سازی تجربی یا تحلیلی ارزیابی شود (مدل سازی پیشرو – forward modeling) و مقایسه یک مدل عددی با مدل عددی دیگر مفهوم ندارد. دقت و صحت از جمله مفاهیمی هستند که وجود آنها در کنار یکدیگر و دانستن دقیق مفهوم هر یک از آنها و تفاوتشان، از جمله الزامات دستیابی به نتایج قابل قبول با استفاده از یک نرم افزار المان محدود است. برای کنترل مدل مورد مطالعه و انجام مدل سازی پیشرو، نتایج به دست آمده از مدل سازی با مشاهدات ژئودزی مربوط به تغییر شکل های کوتاه مدت مقایسه و مطابقت داده شده است. بدین منظور نتایج به دست آمده جهت کنترل با نتایج مشاهدات صحرایی در دو ایستگاه Sol E و HAFT یعنی نزدیک ترین ایستگاه ها به منطقه مورد مطالعه مقایسه شده است. جدول نشان داده شده نتایج حاصل از مدل‌سازی با نتایج حاصل از ژئودزی مطابقت دارد، به این ترتیب صحت مدل کنترل و با توجه به مقایسه مقادیر، قابل قبول است.



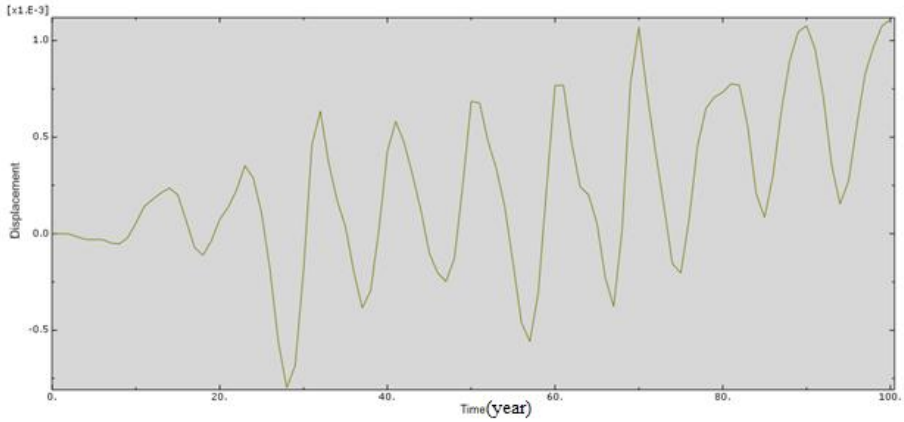
شکل۸- جابجایی بر روی چین‌خوردگی در راستای x. محور افقی زمان بر حسب سال و محور عمودی جابجایی بر حسب کیلومتر را نشان می دهد.



شکل ۹- جابجایی بر روی چین‌خوردگی در راستای Y. محور افقی زمان بر حسب سال و محور عمودی جابجایی بر حسب کیلومتر را نشان می دهد.



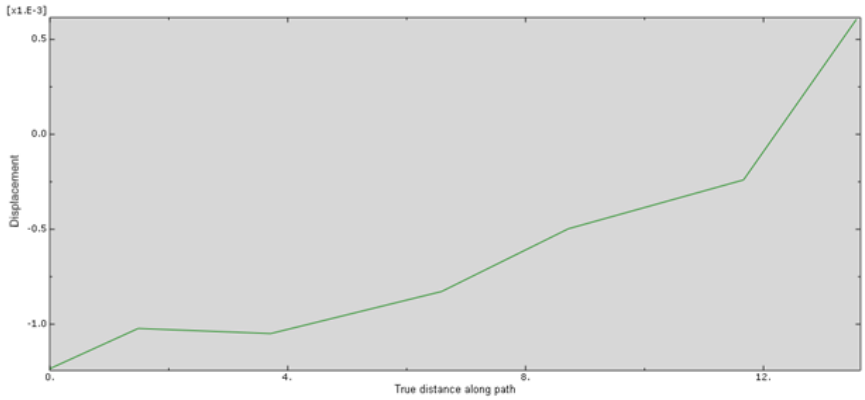
شکل۱۰- نرخ حرکت گسل یال جنوبی با ضریب اصطکاک ۰۲/ ۰. محور افقی زمان بر حسب سال و محور عمودی جابجایی بر حسب کیلو متر را نشان می دهد.



شکل۱۱- نرخ حرکت گسل یال جنوبی میدان لالی با ضریب اصطکاک ۰/۱. محور افقی زمان بر حسب سال و محور عمودی جابجایی بر حسب کیلو متر را نشان می دهد.

۳-٦ اثر عمق گسل

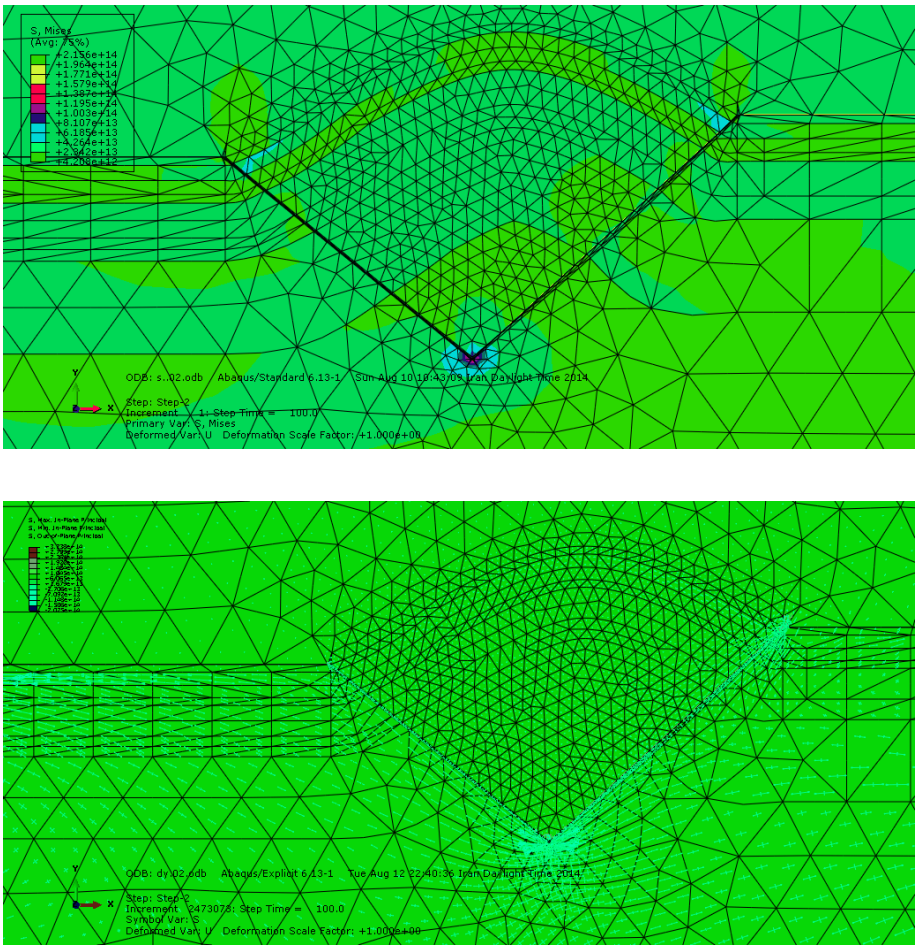
بررسی نتایج مدل‌سازی حاصله نشان می‌دهد جابجایی‌های گسل در عمق‌های مختلف، در اعماق کمتر، مقدار بیشتری را به خود اختصاص داده است. بنابراین برخلاف گسل تراستی که بر روی زمین پیدا هستند و جابجایی مستقیماً به مقدار لغزش وابسته است، جابجایی در گسل یال جنوبی میدان لالی که به صورت زیر سطحی و پنهان می باشد، علاوه بر مقدار لغزش به عمق آنها ارتباط دارد. شکل میزان جابجایی در طول گسل از قسمت پایین به سمت بالای گسل را نشان می‌دهد، همان‌طور که در شکل۱۲ مشخص است با کاهش عمق نمودار جابجایی با شیب بیشتری تغییر می‌کند که با نظریه تکتونیک نازک پوسته (Hatzfeld et al., 2010, Mouthereau et al 2007 , Yamato et al 2011) در زاگرس مطابقت دارد. با در نظر گرفتن نظریه تکتونیک نازک پوسته در زاگرس تراست‌هایی که در عمق کمتر عمل می‌کنند، جابجایی بیشتری دارند و در مقایسه با افزایش عمق و نزدیک شدن به پی‌سنگ جابجایی گسل‌های تراستی کمتر می‌شود.



شکل۱۲- نرخ جابجایی در طول گسل از عمق بیشتر به کمتر

۳-۷ تأثیر تنش‌ها بر میدان نفتی لالی

در شکل نمایشی از کنتورهای تنش و مؤلفه افقی تنش آمده است. نتایج مدل‌سازی حاصل نشان می‌دهد که مؤلفه افقی تنش مقادیری بزرگ‌تر از مؤلفه قائم تنش دارد و محل به هم‌پیوستن گسل‌های یال شمالی و جنوبی تاقدیس لالی که بیشترین تنش‌ها را در خود متمرکز کرده‌اند، محل بحرانی و تمرکز تنش گسل نسبت به نقاط دیگر گسل به شمار می‌رود. همان‌گونه که مدل‌سازی عددی انجام گرفته تایید می‌کند، پهنه گسلی در مقایسه با سازندهای اطراف، تنش کمتری را متحمل می‌شود که آشکارا به دلیل سست بودن ناحیه گسلی و ناتوانی آن در تحمل تنش‌های بالاست و مقاومت بیشتر سازندها نسبت به ناحیه گسلی است.



شکل۱۳- کنتورهای تنش و مؤلفه افقی در چین لالی، افزایش تنش در محل بهم پیوستن دو گسل مشاهده می‌شود.

٤. نتیجه گیری

در این پژوهش با استفاده از روش عددی بر اساس روش المان محدود چین‌خوردگی میدان نفتی لالی مدل‌سازی شده است. نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان می‌دهد که در تحلیل‌هایی که ضریب اصطکاک ۰/۰۲ در نظر گرفته شده است هماهنگی بیشتری بین نتایج حاصل از مدل‌سازی و معیارهای زمین شناسی وجود دارد. همچنین نرخ جابجایی سالیانه گسل یال جنوبی در دو حالت ضریب اصطکاک ۰/۰۲ و ۰/۱ به ترتیب ٦/٣ و ۱۱ میلی‌متر بر سال به دست آمد. گسل یال جنوبی میدان نفتی لالی در عمق‌های مختلف جابجایی‌های متفاوتی داشته و در اعماق کمتر، جابجایی بیشتری داراست. بنابراین، این برخلاف گسل تراستی پیدا که جابجایی مستقیماً به مقدار لغزش وابسته است، جابجایی آن، در گسل‌های زیر سطحی علاوه بر لغزش به عمق آنها وابسته است. نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان می‌دهد که محل به هم‌پیوستن گسل‌های یال شمالی و جنوبی تاقدیس لالی در عمق، محل بحرانی و تمرکز تنش گسل به شمار می‌رود. همان‌گونه که مدل‌سازی عددی انجام گرفته تایید می‌کند، پهنه گسلی در مقایسه با سازندهای اطراف، تنش کمتری را متحمل می‌شود که آشکارا به دلیل خرد بودن سنگ‌ها در ناحیه گسلی و ناتوانی آن در تحمل تنش‌های بالاست.

تشکر و قدردانی

از آقایان دکتر مختاری و دکتر ندیمی بخاطر داوری مقاله سپاسگزاری می گردد. این تحقیق با همکاری و حمایت شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب انجام شده که بدین وسیله تشکر و قدردانی می‌شود.

۵. منابع

[۱]- آقانباتی، ع .، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران ،سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

[۲]- رمضانی، ع.، علوی، س. ا.، حاجی علی بیگی، ح.، طالبی، ح.، ۱۳۸۹، تحلیل ساختاری و شکستگی‌های میدان نفتی لالی، پایان نامه کارشناسی ارشد، رشته تکتونیک، دانشگاه علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱٤۰ صفحه.

[۳]- شرکتی، ش.، ۱۳۸٤، تکتونیک پوشش رسوبی و پی‌سنگ در کمربند کوهزایی زاگرس، نکاتی در زمینه مدل‌سازی هندسی دگرشکلی، شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف.

[٤]- طالبی، ح.، نریمانی، ح.، ۱۳۸۸، ارتباط ساختاری تاقدیس‌های زیلویی، لالی و کارون. شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.

[۵]- محمودی، ح.،۱۳۹۱، مطالعه تکمیلی و تهیه مدل زمین‌شناسی مخزن بنگستان میدان لالی. گزارش شرکت مناطق نفت‌خیز جنوب.

[٦]- مطیعی.ه ، ۱۳۷٤، زمین‌شناسی نفت زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، جلد اول ۵۸۹.صفحه

[۷]- ملک‌زاده، ز.، ۱۳۹۰، گسل‌های تراستی پنهان و مخاطرات ژئوتکنیکی. سی‌امین گردهمایی علوم زمین.

[8]- Akbar M. and A. Sapru, 1994, In-Situ Stresses in the Subsurfaces of Arabian Peninsula and their Effect on Fracture Morphology and Permeability, 6th Abu-Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference 16-19 Oct. 1994, Abu-Dhabi UAE.

[9]- Barani, O., 2012, The Effect of Lower Detachment Zone on Buckle Folds Geometry, Journal of Structural Engineering and Geotechnics. v.2(1), p. 43-47.

[10]- Caia, Y. and C.Y Wang, 2001, Testing fault models with numerical simulation: example from central califprnia. Tectonophysics, v. 343, P. 233-238.

[11]- Chen, T. and N. Lapusta. 2008. Rate and state friction laws can explain scaling of small repeating earthquakes. Journal of Geophysical research.

[12]- Hajialibeigi H., S.A Alavi, J. Eftekharnezhad, M. Mokhtari, and M.H. Adabi, 2011, Signatures of the Balarud deep seated fault zone in Khushab anticline, SW Iran, An integrated study. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, v.22, p. 33-49.

[13]- Hatzfeld D. and P. Molnar, 2010, Comparisons of the kinematics and deep structure of the zagros and Himalaia and of the Iranian and Tibetan plateause and Geodynamics implications, Geophysical ,2009 RG000304, p.1-48.

[14]- Hessami K., H.A Koyi, and C. Talbot, 2001, The significance of strick slip faulting in the basement of me Zagros fold-thrust belt. Journal of petroleum Geology, v. 24,P. 5-28.

[15]- Lynch J. C., 2002, Finite element models of earthquake cycle in mature strike- slipe fault zone. University of California Berkeley.

[16]- McClay K.R., 2003, Structural Geology for Petroleum Exploration. Lecture Notes, 503p.

[17]- Mouthereau M., J. Tensi, N. Bellahsen, O. Lacombe, T. Boisgrollier, S. Kargas, 2007,Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/ thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran), Tectonics,v.26.TC 5006,doi:10.1029/2007TC 002098.1-28.

[18]- Richardson R.M., S.C Solomon and N.H. Sleep, 1979. Tectonic stress in the plates. Rev. Geophys. V.17, p. 981–1019.

[8]- Sarkarinejad K. and A. Azizi, 2008, Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. Journal of Structural Geology, v.30, p. 116–136.

[19]- Templeton E., 2009, Effect of inelastic off-fault deformation on the dynamics of earthquake rupture and branch fault activation. PhD thesis. Harvard University, Massachsetts.

[20]- Tullis, T.E., 1995, Rock friction and its implications for earthquake prediction examined via models of Parkfield earthquakes, in Earthquake prediction: The Scientific Challengeproc. NAtl. Acad. Sci. USA: National Academy of sciences in Irvine, CA.

[21]- Walopersdorf, A., D. Hatzfeld, H. Nankali, F. Tavakoli, F. Nilforoushan, M. Tatar, P. Vernant, J. Chéry, F. and Masson, 2006, Difference in the GPS deformation pattern of North and Central zagros, Geophys. J. Int, v.167, p. 1077-1088

[22]- Vernant, P. Chéry, J. 2006. Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia–Eurasia collision zone. Earth and Planetary Science Letters, v. 246, p. 197–206.

[23]- Yamato, P., B. Kaus, F. Mouthereau, S. Castelltort, 2011, Dynamic constraints on the crustal- scale rheology of the zagros fold belt ,Iran, Geology ,v.39, no. 9 .p. 815- 818, doi:10.1130/G321361.

چینه نگاری سنگی و محیط رسوبی سازند جهرم در دو تاقدیس جهرم و تودِج

رضا صادقی[۱]، محمدحسین خواجوئی[۲]*، مریم جوکار[۳]

[۱]عضو هیأت علمی بخش زمین شناسی، استادیار دانشگاه پیام نور
[۲]دانشجوی کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه پیام نور شیراز
m.hossein.khajooei@gmail.com*
[۳]دانشجوی کارشناسی‌ارشد چینه شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه پیام نور شیراز

دریافت تیر ۱۳۹۳، پذیرش مرداد ۱۳۹٤

چکیده

در این پژوهش به منظور مقایسه ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای و رخساره‌ای سازند کربناتی جهرم، دو برش چینه‌شناسی تَنگِ‌آب (برش نمونه) در یال شمالی تاقدیس جهرم (شرق شهرستان جهرم) و تَنگِ نیم‌باشی در یال شمالی تاقدیس تودِج (غرب شهرستان اِستَهبان)، در استان فارس انتخاب گردیده‌اند. هر دو مقطع چینه‌شناسی، در زیرپهنه فارس داخلی و پهنه زاگرس چین‌خورده واقع شده‌اند. برش تَنگِ‌آب شامل: ٤٥٠ متر کنگلومرا، سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی قلوه‌ای، سنگ‌آهک دُلومیتی و سنگ دُلومیت با چینه‌بندی نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم می‌باشد و برش تَنگِ نیم‌باشی شامل: ٥٦٢ متر سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، سنگ‌آهک مارنی قلوه‌ای، سنگ‌آهک دُلومیتی و سنگ دُلومیت با چینه‌بندی بسیارنازک، نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم است. نتیجه مشاهدات و مطالعات دقیق صحرایی و آزمایشگاهی، تعیین ۱۰ واحد سنگ‌چینه‌ای و تشخیص ۱۰ دسته‌ریزرخساره در برش تَنگِ‌آب و ۷ واحد سنگ‌چینه‌ای و ۱۱ دسته‌ریزرخساره در برش تَنگِ نیم‌باشی می‌باشد که هردو برش بترتیب کاهش عمق، در ۳ زیرمحیط رسوبی دریای باز، کولابی و پیراکِشَندی و روی یک سکوی کربناته از نوع رَمپِ همشیب رسوبگذاری نموده‌اند.

کلمات کلیدی: زاگرس چین‌خورده، فارس داخلی، سازند جهرم، سنگ‌چینه‌نگاری، دسته‌ریزرخساره، محیط رسوبی

۱. مقدمه

سازند جهرم بعنوان یک سنگ مخزن کربناته، بخشی از رسوبات سیستم ترشیری حوضه زاگرس محسوب می‌شود که با پیشروی دریا در طی زیرسیستم پالئوژن (پالئوسن- ائوسن) رسوبگذاری گردیده و بیشترین گسترش جغرافیایی آن در زیرحوضه فارس می‌باشد، بطوریکه در تمامی زیرپهنه‌های آن (داخلی، نیمه‌ساحلی و ساحلی) یافت می‌گردد [۷]. براساس پیشینه مطالعات، سازند جهرم (یا آهک گیشون) در برش نمونه تَنگِ‌آب، ٤٦٧/٥ متر ستبرا داشته و مرز پایینی و بالایی آن بترتیب بصورت همساز و قاطع با سازند ساچون و ناهمساز فرسایشی با سازند آسماری درنظر گرفته شده است [۷]. جیمز و وایند [۳۲]، اولین افرادی هستند که مطالعات مقدماتی سنگ‌چینه‌ای و زیست‌چینه‌ای سازند مذکور را در این برش انجام داده و با ارایه ۲ تجمع زیستی و ۵ زیرتجمع زیستی، سن آنرا از پالئوسن تا ائوسن میانی اعلام نمودند. جلالی [۳۱] و کلانتری [٦] نیز، ریززیستای آنرا مطالعه نموده و افرادی همچون صیرفیان [٤٤و٤٥]، وزیری‌مقدم و همکاران [٤٨]، طاهری و همکاران [٤٦]، خطیبی‌مهر و معلمی [۲] و نفریه و همکاران [۹و۳۵]، هر یک به بررسی‌های متنوعی روی این سازند پرداخته‌اند. اما جدیدترین مطالعات زمین‌شناسی همه‌جانبه روی برش نمونه این سازند، توسط نورمحمدی [۱۰و۱۱]، صادقی [۳] و صادقی و کرم‌پور [٤] صورت پذیرفته که یافته‌های متفاوتی درباره ضخامت، چینه‌بندی واحدها، سنگ‌شناسی، تفکیک مرزهای زیرین و زبرین، زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی ارایه و یا بزودی پیشنهاد خواهند نمود. درواقع علیرغم مطالعات گسترده روی سازند جهرم در حوضه زاگرس، بدلیل شرایط بسیار متفاوت قسمت‌های مختلف حوضه رسوبی، کمبود مطالعات تکمیلی چینه‌شناسی- رخساره‌ای و همچنین به علت اهمیت اقتصادی این سازند هیدروکربوردار، امید است که این مطالعه بتواند بویژه در تکمیل برخی نتایج مربوط به محیط رسوبگذاری سازند جهرم مفید واقع شود. هدف اصلی این پژوهش، بررسی و مقایسه ویژگی‌های سنگ‌چینه‌نگاری، تعیین ریزرخساره‌ها، تشخیص دسته-ریزرخساره‌ها، تفکیک زیرمحیط‌ها، تفسیر محیط و ارایه مدل رسوبی دیرینه سازند جهرم در هردو برش تَنگِ‌آب و تَنگِ نیم‌باشی است.

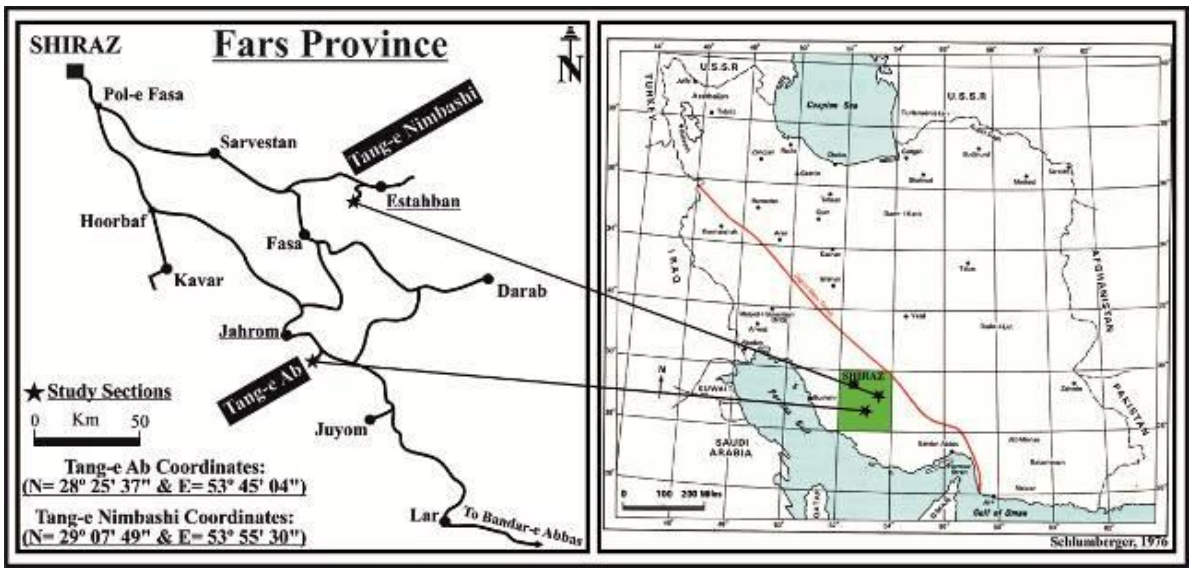
۲. موقعیت جغرافیایی

برش های چینه شناسی تَنگِ آب (برش نمونه) در یال شمالی تاقدیس جهرم، ۲۵ کیلومتری جاده جهرم- لار با مختصات ″۳۷ ۲۵ °۲۸ عرض شمالی و ″۰٤ ٤٥ °٥۳ طول شرقی و تَنگِ نیم باشی در یال شمالی تاقدیس تودِج، ۱۷۵ کیلومتری جاده شیراز- استهبان با مختصات ″٤۹ ۰۷ °۲۹ عرض شمالی و″۳۰ ٥٥ °٥۳ طول شرقی واقع گردیده است (شکل‌های۱و۲).

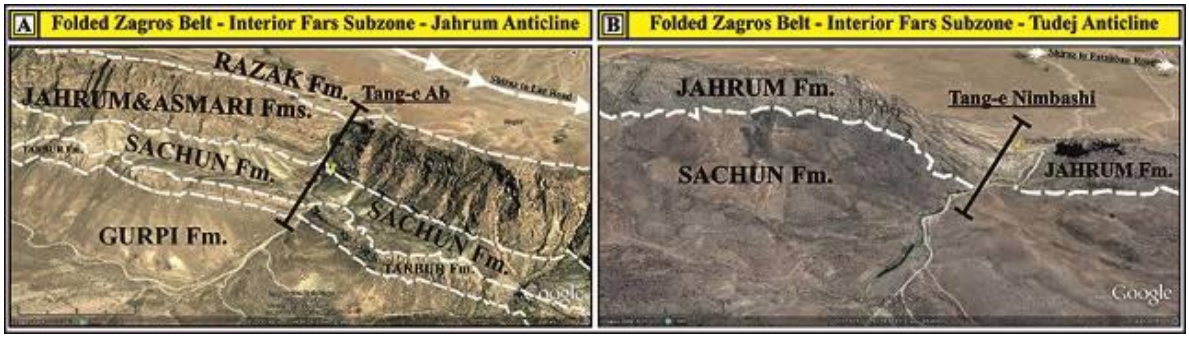
۳. روش کار

مترکشی و نمونه‌برداری، عمود بر امتداد واحدهای رخنمون‌یافته با رعایت فواصل ۲متری و گاهی ۱متری و بکمک ژاکوب[41] صورت پذیرفت. درمجموع از برش‌های تَنگِ‌آب و تَنگِ‌نیم‌باشی بترتیب تعداد ۲۷۳ و ۳۳۸ نمونه سنگی برداشت و ابتدا نوع آنها بکمک اسیدکلریدریک ٪۱۰ تعیین گردید. سپس مقاطع نازک آنها تهیه و جهت تشخیص دقیق‌تر و مقایسه سنگ‌شناسی، مقاطع برش نمونه با محلول آلیزارین قرمز (Red-S) به روش دیکسُن [۱۹] رنگ‌آمیزی گردیدند. نامگذاری سنگ‌های کربناته برپایه طبقه‌بندی‌های دانهام [۲۱] و امبری‌وکلوان [۲۲]، تشخیص ریزرخساره‌های رسوبی براساس الگوی لاسمی و کاروزی [۳۳]، تفکیک زیرمحیط‌ها و تعیین و تفسیر محیط رسوبی برمبنای مدل‌های رسوبی استاندارد ویلسون [۵۰]، پُمار [۳٦] و فلوگِل [۲۳]، انجام گرفته است.

[41]- Jacob Staff



شکل۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش نمونه سازند جهرم در تَنگِ‌آب (جهرم) و برش تَنگِ نیم‌باشی (اِستَهبان)، فارس، جنوب-غرب ایران.



شکل۲- تصویر ماهواره‌ای برش‌های چینه‌شناسی تَنگِ‌آب در تاقدیس جهرم منطقه جهرم (چپ) و تَنگِ نیم‌باشی در تاقدیس تودج منطقه اِستَهبان (راست).

٤. بحث

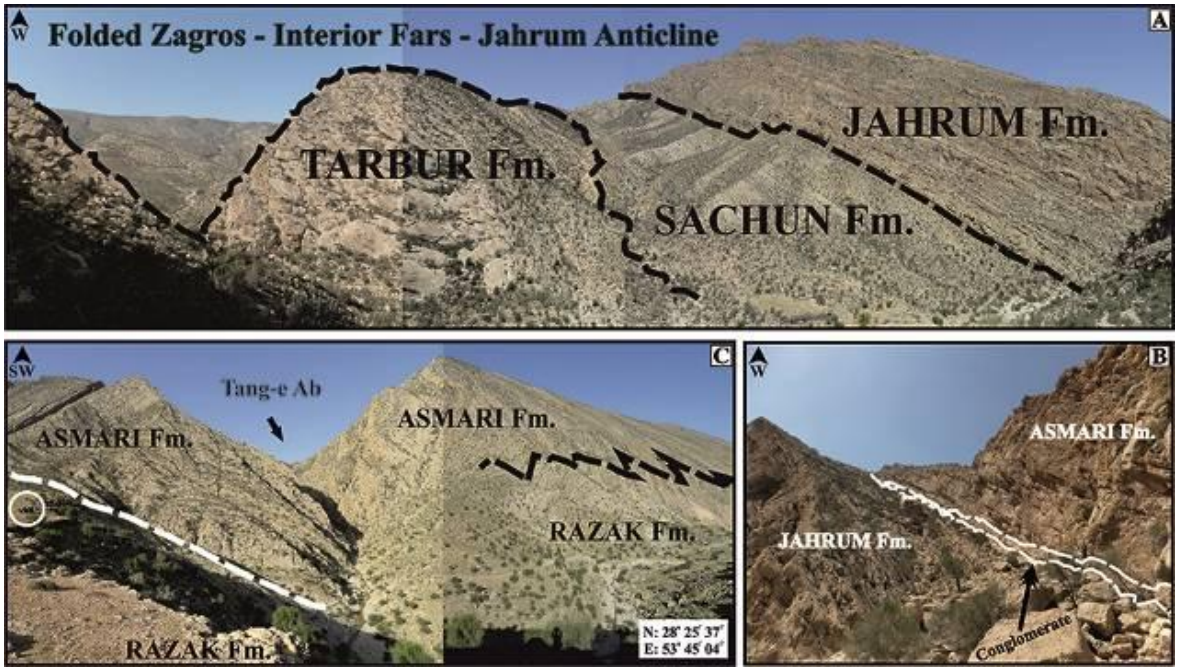
٤-١. چینه‌نگاری‌سنگی سازند جهرم در برش چینه‌شناسی تَنگِ‌آب

در برش چینه‌شناسی تَنگِ‌آب واقع در یال شمالی تاقدیس جهرم، از ضخامتی بالغ بر ۵۰۰ متر شامل سازندهای ساچون (٦ متر)، جهرم (٤٥٠ متر) و آسماری (٤٤ متر) مترکشی و نمونه‌برداری بعمل آمد (شکل‌های۲و۳) که در مجموع تعداد ۲۷۳ نمونه سنگی سخت برداشت گردید (شکل۵). سنگ‌شناسی سازند جهرم در برش چینه‌شناسی تَنگِ‌آب با ضخامت ٤٥٠ متر، شامل: ٢٢٤ متر سنگ‌آهک، ۱۲۳ متر سنگ‌آهک دُلومیتی، ۹۲ متر سنگ‌دُلومیت، ۱۰/۵ متر سنگ‌آهک مارنی قلوه‌ای و ۰/۵ متر کنگلومرا با چینه‌بندی‌های نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم می‌باشد (شکل۵).

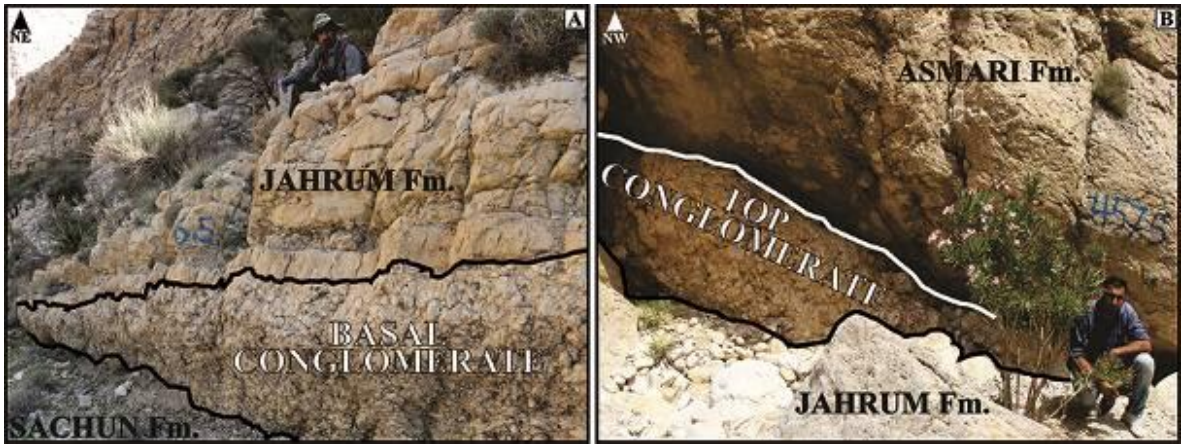
حد پایینی این سازند با واحدهای سنگی آهکی، آهک دُلومیتی و دُلومیتی سازند ساچون، بصورت همشیب[٤٢]، قاطع[٤٣] و احتمالاً ناپیوسته؟ است (بعلت وجود کنگلومرای کربناته درون‌سازندی/ درون‌چینه‌ای/ درون‌حوضه‌ای[٤٤] به ضخامت ۰/۵ متر = متراژ ٦/٥-٦ متری) (شکل٤-A). حد بالایی این سازند نیز، با سنگ‌آهک‌های تیغه‌ساز سازند آسماری، بصورت همشیب،

[42]- Homocline
[43]- Sharp
[44]- Intraformation / Intrastratal / Intrabasinal Carbonate Conglomerate

قاطع و احتمالاً ناپیوسته؟ است (بدلیل حضور کنگلومرای آهکی درون‌سازندی/ درون‌چینه‌ای/ درون‌حوضه‌ای[45] به ضخامت ۱/۵ متر = متراژ ۴۵۷/۵-۴۵۶ متری) (شکل‌های۳-Bو۴-B).



شکل۳- A) نمایی از مرز تبدیل سازندهای تاربور/ تَربور، ساچون و جهرم به یکدیگر در برش تَنگِ‌آب، تاقدیس جهرم، شرق جهرم. B) نمایی از مرز تبدیل سازندهای جهرم و آسماری در برش تَنگِ‌آب، تاقدیس جهرم. C) نمایی از مرز تبدیل سازندهای آسماری و رازک در برش تَنگِ‌آب، تاقدیس جهرم.



شکل۴- A) واحد کنگلومرای کربناته درون‌سازندی به ضخامت ۰/۵ متر (متراژ ٦ تا ٦/۵ متری) در مرز تبدیل سازند ساچون به سازند جهرم. B) واحد کنگلومرای آهکی درون‌سازندی به ضخامت ۱/۵ متر (متراژ ٤٥٦ تا ٤٥٧/٥ متری) در مرز تبدیل سازند جهرم به سازند آسماری. (برش تَنگِ‌آب، تاقدیس جهرم).

با بررسی‌های سنگ‌شناختی دقیق صحرایی و آزمایشگاهی در این برش چینه‌شناسی، مجموعاً تعداد ۱۰ واحد سنگ‌چینه‌ای در سازند جهرم تشخیص و بترتیب از پایین به بالا از یکدیگر تفکیک گردیدند (شکل۵) که عبارتند از:

واحد **J.1** (۰/۵متر= متراژ٦/٥-٦متری): واحد کنگلومرای کربناته درون‌سازندی یا درون‌چینه‌ای یا درون‌حوضه‌ای با چینه‌بندی ضخیم برنگ کرم تا نارنجی واجد قلوه‌های سفیدرنگ و خمیره‌ای زردرنگ و دارای گرهک‌های آهن.

[45]- Intraformation / Intrastratal / Intrabasinal Calcareous Conglomerate

واحد **J.2** (۲۵/۵متر= متراژ۳۲-۶/۵متری): واحدهای آهکی با چینه‌بندی نازک، متوسط و ضخیم برنگ خاکستری، زرد، کرم، نارنجی، سبز، آبی کمرنگ و صورتی.

واحد **J.3** (۵۹متر= متراژ۹۱-۳۲متری): واحدهای آهکی، آهک دُلومیتی و دُلومیت با چینه‌بندی نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم برنگ سفید، خاکستری، زرد، صورتی، کرم، آبی کمرنگ و قهوه‌ای.

واحد **J.4** (۷٤متر= متراژ۱٦۵-۹۱متری): واحدهای دُلومیتی و آهک دُلومیتی با چینه‌بندی نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم برنگ سفید، خاکستری، زرد، کرم، آبی کمرنگ، قهوه‌ای تیره و سیاه.

واحد J.5 (۲٤متر= متراژ۱۸۹-۱٦۵متری): واحدهای آهکی و دُلومیتی با چینه‌بندی نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم برنگ سفید، خاکستری، سبز کمرنگ، کرم، قهوه‌ای تیره و سیاه.

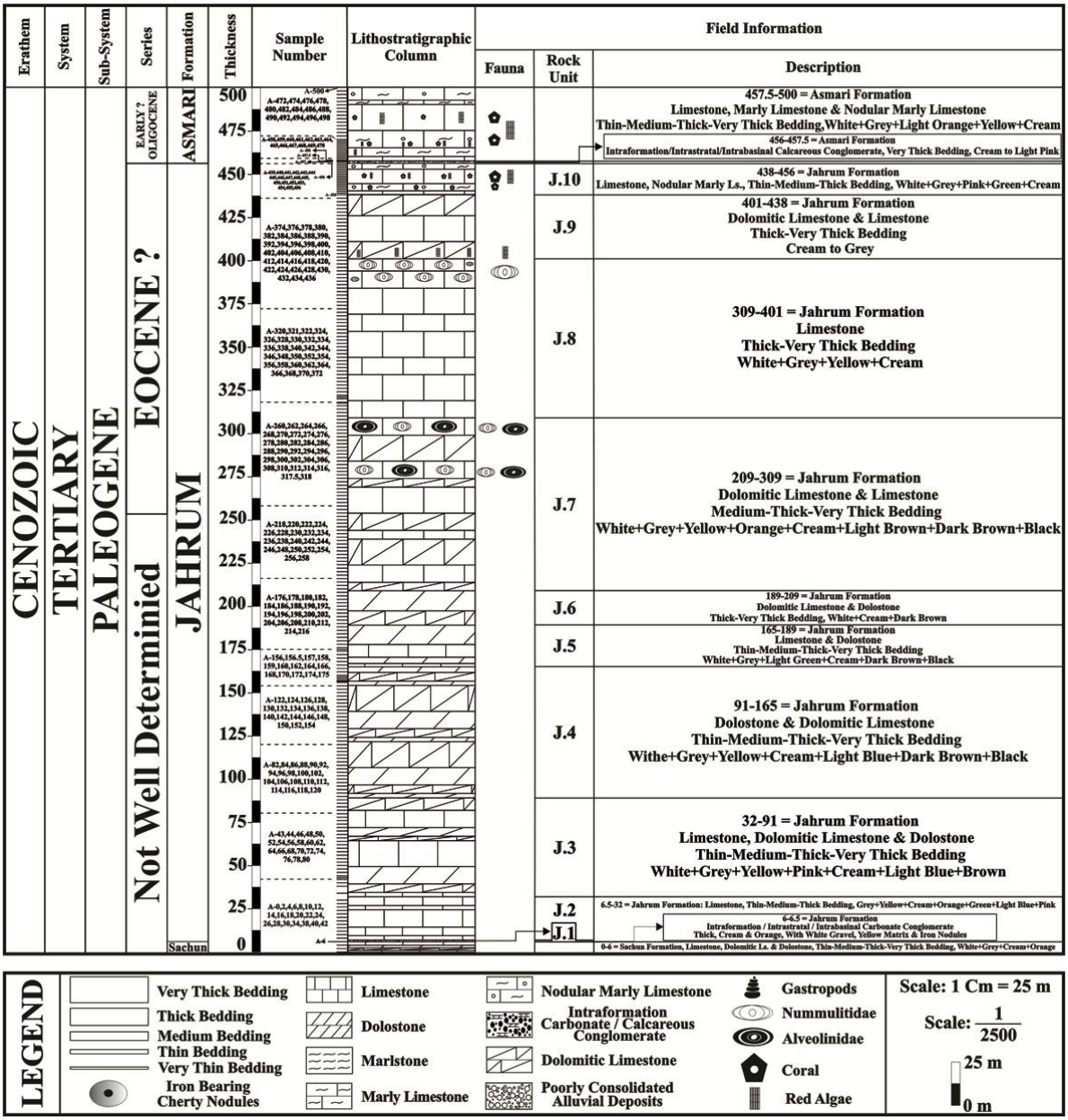
واحد J.6 (۲۰متر= متراژ۲۰۹-۱۸۹متری): واحدهای آهک دُلومیتی و دُلومیت با چینه‌بندی ضخیم و بسیارضخیم برنگ سفید، کرم و قهوه‌ای تیره.

واحد J.7 (۱۰۰متر= متراژ۳۰۹-۲۰۹متری): واحدهای آهک دُلومیتی و آهک با چینه‌بندی متوسط، ضخیم و بسیارضخیم برنگ سفید، خاکستری، زرد، نارنجی، کرم، قهوه‌ای کمرنگ، قهوه‌ای تیره و سیاه که در متراژهای ۲۸٦-۲۷٤ متری، ۲۹٦-۲۹٤ متری و ۳۰٤ متری واجد نومولیتس و در متراژهای ۲۸٤-۲۷٤ متری، ۲۹۸-۲۹٦ متری، ۳۰٤ متری و ۳۰٦ متری واجد آلوئولینیده است.

واحد J.8 (۹۲متر= متراژ٤۰۱-۳۰۹متری): واحدهای آهکی با چینه‌بندی ضخیم و بسیارضخیم برنگ سفید، خاکستری، زرد و کرم که در متراژ ٤۰۱-۳۹۰ متری واجد نومولیتس است.

واحد J.9 (۳۷متر= متراژ٤۳۸-٤۰۱متری): واحدهای آهک دُلومیتی و آهک با چینه‌بندی ضخیم و بسیارضخیم برنگ کرم تا خاکستری که در متراژ ٤۱۰-٤۰۱ متری واجد نومولیتس و در متراژهای ٤۱۰ متری و ٤۱۲ متری دارای جلبک‌های قرمز است.

واحد J.10 (۱۸متر= متراژ٤٥٦-٤۳۸متری): واحدهای آهکی و آهک مارنی قلوه‌ای با چینه‌بندی نازک، متوسط و ضخیم برنگ سفید، خاکستری، صورتی، سبز و کرم که در متراژهای ٤٤۱ متری و ٤٤٥ متری واجد مرجان و در متراژهای ٤٤۸ متری و ٤٥۳ متری حاوی جلبک‌های قرمز است.



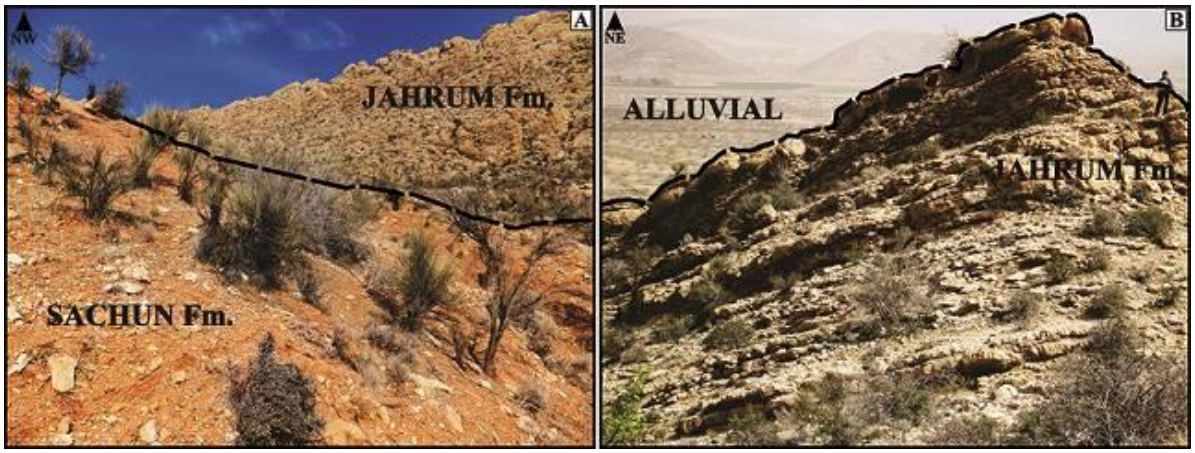
شکل۵- ستون سنگ‌چینه‌نگاری سازندهای ساچون، جهرم و آسماری در برش نمونه تَنگِ‌آب، تاقدیس جهرم، شرق جهرم، فارس.

٤-۲. چینه‌نگاری‌سنگی سازندهای جهرم و پابده در برش چینه‌شناسی تَنگِ‌نیم‌باشی

در برش تَنگِ نیم‌باشی واقع در یال شمالی تاقدیس تودِج، در ضخامتی بالغ بر ۸۰۳ متر از سازندهای ساچون، جهرم، پابده/جهرم و جهرم مترکشی بعمل آمد (شکل‌های۲و٦) که از متراژ ۱۷۵ تا ۸۰۳ متری، جمعاً تعداد ۳۳۸ نمونه سنگی برداشت گردید (شکل۸). ضخامت سازند جهرم در این برش ٥٦٢ متر (متراژهای ٦٨٠-٧٥٠/١٧٥،٥-٧٢٨/٥و٨٠٣-٧٦٨متری) برآورد گردیده که سنگ‌شناسی آن شامل: ۳۵۵/۵ متر سنگ‌آهک، ۱۰۰ متر سنگ‌آهک دُلومیتی، ٤١/٥ متر سنگ‌آهک و سنگ-آهک مارنی، ٤٤ متر سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی و سنگ‌آهک مارنی قلوه‌ای و ۲۱ متر سنگ‌دُلومیت با چینه‌بندی‌های بسیارنازک، نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم است (شکل۸). ضخامت اندازه‌گیری شده از سازند پابده، ٦٦ متر (متراژهای۷۲۸/۵-٦٨٠و٧٦٨-٧٥٠/٥متری) بدست آمد که سنگ‌شناسی آن شامل: ۱۷/۵ متر سنگ‌آهک و ٤٨/٥ متر سنگ‌آهک و سنگ‌آهک مارنی با چینه‌بندی‌های بسیارنازک، نازک، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم است (شکل۸). حد پایینی سازند

تیغه‌ساز جهرم بصورت بی‌واسطه روی واحدهای سنگی غالباً مارنی و آهک مارنی سازند ساچون با چینه‌بندی بسیارنازک تا متوسط قرار می‌گیرد که با نبود واحد تخریبی در این محدوده و البته فقط برپایه اصول سنگ‌چینه‌نگاری، فعلاً می‌توان نوع مرز را قاطع، همشیب و احتمالاً پیوسته؟ اعلام نمود (شکل‌های٦و٧-A). حد بالایی این سازند نیز، پس از دوبار تغییر و تبدیل تدریجی و همساز به سازند پابده در متراژهای ٧٢٨/٥-٦٨٠ و ٧٦٨-٧٥٠/٥ متری (شکل٨)، نهایتاً بوسیله رسوبات آبرفتی کواترنری پوشیده می‌شود که فعلاً نمی‌توان اظهارنظر قطعی و دقیقی درباره نوع این مرز ارایه نمود (شکل٧-B).

شکل٦- نمایی از مرز تبدیل سازندهای ساچون و جهرم در برش تَنگِ نیم‌باشی، تاقدیس تودج، غرب اِستَهبان.



شکل٧- A) مرز تبدیل سازند ساچون به سازند جهرم در متراژ ١٧٥ متری. B) مرز تبدیل سازند جهرم به آبرفت‌های کواترنری در متراژ ٨٠٣ متری.

با بررسی‌های سنگ‌شناختی دقیق صحرایی و آزمایشگاهی روی این برش، درمجموع و بترتیب از پایین به بالا تعداد ٧ واحد سنگ‌چینه‌ای در سازند جهرم و ٢ واحد سنگ‌چینه‌ای در سازند پابده تشخیص و تفکیک گردیدند که واحدهای سنگی J.1 تا J.7 متعلق به سازند جهرم و واحدهای سنگی P.1 و P.2 مربوط به سازند پابده می‌باشند (شکل٨) که عبارتند از:

واحد J.1 (١٣٩متر= متراژ٣١٤-١٧٥متری): واحدهای دُلومیتی، آهک دُلومیتی و آهکی با چینه‌بندی ضخیم، متوسط، ضخیم و بسیارضخیم برنگ کرم تا زرد کمرنگ، خاکستری، قهوه‌ای تیره و سیاه.

واحد J.2 (٨٢ متر= متراژ٣٩٦-٣١٤متری): واحدهای آهکی با چینه‌بندی بسیارضخیم، ضخیم، متوسط و نازک برنگ خاکستری، کرم، نارنجی و سفید.

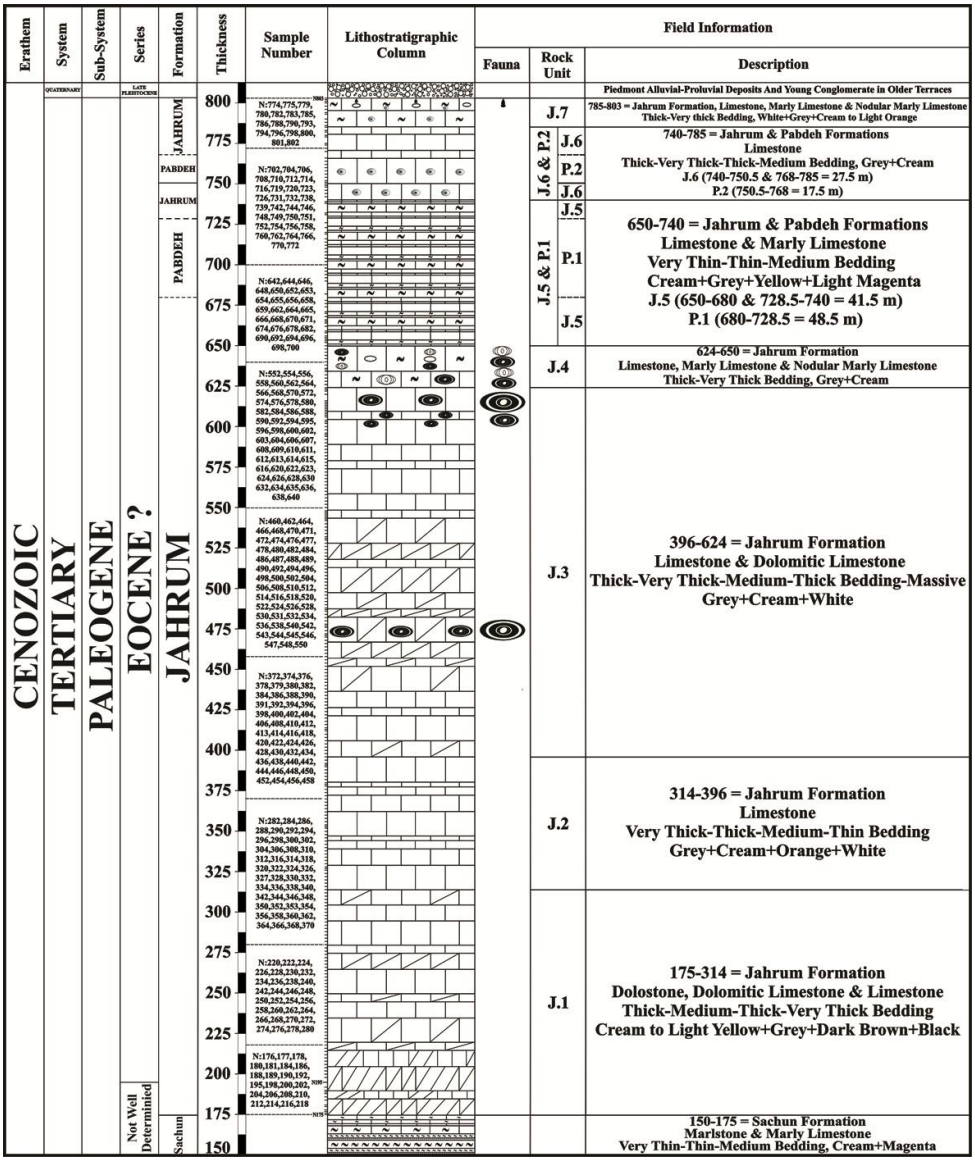
واحد J.3 (٢٢٨ متر= متراژ٦٢٤-٣٩٦متری): واحدهای آهکی و آهک دُلومیتی با چینه‌بندی ضخیم، بسیارضخیم، متوسط، ضخیم و توده‌ای برنگ خاکستری، کرم و سفید که در متراژهای ٤٧٧-٤٧٠ متری و ٦٢٤-٦٠٠ متری واجد روزنبران خانواده آلوئُلینیده است.

واحد J.4 (٢٦ متر= متراژ٦٥٠-٦٢٤متری): واحدهای آهکی، آهک مارنی و آهک مارنی قلوه‌ای با چینه‌بندی ضخیم و بسیارضخیم برنگ خاکستری تا کرم که واجد روزنبران خانواده آلوئُلینیده و خانواده نومولیتیده است.

واحد J.5&P.1 (۹۰ متر= متراژ۷۴۰-۶۵۰ متری): واحدهای آهکی و آهک مارنی با چینه‌بندی بسیارنازک، نازک و متوسط برنگ کرم، خاکستری، زرد و ارغوانی‌کمرنگ .(J.5=۴۱/۵ متر: متراژهای۶۸۰-۶۵۰ و ۷۴۰-۷۲۸/۵ متری) و (P.1=۵/ ۴۸ متر: متراژ۷۲۸/۵-۶۸۰ متری).

واحد J.6&P.2 (۴۵متر= متراژ۷۸۵-۷۴۰متری): واحدهای آهکی با چینه‌بندی ضخیم، بسیارضخیم، ضخیم و متوسط برنگ کرم تا خاکستری که در متراژ ۷۶۴-۷۴۰ متری واجد نوارها، رگچه‌ها و گرهک‌های چرتی آهندار است.(J.6=۲۷/۵ متر: متراژهای۷۵۰/۵-۷۴۰و۷۸۵-۷۶۸ متری) و (P.2=۱۷/۵ متر: متراژ۷۶۸-۷۵۰/۵ متری)

واحد J.7 (۱۸متر= متراژ۸۰۳-۷۸۵متری): واحدهای آهکی، آهک مارنی و آهک مارنی قلوه‌ای با چینه‌بندی ضخیم و بسیارضخیم برنگ سفید، خاکستری، کرم تا نارنجی کمرنگ که بعضاً حاوی گرهک‌های چرتی آهندار بوده و در متراژ ۸۰۳ متری واجد شکمپایان است.



شکل۸-ستون سنگ چینه نگاری سازندهای ساچون، جهرم و پابده در برش تَنگِ نیم باشی، تاقدیس تودج، غرب اِستَهبان، فارس (راهنما: شکل۵).

٤-٣. دسته‌ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی سازند جهرم در برش‌های تَنگِ‌آب و تَنگِ‌نیم‌باشی

با مطالعه میکرُسکُپی ۲۷۳ و ۳۳۸ مقطع نازک بترتیب در برش‌های چینه‌شناسی تَنگِ‌آب و تَنگِ‌نیم‌باشی و استفاده از روش‌های نامگذاری سنگ‌های کربناته برپایه طبقه‌بندی‌های دانهام [۲۱]، امبری و کلوان [۲۲] و ریزرخساره‌های رسوبی لاسمی و کاروزی [۳۳] و بهره‌گیری از روش‌های نامگذاری و تشخیص ریزرخساره‌های کربناته برمبنای مدل‌های ارایه شده توسط ویلسون [۵۰]، پُمار [۳٦] و فلوگِل [۲۳]، تعداد ۱۰ دسته‌ریزرخساره در برش تَنگِ‌آب و ۱۱ دسته‌ریزرخساره در برش تَنگِ نیم‌باشی به شرح زیر تشخیص و تفکیک گردیده‌اند (شکل‌های۹تا۱۲). قابل ذکر است که دسته‌ریزرخساره‌های ۳-۱، ۱-۳ و ۲-۳ فقط خاص سازند جهرم، دسته‌ریزرخساره‌های ۱-۱ و ۲-۱ تنها مربوط به سازند پابده، دسته‌ریزرخساره‌های ۱-۲ تا ٤-۲ بصورت مشترک متعلق به سازندهای جهرم و آسماری و دسته‌ریزرخساره‌های ۳-۳ تا ۵-۳ بصورت مشترک مرتبط با سازندهای ساچون و جهرم است (جدول۱).

جدول۱- دسته‌ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی سازندهای ساچون، جهرم، آسماری و پابده در برش‌های تَنگِ‌آب جهرم و تَنگِ‌نیم‌باشی اِستَهبان.

Tang-e Nimbashi Section - Estahban			Sub Environments & Deep	Tang-e Ab Section - Jahrom		
Fms.	No.	Microfacies Classes		No.	Microfacies Classes	Fms.
Jahrum	3-5	Dolostone	Shallow	3-5	Dolostone	Jahrum / Sachun
	3-4	Dolomudstone		3-4	Dolomudstone	
	3-3	Fenestral Mudstone	Peritidal	3-3	Fenestral Mudstone	
	3-2	Stromatolitic Mudstone / Dolomudstone		3-2	Stromatolitic Mudstone / Dolomudstone	Jahrum
	3-1	Mudstone		3-1	Mudstone	
Jahrum	2-3	Lithoclastic Miliolids Bioclastic Peloids Wackestone - Packstone - Grainstone	Lagoon	2-4	Lithoclastic Miliolids Peloidal Bioclast Mudstone - Grainstone	Jahrum / Asmari
	2-2	Bioclastic Imperforate Foraminifera Wackestone - Packstone - Grainstone Lithoclastic Bioclastic Imperforate Foraminifera Packstone Bioclastic Imperforate Foraminifera Peloids Packstone - Grainstone		2-3	Small Rotallids Miliolids Bioclast Wackestone - Packstone - Grainstone	
				2-2	*Medocia* / *Rotaliconus* Bioclastic Imperforate Foraminifera Wackestone - Packstone - Grainstone	
	2-1	Imperforate Foraminifera Bioclastic *Nummulites* Wackestone - Packstone		2-1	Bioclstic *Nummulites* Imperforate foraminifera Wackestone - Packstone	
Jahrum	1-3	Bioclastic *Nummulites* Wackestone - Packstone		1-3	*Nummulites* Bioclast Wackestone - Packstone	Jahrum
Pabdeh	1-2	Bioclastic *Operculina* Planktonic Foraminifera Packstone	Open Marine			
	1-1	Bioclastic Planktonic Foraminifera Wackestone - Packstone	Deep			

۱- زیرمحیط دریای‌باز[٤٦]

۱-۱- بیوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا وکستون- پکستون (تَنگِ‌نیم‌باشی) (شکل ۱۱-۱)

الف- آلْکِم‌های اصلی:

Planktonic Foraminifera (*Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Hantkenina* sp.), Calcisphaeres, Planktonic Bivalves (*Halobia* sp.), Echinoderms (Echinoids) and Gastropods

ب- آلْکِم‌های فرعی: *Lenticulina* sp., Miliolids and Peloids

پ- تفسیر: زیرمحیط تشکیل این دسته‌ریزرخساره، بدلیل وفور روزنداران شناور، کَلسیسفِرا، زیستای غیروابسته به نور مانند دوکفه‌ای‌های شناور، خارداران، شکم‌پایان و بعضاً روزنداران کفزی ریز فاقد همزیست، دانه‌ریز بودن آلْکِم‌ها، عدم بهم‌ریختگی رسوبی و خمیره‌ای گلی، دریای باز می‌باشد [۲۷]. وفور روزنبران شناور بهمراه لِنتیکولینیده، نبود جلبک‌های قرمز و روزنه

[46]- Open Marine Sub-Environment

داران بزرگ کفزی، نشانگر ژرفای بیش از ۲۰۰ متر، زیرمحیط شیب خارجی تا حوضه‌ای ژرف[47] [۲٤]، حد زیرین ناحیه نوری و زیر پایه امواج طوفانی رمپ بیرونی با انرژی پایین است [۱۸،۲۳،۲٤،٤۱]. باتوجه به روزنبران و زیست‌آوارهای شناور موجود و موقعیت قرارگیری این رخساره میان رخساره‌های زیرمحیط‌های جزرومدی و کولابی، احتمالاً می‌توان آنرا بیشتر به سازند پابده مرتبط دانست و با RMF شماره ۵ بخش بیرونی سکوی کربناته رَمپی و SMF شماره ۳ از کمربند ۳ سکوی کربناته لبه‌دار مقایسه نمود [۵۰،۲۳]، (شکل۱۲).

۱-۲- بیوکلاستیک اُپرکولینا پلانکتونیک فرامینیفرا پکستون (تَنگِ‌نیم‌باشی) (شکل۱۱-۲)

الف- آلْکِم‌های اصلی:

Planktonic Foraminifera (*Globigerina* sp., *Globorotalia* sp.), Calcisphaeres, *Operculina* sp., Bivalves, Echinoderms (Echinoids) and Gastropods

ب- آلْکِم‌های فرعی:

Assilina sp., *Discocyclina* sp., *Actinocyclina* sp., *Lenticulina* sp., *Reussella* sp., Miliolids and *Textularia* sp.

پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن ث- تفسیر: وفور روزنداران شناور و کفزی بزرگ همزیست‌دار مانند اُپرکولینا در زمینه میکرایتی، ویژگی اصلی این دسته‌ریزرخساره است. روزنبران شناور در عمیق‌ترین قسمت سکوی کربناتی، محدوده نوری آفوتیک[48]، ژرفای بیش از ۲۰۰ متر و در زیرمحیط شیب خارجی تا حوضه‌ای عمیق ساکن هستند [۲٤] و روزنداران منفذداری مانند اُپرکولیناهای بزرگ و پهن (همزیست‌دار)، در عمیق‌ترین بخش‌های حوضه تا مرز زیرین ناحیه نوری دیده می‌شوند [٤۱]. درواقع زیستای وابسته به نور کم و روزنبران بزرگ منفذدار، در مناطق کم‌عمق سایه‌دار یا قسمت‌های عمیق‌تر فلات قاره زندگی می‌کنند [٤۱]. از سوی دیگر، کفزی‌های مسطح بزرگ، محیط‌های کم‌انرژی را ترجیح می‌دهند، چراکه آشفتگی کم آب سبب شناوری آنها می‌شود [۳۹]. پس حضور اُپرکولیناهای مسطح بزرگ، نشانه افزایش عمق و کاهش انرژی محیط است. بنظر می‌آید زیرمحیط تشکیل این دسته‌ریزرخساره، بدلیل وجود زیستای اسکلتی دریای باز مانند خارداران و همیافتی روزنداران شناور و کفزی بزرگ هیالین محور (*Operculina, Assilina, Discocyclina* & *Actinocyclina*)، در منطقه کم‌نور دریای باز (الیگوفوتیک)[49] با شوری عادی و از بخش کم‌عمق رَمپ بیرونی تا بخش عمیق رَمپ میانی، یعنی زیر پایه اثر امواج طوفانی تا بینابین سطح اساس امواج طوفانی و عادی قابل قبول باشد [۱۸،۲۳،۳۹،٤۱]. البته جایگاه این دسته‌ریزرخساره، به دلیل حضور روزنه‌داران کفزی بزرگ، می‌تواند کمی بالاتر از دسته‌ریزرخساره قبلی قرار داده شود. همچنین براساس حضور کَلسیسفِرا، روزنبران شناوری مانند *Globigerina* و *Globorotalia* و موقعیت قرارگیری این رخساره میان رخساره‌های زیرمحیط‌های جزرومدی و کولابی، بازهم احتمالاً این دسته‌ریزرخساره می تواند مرتبط با سازند پابده درنظر گرفته شود و از اینرو بیشتر با RMF شماره‌های ۵، ۷ و۸ متعلق به بخش میانی سکوی کربناته رَمپی و SMF شماره ٤ از کمربند ۳ سکوی کربناته لبه‌دار، مقایسه گردد [۲۳،۵۰]، (شکل۱۲).

۱-۳- بیوکلاستیک نومولیتِس وکستون- پکستون (تَنگِ‌نیم‌باشی) (شکل۱۱-۳)

معادل با دسته‌ریزرخساره: **نومولیتِس بیوکلاست وکستون- پکستون** در تنگِ‌آب است.

الف- آلْکِم‌های اصلی:

Nummulites sp., Echinoderms (Echinoids & Crinoids), Gastropods, Bryozoans, Bivalves, Red Algae (*Lithophyllum* sp.), Green Algae (Dasycladacea & Charophyta) and Ostracoda

ب- آلْکِم‌های فرعی:

47- Foreslope to Deep Basin
48- Aphotic Zone
49- Olighophotic Zone

Lockhartia sp. / *Rotaliconus* sp., *Medocia* sp., *Fabiania* sp., *Neorotalia* sp., *Amphistegina* sp., *Orbitolites* sp., *Quinqueloculina* sp., Alveolinidae, Valvulinids and Peloids

پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن ت- تفسیر: ویژگی اصلی ایندو دسته، فراوانی زیست‌آوارها و نومولیتس‌های همزیست‌دار با صدف کشیده و گاهی متورم در زمینه میکرایت است. روزنداران کفزی با دیواره ضخیم و صدف متورم نسبت به آنهایی که دیواره نازک و صدف کشیده دارند، در اعماق کمتری می‌زیند [٤٦،١٧،١٦]. مثلاً نومولیتس‌های بزرگ و کشیده، مربوط به آبهای دور از ساحل و عمیق‌تر بوده و بنوعی افزایش در فضای قابل رسوبگذاری را نشان می‌دهند [١٧] و می‌توانند همراه با لِپیدُسیکلین‌ها وآسیلیناها در بخش بالایی سکوی عمیق (عمق ٨٠-٥٠متر) یافت شوند، ولی انواع کوچک تا متوسط و عدسی-شکل همراه با آلوئُلین‌ها در سکوی داخلی حاضر می‌گردند [٢٤]. درواقع نومولیت‌های بزرگ، نشانگر شوری عادی آب دریا بوده و در آب‌های کم‌عمق تا نزدیک حد نفوذ نور زندگی می‌کنند، اما غالباً مناطق نیمه‌نوردار[٥٠] و کم‌نور[٥١] نواحی گرمسیری را ترجیح می‌دهند [٢٤،١٧]. بنابراین بنظر می‌آید که موقعیت رخساره نومولیتیک می‌تواند از بخش بالایی رَمپ خارجی-رَمپ میانی تغییر نماید. همچنین وجود گل آهکی و فراوانی زیستای[٥٢] اسکلتی دریای باز مانند خارداران و گاهی خرده نومولیت‌ها، مؤید انرژی کم تا متوسط در محیط رسوبی است. پس بطورکلی این مجموعه، احتمالاً مربوط به محدوده سطح اساس امواج طوفانی[٥٣] و عادی[٥٤] بوده و می‌تواند با RMF شماره‌های ٧ و ٨ بخش میانی سکوی کربناته رَمپی (فلوگل، ٢٠١٠) و SMF شماره ٤ از کمربند ٤ سکوی کربناته لبه‌دار (ویلسون، ١٩٧٥)، مقایسه شود (شکل١٢).

٢- زیرمحیط کولابی

٢-١- ایمپرِفُریت فرامینیفرا بیوکلاستیک نومولیتِس وکستون- پکستون (تَنگ‌نیم‌باشی) (شکل١١-٤)

معادل با دسته‌ریزرخساره: **بیوکلاستیک نومولیتِس ایمپرِفُریت فرامینیفرا وکستون- پکستون** در تنگ‌آب است.

الف- آلکِم‌های اصلی:

Nummulites sp., Echinoderms (Echinoids & Crinoids), Bivalves, Red Algae (*Lithophyllum* sp.), Bryozoans, Corals, Alveolinidae, Miliolids *(Austrotrillina* sp., *Pyrgo* sp., *Triloculina* sp. & *Quinqueloculina* sp.), *Orbitolites* sp., *Haymanella* sp., *Peneroplis* sp., *Archaias* sp., *Praerhapydionina* sp., *Rhapydionina* sp. / *Rhabdorites* sp., *Rhipidionina* sp. / *Neorhipidionina* sp., *Coskinolina*? sp., *Lituonella*? sp., Valvulinids, *Textularia* sp. and *Bigenerina* sp.

ب- آلکِم‌های فرعی:

Discorbis sp., *Reussella* sp., *Neorotalia* sp., *Medocia* sp., *Linderina* sp. and *Lockhartia* sp. / *Rotaliconus* sp., Peloids and Lithoclasts

پ- تفسیر: مهمترین ویژگی ایندو دسته‌ریزرخساره، ظهور همزمان روزنداران بی‌منفذ پُرسلانوز و آگلوتینه مانند آلوئُلین، اُربیتُلیتِس، میلیولیدها و اُربیتُلین‌ها درکنار روزنبران منفذدار مانند نومولیتِس است. در این دسته‌ریزرخساره‌ها، نومولیتِس‌ها ضخیم و متورم هستند و معمولاً اینگونه پوسته‌ها در نواحی کم‌عمق تفوق داشته که مناسب برای تحمل نور و انرژی زیاد می‌باشند [١٧]. همیابی روزنداران پُرسلانوز و هیالین با یکدیگر، معرف زیرمحیط‌های کولابی باز می‌باشد که پُرسلانوزها، نشانگر زیرمحیط کولابی و هیالین‌ها، نشاندهنده زیرمحیط دریای باز هستند [٤٠،٣٦]. همچنین روزنه‌دارانی با پوسته هیالین، بیشتر در نقاطی که تمرکز کربنات به درجه شوری عادی اقیانوس نزدیکتر است، یافت می‌شوند و روزنبران با پوسته پُرسلانوز در آب‌های گرم کم‌عمق با گردش محدود و کم‌شور تا فوق‌شور فراوان‌تر هستند [٢٤]. در زیرمحیط‌های بینابینی مثل کولاب-های باز نیز، به علت چرخش مناسب آب و متعادل شدن درجه شوری، روزنه‌داران هیالین درکنار روزنداران پُرسلانوز و

[50]- Mesophotic
[51]- Oligophotic
[52]- Fauna
[53]- Storm Wave Base
[54]- Fair Weather Wave Base

آگلوتینه حضور بهم می‌رسانند [۲٤]. بنابراین باتوجه به حضور همزمان روزنبران کفزی منفذدار و بی‌منفذ، می‌توان برای این رخساره‌ها، زیرمحیط کولابی باز با گردش آب آزاد[55] و اکسیژن‌دار درون محدوده نوردار[56] رَمپ درونی کم‌عمق و بالاتر از پایه امواج عادی را تصور نمود [٤١،٢٤]. زمینه این دسته‌ریزرخساره‌ها (وکستون- پکستون) نیز، خود بنوعی نشانگر شستشوی ناقص گل کربناته و انرژی ضعیف- متوسط حاکم براین زیرمحیط‌ها است. درواقع بیشتر ویژگی‌های این گروه با RMF شماره‌های ۷، ۱۳، ١٤ و ۲۰ سکوی کربناته رَمپی (فلوگل، ۲۰۱۰) و SMF شماره‌های ۸، ۹ و ۱۸ از کمربند ۷ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (۱۹۷۵) قابل مقایسه است (شکل۱۲).

۲-۲- بیوکلاستیک ایمپرِفُریت فرامینیفرا وکستون- پکستون- گرینستون (تَنگ‌نیم‌باشی) (شکل۱۱-۵)

این دسته‌ریزرخساره، گاهی بصورت لیتوکلاستیک بیوکلاستیک ایمپرفُرِیت فرامینیفرا پکستون و یا بیوکلاستیک ایمپرفُرِیت فرامینیفرا پلوییدز پکستون- گرینستون نیز، ظاهر می‌گردد.

الف- آلْکِم‌های اصلی:

Alveolinidae, Miliolids (*Pyrgo* sp., *Triloculina* sp., *Spiroloculina* sp. & *Quinqueloculina* sp.), *Orbitolites* sp., *Somalina* sp., *Peneroplis* sp., *Dendritina* sp., *Haymanella* sp., *Praerhapydionina* sp., *Rhapydionina* sp. / *Rhabdorites* sp., *Spirolina* sp., *Dictyoconus* sp., *Coskinolina*? sp., *Lituonella*? sp., Valvulinids, *Textularia* sp., *Bigenerina* sp., *Olssonina* sp., Echinoderms (Echinoids & Crinoids), Gastropods, Bivalves, Bryozoans, Ostracoda, Corals, Red Algae (Corallinacean), Green Algae (Charophyta), Tube Feet, Pellets, Peloids and Lithoclasts

ب- آلْکِم‌های فرعی:

Lockhartia sp. / *Rotaliconus* sp., *Medocia* sp., *Reussella* sp., *Amphistegina* sp., *Nummulites* sp., *Linderina* sp. and *Discorbis* sp.

پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن ت- ساختارهای رسوبی: رگه‌های اِستیلولیتی

ث- تفسیر: ویژگی اصلی این دسته‌ریزرخساره، فراوانی روزنداران بی‌منفذ پُرسلانوز و آگلوتینه است. روزنداران بی‌منفذ آگلوتینه در محیط‌های کم‌عمق کولابی و دریای باز با شوری کم ساکن هستند [۲٥،۲٤]. حضور روزنداران کفزی بی‌منفذ با پوسته‌های پُرسلانوز (آلوِئُلین‌ها، اُربیتُلیتِس، سُمالینا و میلیولیدها) و آگلوتینه (کاسکینُلینا؟ و دیکتیکُنوس) نیز، محیطی آرام با چرخش محدود آب را تداعی کرده و نشانگر تشکیل این دسته‌ریزرخساره در محیطی کم‌عمق با انرژی پایین است [۳۸،۳۰]. رِیسی [۳۷] با مطالعه سازند سیب[57] به سن ائوسن میانی در عمان، آلوِئُلین‌ها را از قسمت کم‌عمق رَمپ میانی گزارش نموده است و گیلهام و بریستو [۲٦]، فراوانی آلوِئُلین‌ها همراه با میلیولید و اُربیتُلیتِس را مربوط به کولاب باز تا بسته از رَمپ درونی دانسته‌اند. بنابراین شرایط این دسته‌ریزرخساره، با زیرمحیط کولابی باز (با گردش آب آزاد) تا کولابی محصور (بدون گردش آب آزاد) در محدوده نوری بالایی رَمپ درونی کم‌عمق و بالاتر از پایه امواج عادی قابل تطبیق است [۲٤،۲۳،۱۸]. همچنین میزان بلوغ بافتی (وکستون تا گرینستون)، انرژی کم تا زیاد را تداعی می‌نماید. درنهایت باتوجه به جمیع شواهد موجود، شرایط حاکم بر زیرمحیط این سه دسته‌ریزرخساره می‌تواند با RMF شماره‌های ۷، ۱۳، ١٤، ١٦، ۱۸، ۲۰ و ۲٤ متعلق به بخش درونی سکوی کربناته رَمپی فلوگل (۲۰۱۰) و SMF شماره‌های ۸، ۹، ١٦، ۱۸ و ۲٤ از کمربندهای ۷ و ۸ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (۱۹۷۵) مقایسه گردد (شکل۱۲). قابل ذکر است که این دسته‌ریزرخساره، معادل با دو دسته‌ریزرخساره در برش تَنگ‌آب است که بترتیب توضیح داده خواهند شد.

- مِدُسیا/ رُتالیکُنوس بیوکلاستیک ایمپرِفُریت فرامینیفرا وکستون- پکستون- گرینستون (تنگ‌آب) (شکل۱۱-٦)

الف- آلْکِم‌های اصلی:

[55]- Open Lagoon
[56]- Euphotic Zone
[57]- Seeb Formation

Alveolinidae, *Orbitolites* sp., *Peneroplis* sp., *Archaias* sp., *Praerhapydionina* sp., *Haymanella* sp., *Rhapydionina* sp. / *Rhabdorites* sp., *Rhipidionina* sp. / *Neorhipidionina* sp., *Neotaberina* sp., *Dendritina* sp., *Coscinospira* sp., *Spirolina* sp., Miliolids (*Austrotrillina* sp., *Pyrgo* sp., *Triloculina* sp. & *Quinqueloculina* sp.), *Coskinolina*? sp., *Lituonella*? sp., *Dictyoconus* sp., *Pseudolituonella* sp., Valvulinids, *Textularia* sp., *Bigenerina* sp., *Olssonina* sp., Echinoderms (Echinoids & Crinoids), Green Algae (Dasycladacea), Bryozoans, Ostracoda, Gastropods, Corals, Red Algae (*Lithophyllum* sp.), Bivalves, Tube Feet, *Medocia* sp. and *Lockhartia* sp. / *Rotaliconus* sp.

ب- آلْکِم‌های فرعی:

Nummulites sp., *Discorbis* sp., *Reussella* sp., *Neorotalia* sp., *Elphidium* sp., Oncoids, Peloids and Lithoclasts

پ- تفسیر: روزنبران بی‌منفذ، از مهمترین دانه‌های اسکلتی این دسته‌ریزرخساره بشمار می‌آیند. درواقع برمبنای حضور آلوِئُلین‌ها درکنار میلیولیدها و اُربیتُلیتِس، این رخساره می‌تواند به زیرمحیط‌های کولابی نسبت داده شود [۲۹]. البته گونه‌های هیالینی نظیر لُخارتیا/رُتالیکُنوس و مِدُسیا نیز، از اجزاء اصلی بحساب می‌آیند، پس شاید این زیرمحیط هم، درارتباط با دریای‌باز بوده و تا حدی گردش آب در آن صورت می‌پذیرفته است. همچنین میزان بلوغ بافتی (وکستون-گرینستون)، انعکاسی از انرژی کم تا زیاد است. بنابراین شاید بتوان برای این زیست‌رخساره، زیرمحیط کولابی باز تا محصور، شرایط نوردار رَمپ درونی کم‌عمق و بالاتر از پایه امواج عادی را تصور کرد [٢٤] و ویژگی‌های آنرا با RMF شماره‌های ۱۳، ١٤، ۱۷، ۲۰ و ۲۱ سکوی کربناته رَمپی فلوگل (۲۰۱۰) و SMF شماره‌های ۸، ۹، ۱۸ و ۲۲ از کمربندهای شماره ۷ و ۸ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (۱۹۷۵) مقایسه نمود (شکل۱۲).

- اِسمال رُتالیدز میلیولیدز بیوکلاست وکستون- پکستون- گرینستون

الف- آلْکِم‌های اصلی:

Red Algae (*Lithophyllum* sp.), Bivalves, Echinoderms (Echinoids & Crinoids), Corals, Green Algae (Dasycladacea), Bryozoans, Ostracoda, Miliolids (*Austrotrillina* sp., *Pyrgo* sp., *Triloculina* sp. & *Quinqueloculina* sp.), *Medocia* sp., *Lockhartia* sp. / *Rotaliconus* sp., *Neorotalia* sp., *Discorbis* sp. and *Reussella* sp.

ب- آلْکِم‌های فرعی:

Archaias sp., *Dendritina* sp., *Haymanella* sp., *Praerhapydionina* sp., *Rhapydionina* sp. / *Rhabdorites* sp., *Rhipidionina* sp. / *Neorhipidionina* sp., Valvulinids, *Olssonina* sp., *Bigenerina* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., Lithoclasts, Oncoids and Peloids

پ- تفسیر: تفاوت بارز این رخساره با انواع قبلی، حضور چشمگیرتر میلیولیدها و نبود آلوِئُلین‌ها، اُربیتُلیتِس، پِنرُپلیس و نومولیتِس در بین عناصر آلْکِمی اصلی است. چنین تغییری در تنوع و تعدد زیستا، می‌تواند کاهش ارتباط با دریای‌باز، بالا رفتن شوری و بالطبع افزایش میلیولیدها را، آشکار نماید. میلیولیدها، روزنه‌دارانی بی‌منفذ و فاقد همزیست بوده که مناطق بسیارکم‌عمق تا شیب جلوی ریف، آب‌های نیمه‌شور تا بسیارشور با آشفتگی کم و رسوبات دانه‌ریز را، ترجیح داده و فراوانی آنها، بیشتر معرف زیرمحیط‌های کولابی محصور است [٢٤]. البته رُتالین‌های ریز نیز، بیشتر نشانگر شرایط آبی کم‌عمق و پرانرژی می‌باشند. همچنین قابل ذکر است که می‌توان براساس حضور سنگ‌آوارها و زمینه گرینستونی موجود در بعضی مقاطع، محتمل دانست که در برخی اوقات، انرژی آب زیاد بوده و توانسته علاوه بر شستشوی گل، عامل ایجاد آواری‌های کربناته باشد. بنابراین باتوجه به محتوای زیستی و تنوع بافتی موجود، این دسته‌ریزرخساره احتمالاً به زیرمحیط کولابی باز- محصور و محدوده نوردار[58] رَمپ درونی کم‌عمق و بالاتر از پایه امواج عادی تعلق داشته و از اینرو می‌توان آنرا، معادل با RMF شماره‌های ١٤، ١٦، ۲۰ و ۲۱ سکوی کربناته رَمپی (فلوگل، ۲۰۱۰) و SMF شماره‌های ۸، ۹، ۱۸ و ۲۲ از کمربندهای ۷ و ۸ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (۱۹۷۵) درنظر گرفت (شکل۱۲).

۲-۳- لیتوکلاستیک میلیولیدز بیوکلاستیک پلوییدز وکستون- پکستون- گرینستون (تَنگِ‌نیم‌باشی) (شکل ۱۱-۷)

[58]- Euphotic

معادل با دسته‌ریزرخساره: **لیتوکلاستیک میلیولیدز پلوییدال بیوکلاست مادستون- گرینستون** در تنگ‌آب است.

الف- آلُکِم‌های اصلی:

Pellets, Peloids, Echinoderms (Echinoids & Crinoids), Bivalves, Gastropods, Bryozoans, Red Algae (Corallinacean & *Lithophyllum* sp.), Green Algae (Dasycladacea & Charophyta), Ostracoda, Miliolids (*Austrotrillina* sp., *Pyrgo* sp., *Triloculina* sp. & *Quinqueloculina* sp.) and Lithoclasts

ب- آلُکِم‌های فرعی:

Alveolinidae, *Haymanella* sp., *Praerhapydionina* sp., *Rhapydionina* sp. / *Rhabdorites* sp., *Orbitolites* sp., *Peneroplis* sp., *Archaias* sp., *Dendritina* sp., Valvulinids, *Coskinolina*? sp., *Lituonella*? sp., *Dictyoconus* sp., *Valvulamina* sp., *Bigenerina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Haplophragmium* sp., *Medocia* sp., *Reussella* sp., *Amphistegina* sp., *Nummulites* sp., *Discorbis* sp. and *Lockhartia* sp. / *Rotaliconus* sp.

پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن و دُلومیت ت- ساختارهای رسوبی: رگه‌های اِستیلولیتی

ث- تفسیر: زیرمحیط تشکیل این گروه بدلیل فراوانی پلوییدها، زیست‌آوارها، میلیولیدها و برخی روزنبران کوچک با دیواره هیالین، می‌تواند با کولاب‌های محصور و فوق‌شور با گردش آب محدود مطابقت داشته باشد. تنوع کم زیستا[59] و فراوانی پلوییدها و میلیولیدها، بیشتر پهنه‌های جزرومدی را تداعی می‌کنند [٤٩،٤٢،١٤]. همچنین برپایه وجود جلبک‌های سبز داسی کلاداسه‌آ در برخی مقاطع، می‌توان چنین استنباط نمود که چون غالب اینگونه جلبک‌ها در آب‌های کم‌عمق کولاب‌های نیمه‌محصور تا محصور یا پهنه‌های جزرومدی یافت می‌شوند [٥٠]، پس این رخساره هم، در زیرمحیطی کم‌عمق و احتمالاً محصور، اما با نور کافی تشکیل گردیده است. این مجموعه با طیفی از بلوغ بافتی (مادستون- گرینستون) تظاهر یافته و بنوعی تداعی‌کننده تغییرات انرژی آب بترتیب از کم تا زیاد است، ولی یافت سنگ‌آوارها، سیمانی بودن خمیره برخی ریزرخساره‌های دانه‌پشتیبان و همچنین دُلومیت‌زایی موجود هم، می‌تواند بیشتر شرایط کم‌عمق و البته پرانرژی یک زیرمحیط جزرومدی را آشکار نماید. سنگ‌آوارها[60] نیز، غالباً از نوع درون‌آوارهای گلی[61] بوده که احتمالاً با افزایش یکباره انرژی محیط در شرایط طوفانی، بصورت بِرش‌های رسوبی در پهنه‌های کِشَندی و محیط‌های کم‌ژرفای دریایی تشکیل گردیده‌اند [٢٣]. بنابراین شرایط تشکیل این دسته‌رخساره‌ها، بیشتر با زیرمحیط کولابی محصور با گردش محدود آب و بالاتر از پایه امواج عادی منطبق بوده و لذا قابل مقایسه با RMF شماره‌های ١٦، ٢٠ و ٢٤ سکوی کربناته رَمپی (فلوگل، ٢٠١٠) و SMF شماره‌های ١٦، ١٧، ١٨ و ٢٤ از کمربند شماره ٨ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (١٩٧٥) می‌باشند (شکل١٢).

٣- زیرمحیط پیراکِشَندی[62] (جزرومدی- روجزرومدی)

٣-١- مادستون (شکل١١-٨)

الف- آلُکِم‌های اصلی: فاقد آلُکِم اصلی ب- آلُکِم‌های فرعی:

Miliolids, Bivalves, Gastropods, Cyanophyta (Stromatolite), *Coskinolina*? sp., *Lituonella*? sp., Peloids and Lithoclasts

پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن ت- تفسیر: زمینه میکرایتی، بافت مادستونی و نبود نشانه‌های خروج از آب مانند ساخت‌های چشم‌پرنده‌ای[63]، ترک‌های‌گلی[64] و ...، نشانگر تشکیل این رخساره در زیرمحیط کولابی بسیارکم‌عمق و محصور بسمت ساحل است. همچنین تعدد و تنوع کم زیا، حاکی از نامساعد بودن شرایط زیست کَفزی‌ها بوده و متغیر بودن شوری را نیز، تداعی می‌نماید. این دسته‌رخساره، فاقد لامیناسیون است و با داشتن این ویژگی‌ها، احتمالاً مرتبط با پهنه‌های جزرومدی (کولابی

59- Fauna
60- Lithoclast
61- Mudy Intraclast
62- Peritidal Sub-Envinronment
63- Birds eye / Fenestral Fabric
64- Mud-Cracks

محصور بی‌گردش آب آزاد)[65] تا روجزرومدی[66] بخش کم‌عمق و کم‌انرژی رَمپ درونی بوده و از اینرو می‌توان آنرا با RMF شماره ۱۹ از سکوی کربناته رَمپی فلوگل (۲۰۱۰) وSMF شماره ۲۳ از کمربند رخساره‌ای شماره‌های ۸ و ۹ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (۱۹۷۵) مقایسه نمود (شکل ۱۲).

۳-۲: اِسترُماتُلیتیک مادستون / دولومادستون (شکل ۱۱-۹)

الف- آلْکِم‌های اصلی: Cyanophyta (Stromatolite) ب- آلْکِم‌های فرعی: Miliolids and Peloids پ- اُرتُکِم: اُکسیدآهن

ت- ساختارهای رسوبی: فابریک پنجره‌ای یا روزنه‌ای و رگه‌های اِستیلولیتی

ث- تفسیر: اِسترُماتُلیت یک ته‌نشست کَفزی لامینه‌ای بوده و شامل رشدی متراکم از سیانوفیتای پروستروماتِ یا جلبک سبز-آبی است که در اثر به تله انداختن و بهم متصل کردن ذرات رسوبی ایجاد می‌شود [۱]. اِسترُماتُلیت‌های امروزی، در آب‌های کم‌عمقِ درون پهنه جزرومدی و بالای جزرومدی یافت می‌شوند، اگرچه ممکن است زیر حد جزرومد نیز، تشکیل گردند [۲۰،٤٦]. بنابراین براساس حضور غالب اِسترُماتُلیت‌ها، نبود زیستای دیگر، گِل‌پشتیبان بودن ریزرخساره‌های مرتبط، گاهی فابریک چشم‌پرنده‌ای و البته دُلومیت‌زایی موجود، این رخساره احتمالاً متعلق به زیرمحیط جزرومدی تا روجزرومدی کم‌عمق با شوری بسیار بالا در رَمپ درونی است. درواقع این دسته‌زیست‌رخساره، قابل مقایسه با SMF شماره ۲۰ از کمربند رخساره‌ای شماره‌های ۸ و ۹ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (۱۹۷۵) بوده و ظاهراً RMF خاصی مرتبط با سکوی کربناته رَمپی برای آن قابل ارایه نمی‌باشد (شکل۱۲).

۳-۳: فِنسترال مادستون (شکل ۱۱-۱۰)

الف- آلْکِم‌های اصلی: فاقد آلْکِم اصلی ب- آلْکِم‌های فرعی: Miliolids and Lithoclasts پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن، کلسیت و دُلومیت

ت- ساختارهای رسوبی: فابریک پنجره‌ای یا روزنه‌ای، رگه‌های اِستیلولیتی و ترک‌های‌گلی

ث- تفسیر: باتوجه به نبود سنگواره‌ها، می‌توان چنین برداشت نمود که شرایط زیرمحیط تشکیل این رخساره، چندان مناسب زیست نبوده است. وجود اکسیدهای‌آهن، ترک‌های‌گلی و دُلومیت‌زایی در برخی ریزرخساره‌ها و همچنین تخلخل پنجره‌ای یا ساخت روزنه‌ای، همگی مؤید مناطق بسیار کم‌عمق، محصور و داخلی‌تر سکوهای کربناته هستند. درواقع ترک‌های‌گلی و ساخت روزنه‌ای، معرف شرایط بسته‌تری در زیرمحیط‌های کولابی محصور (جزرومدی) تا روجزرومدی رَمپ داخلی بوده که احتمالاً در اقلیم گرم و خشک تشکیل شده‌اند [۳٤]. بنابراین احتمالاً شرایط حاکم بر این دسته‌ریزرخساره، می‌تواند با ویژگی‌های RMF شماره ۲۳ سکوی کربناته رَمپی فلوگل (۲۰۱۰) و SMF شماره ۲۱ از کمربندهای ۸ و ۹ سکوی کربناته لبه‌دار ویلسون (۱۹۷٦) مقایسه گردد (شکل۱۲).

۳-٤: دُلومادستون (شکل ۱۱-۱۱)

الف- آلْکِم‌های اصلی: فاقد آلْکِم اصلی

ب- آلْکِم‌های فرعی: Miliolids, Valvulinids, Cyanophyta (Stromatolite), Bioclasts, Peloids and Lithoclasts

پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن ت- ساختارهای رسوبی: فابریک پنجره‌ای یا روزنه‌ای و رگه‌های اِستیلولیتی

[65]- Restricted Lagoon
[66] -Supratidal

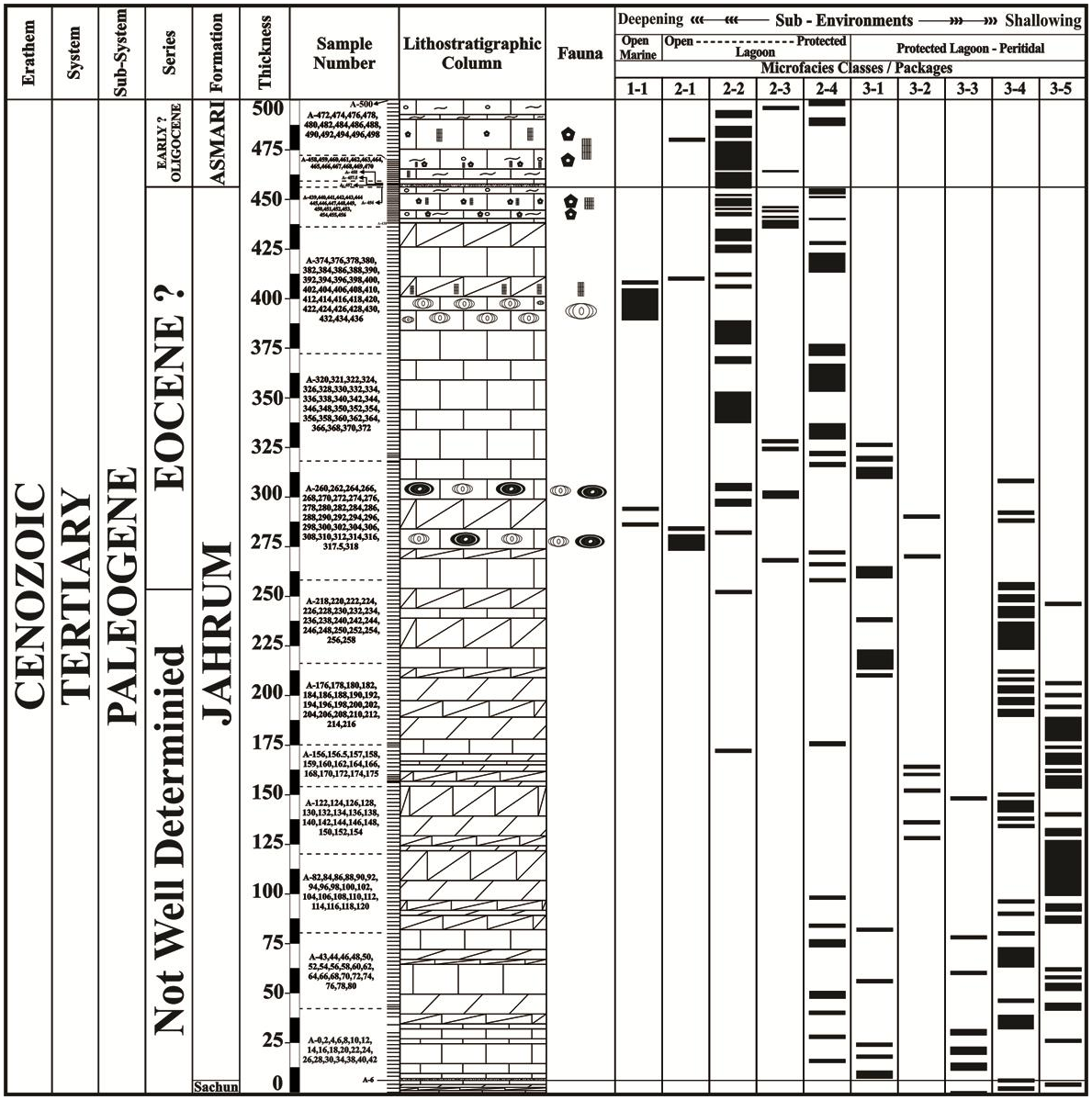
ث- تفسیر: این دسته‌ریزرخساره واجد بلورهای دُلومیت ریز تا متوسط نیمه‌شکل‌دار[67] تا شکل‌دار[68] با بافت‌های نامنظم[69] تا منظم[70] بوده و گاهی دارای حالت منطقه‌بندی[71]، درزه‌های انحلالی، اِستیلولیت‌ها و اکسیدهای آهن است. میزان دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی این رخساره کمتر از ۱۰٪ بوده و همین کمبود همراه با دُلومیت‌زایی ریزرخساره‌های مرتبط، می‌تواند مبین شرایط جزرومدی برای تشکیل آن باشد [۸]. فراوانی گِل و وجود ساخت‌های روزنه‌ای (پنجره‌ای) یا چشم‌پرنده‌ای نیز، یادآورکننده زیرمحیط‌های کولابی محصور (جزرومدی) تا پهنه‌های روجزرومدی با شوری بالا و انرژی پایین در رَمپ درونی است [۲۳]. اصولاً دُلومادستون‌ها همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محدوده بالایی پهنه‌های جزرومدی تا روجزرومدی تشکیل می‌گردند [۱۳]، (شکل۱۲).

۳-۵: دُلومیتایزد کریستالین لایمستون (دُلوستون) (شکل۱۱-۱۲)

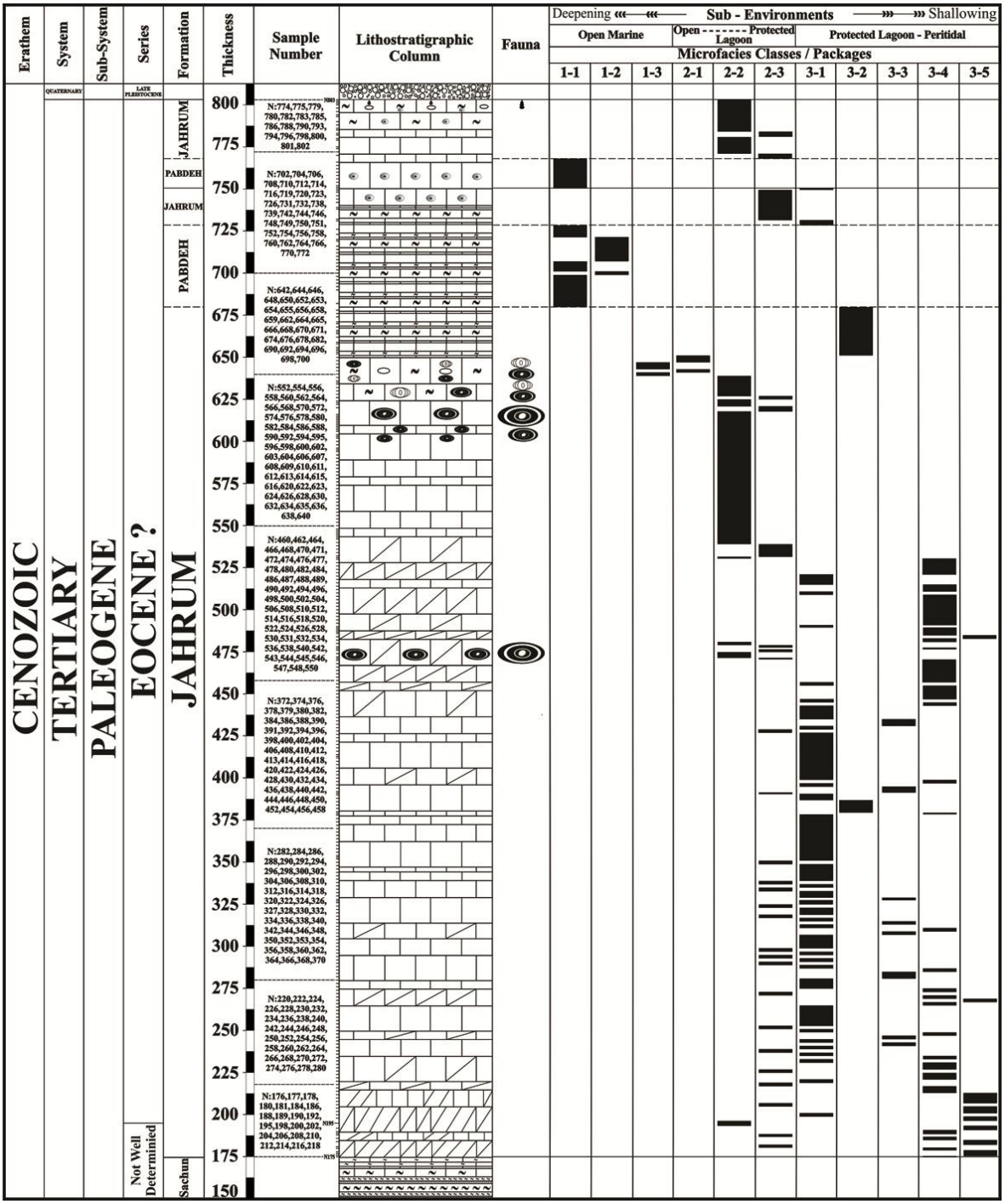
الف- آلُکِم‌های اصلی: فاقد آلُکِم غالب ب- آلُکِم‌های فرعی: Bioclast, Cyanophyta (Stromatolite?) and Lithoclasts (Intraclasts)

پ- اُرتُکِم: اکسیدآهن و کلسیت ت- تفسیر: در این دسته‌ریزرخساره نیز، بلورهای ریز و درشت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دُلومیت با بافت‌هایی از انواع نامنظم تا منظم، قابل مشاهده هستند. اکثر ریزرخساره‌های مرتبط با این دسته‌ریزرخساره، کاملاً دُلومیتی شده‌اند و فقط در برخی از آنها، شَبَه‌هایی از زیست‌آوارها و سنگ‌آوارها مشاهده می‌گردد. درواقع برمبنای مدل های مختلف دُلومیتی شدن [۴۷،۲۳]، گسترش دُلوستون می‌تواند نتیجه افت سطح آب، تبخیر و متعاقب آن تشکیل شورابه‌های غنی از Mg^{2+} باشد که نهایتاً دُلومیتی شدن رخساره‌های آهکی را باعث می‌گردند. زیرمحیط تشکیل چنین رخساره‌ای، مانند دسته‌ریزرخساره قبلی می‌تواند از زیرمحیط کولابی محصور (جزرومدی) تا پهنه روجزرومدی در رَمپ درونی تغییر نماید و بطورکلی شرایط حاکم بر زیرمحیط این دسته‌ریزرخساره، قابل مقایسه با ویژگی‌های موجود در RMF شماره ۱۹ سکوی کربناته رَمپی (فلوگل، ۲۰۱۰) و SMF شماره ۲۳ کمربندهای ۸ و ۹ سکوی کربناته لبه‌دار (ویلسون، ۱۹۷۵) می‌باشد (شکل۱۲)

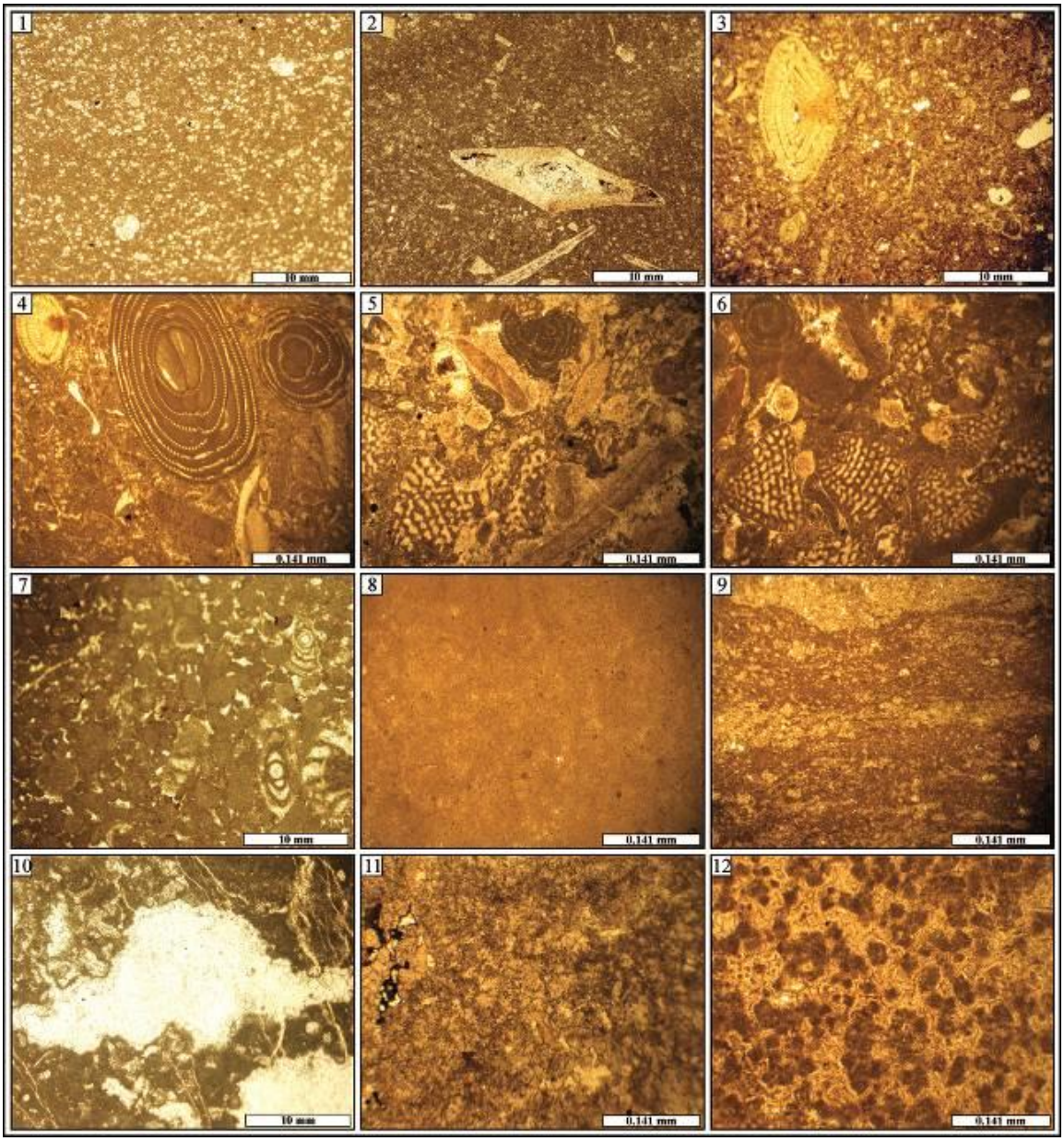
67- Subhedral
68- Euhedral
69- Xenotopic
70- Idiotopic
71- Zoning



شکل۹- ستون دسته‌ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی سازندهای ساچون، جهرم و آسماری در برش تَنگِ‌آب، شرق جهرم، فارس (راهنما: شکل۵).



شکل۱۰- ستون دسته‌ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی سازندهای ساچون، جهرم و پابد در برش تَنگ‌نِیم‌باشی، غرب اِستَهبان، فارس (راهنما: شکل۵).



شکل۱۱- تصاویر مقاطع نازک میکرُسکُپی دسته‌ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش تَنگِ‌آب جهرم و تَنگِ‌نیم‌باشی اِستَهبان.

۱: بیوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا وکستون- پکستون (N.682) (تَنگِ‌نیم‌باشی). ۲: بیوکلاستیک اُپرکولینا پلانکتونیک فرامینیفرا پکستون (N.712) (تَنگِ‌نیم‌باشی) ۳: بیوکلاستیک نومولیتِس وکستون- پکستون (N.646) (تَنگِ‌نیم‌باشی) ٤: ایمپرِفُریت فرامینیفرا بیوکلاستیک نومولیتِس وکستون- پکستون (A.280) (تَنگِ‌آب). ٥: بایوکلاستیک ایمپرِفُریت فرامینیفرا وکستون- پکستون- گرینستون (N.634) (تَنگِ‌نیم‌باشی). ٦: مِدُسیا/ رُتالیکُنوس بیوکلاستیک ایمپرِفُریت فرامینیفرا وکستون- پکستون- گرینستون (A.304) (تَنگِ‌آب). ۷: لیتوکلاستیک میلیولیدز بیوکلاستیک پلوییدز وکستون- پکستون- گرینستون (N.770) (تَنگِ‌نیم‌باشی). ۸: مادستون (A.10) (تَنگِ‌آب). ۹: اِسترُماتُلیتیک مادستون/دُلومادستون (A.136) (تَنگِ‌آب).۱۰: فِنِسترال مادستون (N.394) (تَنگِ‌نیم‌باشی). ۱۱: دُلومادستون (A.198) (تَنگِ‌آب). ۱۲: دُلوستون (A.94) (تَنگِ‌آب).

٤-٤. تفسیر محیط و ارایه مدل رسوبی

با مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی، تعداد ۱۰ دسته‌ریزرخساره در برش‌تَنگ‌آب جهرم و ۱۱ دسته‌ریزرخساره در برش تَنگِ‌نیم‌باشی اِستَهبان تشخیص و در هر دو برش بترتیب کاهش عمق، ۳ زیرمحیط رسوبی دریای باز، کولابی و پیراکِشَندی (جزرومدی تا روجزرومدی) تفکیک گردیدند (شکل‌های ۹، ۱۰، ۱۲ و جدول۱).

تجمع روزندران شناور بهمراه خرده صدف‌های سنگواره‌های درشت (زیستای غیروابسته به نور) با زمینه گل آهکی در برش تَنگِ‌نیم‌باشی، بیشتر نشانگر بخش آرام دریای باز در ناحیه ژرف حوضه‌ای متعلق به رَمپ بیرونی است (شکل۱۲).

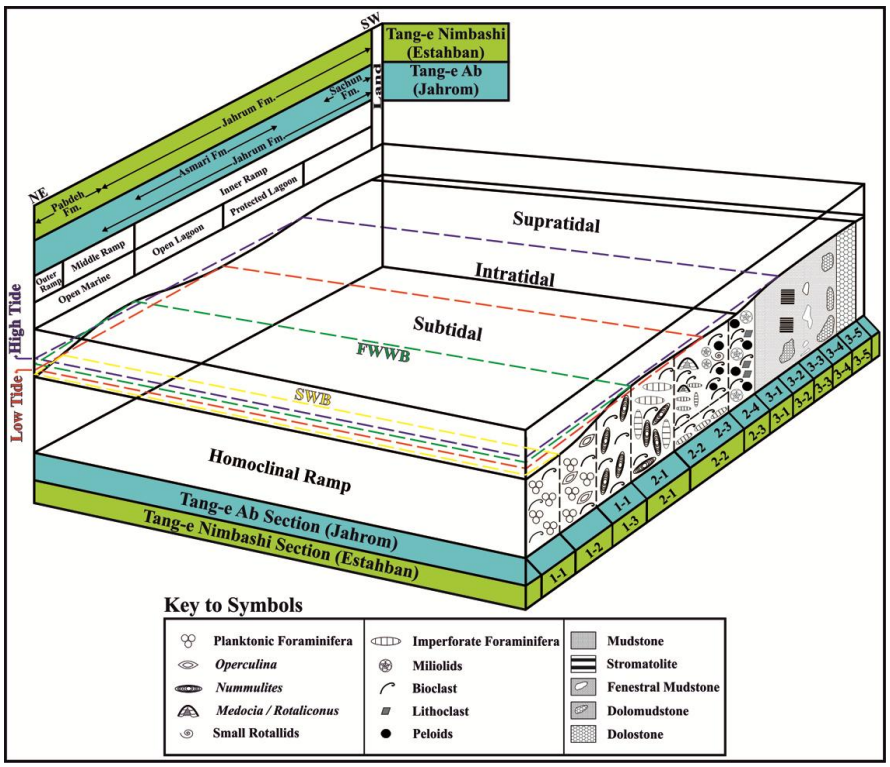
حضور فراوان روزنبران شناور درکنار اُپرکولیناهای بزرگ و کشیده و زیست‌آوارها[72] در برش تَنگِ‌نیم‌باشی و همچنین همیافتی نومولیتِس‌های متورم با اندازه متوسط و زیست‌آوارها در زمینه‌ای گلی و غالباً دانه‌محور در دو برش تَنگِ آب و تَنگِ‌نیم‌باشی، بترتیب نشانگر شرایط کم تا پرانرژی محدوده انتهایی تا ابتدایی رَمپ میانی می‌باشد (شکل۱۲).

دسته‌ریزرخساره‌های کولابی هر دو برش تَنگِ آب و تَنگِ‌نیم‌باشی، واجد روزنبران کفزی بزرگ با پوسته‌های هیالین، پُرسلانوز و آگلوتینه بطور توأمان و حاوی روزنه‌داران کفزی بزرگ بدون منفذ (پُرسلانوز و آگلوتینه) همزیست‌دار یا فاقد همزیست، خرده‌های صدفی سنگواره‌های درشت، روزنداران کفزی کوچک با پوسته هیالین، سنگ‌آوارها و پلوییدهایی است که با جورشدگی و گردشدگی متوسط تا بالای خود در زمینه‌ای با بلوغ بافتی متنوع از مادستون، وکستون، پکستون تا گرینستون تمرکز یافته‌اند و همگی تداعی‌کننده زیرمحیط کولابی باز تا محصور در رَمپ درونی می‌باشند (شکل۱۲).

دسته‌ریزرخساره‌های زیرمحیط پیراکِشَندی نیز در هر دو برش مذکور، با کمیابی روزنبران کفزی منفذدار و بی‌منفذ، فقدان خرده صدف‌های سنگواره‌های درشت، فراوانی کانی‌های دُلومیتی و اکسیدهای آهن، ساخت‌های چشم‌پرنده‌ای (روزنه‌ای یا پنجره‌ای)، گسترش الگوهای لامینه‌ای اِسترُماتُلیتی، درزه‌های انحلالی و اِستیلولیت‌ها با زمینه‌ای گل‌محور مشخص می‌گردند که جمیعاً یادآورکننده شرایط حاکم بر زیرمحیط‌های کولابی محصور (پهنه جزرومدی یا کِشَندی) تا پهنه‌های روجزرومدی (روکِشَندی) در بخش داخلی یا قسمت درونی سکوی کربناته رَمپی می‌باشند (شکل۱۲).

درواقع، عدم رخنمون توده‌های ریفی گسترده و ممتد بصورت ریف‌های سدی[73] و یا حتی بصورت ریف‌های پراکنده[74]، نبود دانه‌های پوشش‌دار[75]، آنکوییدها، پیزوییدها و دانه‌های اَنبوه‌ای[76] که خاص سکوهای کربناته لبه‌دار بوده [۲۳]، عدم تشخیص رخساره‌های ریزشی، لغزشی و ته‌نشست‌های توربیدایتی مرتبط با شیب زیاد بستر رسوبی که مخصوص سکوهای کربناته حاشیه‌دار (لبه‌دار) و یا رَمپ‌های با انتهای پُرشیب می‌باشد [۵۱]، کافی نبودن تمامی یافته‌ها برای اثبات وجود سدهای زیست آواری[77] که بیشتر مربوط به سکوهای لبه‌دار و سکوهای باز هستند [۲٤]، همچنین تغییر و تبدیل تدریجی ریززیست‌رخساره‌ها و بالطبع دسته‌ریزرخساره‌ها به یکدیگر (که از شواهد آن وجود رخساره‌هایی با همظهوری روزنبران منفذدار کفزی و شناور درمیان رخساره‌های واجد انواع مذکور بطور جداگانه و یا وجود رخساره‌هایی با همیافتی روزنداران منفذدار و بدون‌منفذ بینابین رخساره‌های واجد انواع نامبرده بصورت مجزا است) و البته توسعه ریزرخساره‌های مرتبط با پهنه‌های جزرومدی یا کِشَندی [۵،۲]، تماماً شواهدی هستند که احتمالاً می‌توانند تاییدکننده ته‌نشست این توالی رسوبی پالئوژن (سازند جهرم در دو برش تَنگِ‌آب و تَنگِ‌نیم‌باشی)، روی یک سکوی[78] کربناته از نوع رَمپ با شیب ملایم (رَمپِ همشیب)[79] باشند (شکل۱۲)

[72]- Bioclast
[73]- Barrier Reef
[74]- Patch Reef
[75]- Cortoids
[76]- Aggregates Grains
[77]- Bioclastic Shoal / Bar
[78]- Platform
[79]- Homoclinal Ramp



شکل۱۲- مدل فرضی و محیط رسوبی دیرینه سازندهای ساچون، جهرم، آسماری و پابده در برش‌های چینه‌شناسی تَنگِ‌آب جهرم و تَنگِ نیم‌باشی اِستَهبان.

۵. نتیجه‌گیری

باتوجه به بررسی‌های صورت پذیرفته و البته بدون بهره‌مندی کامل از داده‌های چینه‌نگاری زیستی و سکانسی، نتایج زیر قابل ارایه‌اند:

۱- ضخامت سازند جهرم در برش تَنگِ‌نیم‌باشی اِستَهبان ٥٦٢ متر بوده که ۱۱۲ متر بیشتر از برش تنگِ‌آب جهرم (٤٥٠ متر) است.

۲- با جمع انواع سنگ‌شناسی در سازند جهرم، مشخص گردید که بیشترین ضخامت در برش‌های تَنگِ‌آب (٢٢٤متر) و تَنگِ نیم‌باشی (۳۵۵/۵متر)، به سنگ‌آهک‌ها اختصاص یافته و شاید از این پس بهتر باشد که سازند کربناتی جایگزین سازند دُلومیتی جهرم گردد.

۳- باتوجه به مجموع ضخامت واحدهای سنگی دُلومیتی و سنگ‌آهک دُلومیتی که در برش تَنگِ‌آب ۲۱۵ متر و در برش تَنگِ نیم‌باشی ۱۲۱ متر می‌باشند، بنظر می‌آید ضخامت بیشتری از سازند جهرم در برش نمونه، تحت‌تاثیر فرآیند دُلومیتی شدن قرار گرفته است.

٤- حد پایینی سازند جهرم در برش تَنگِ‌آب، بواسطه یک واحد کنگلومرای کربناته ۰/۵ متری (٦/٥-٦متری) از سازند ساچون جدا می‌گردد. ضمناً در این مرز، واحدهای سنگی آهکی، دُلومیتی و آهک دُلومیتی سازند ساچون (٦-۰متری) با چینه‌بندی نازک تا بسیارضخیم بصورت هم‌راستا به واحدهای آهکی و تیغه‌ساز سازند جهرم (٢٥-٦/٥متری) با چینه‌بندی نازک تا ضخیم تبدیل می‌گردند. بنابراین برمبنای اصول چینه‌نگاری‌سنگی، می‌توان نوع این مرز را قاطع، همشیب و احتمالاً ناپیوسته؟ تعیین نمود.

۵- حد پایینی سازند جهرم در برش تَنگِ نیم‌باشی، بی‌واسطه روی سازند ساچون قرار می‌گیرد. همچنین در این مرز (۱۷۵متری)، واحدهای سنگی غالباً مارنی و آهک مارنی سازند ساچون با چینه‌بندی بسیارنازک تا متوسط بصورت هم‌راستا به واحدهای سنگی دُلومیتی، آهک دُلومیتی و آهکی تیغه‌ساز سازند جهرم با چینه‌بندی متوسط تا بسیارضخیم تبدیل می‌گردند. لذا برپایه اصول چینه‌نگاری سنگی، می‌توان نوع این مرز را قاطع، همشیب و احتمالاً پیوسته؟ اعلام نمود.

٦- حد بالایی سازند جهرم در برش تَنگِ‌آب، بواسطه یک واحد کنگلومرای آهکی ۱/۵ متری (٤٥٧/٥-٤٥٦متری) از سازند آسماری جدا می‌شود. ضمناً در این مرز، واحدهای سنگی آهکی و آهک مارنی قلوه‌ای سازند جهرم (٤٥٦-٤٣٨متری) با چینه‌بندی نازک تا ضخیم بصورت هم‌راستا به واحدهای سنگی غالباً آهکی ضخیم تا بسیارضخیم و تیغه‌ساز سازند آسماری (٤٧١/٥-٤٥٧/٥متری) تبدیل می‌گردند که براساس اصول چینه‌نگاری سنگی، می‌توان نوع این مرز را قاطع، همشیب و احتمالاً ناپیوسته؟ پیشنهاد نمود.

۷- حد بالایی سازند جهرم در برش تَنگِ‌نیم‌باشی، پس از دو مرحله تغییر و تبدیل تدریجی، همشیب و پیوسته به سازند پابده، نهایتاً بوسیله رسوبات آبرفتی کواترنری پوشیده می‌شود. لذا نمی‌توان در مورد نوع این مرز، اظهارنظر قطعی و دقیقی را ارایه نمود. درواقع براساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی، رخساره‌ای و ریزسنگواره‌شناسی مقدماتی، بنظر می‌آید که در بخش انتهایی برش تنگِ‌نیم‌باشی (متراژهای۷۲۸/۵-٦٨٠و٧٦٨-٧٥٠/٥متری)، سازندهای جهرم و پابده بصورت بین‌انگشتی به یکدیگر تبدیل شده‌اند.

۸- بطور کلی در نهشته‌سنگ‌های یال شمالی تاقدیس‌های جهرم و تودِج بترتیب تعداد ۱۰ و ۱۱ دسته‌ریزرخساره شناسایی گردیدند که بترتیب افزایش عمق در ۳ زیرمحیط پیراکِشَندی، کولابی و دریای‌باز قرار گرفته‌اند و محیط دریایی آنها، بازه‌ای از ناحیه روجزرومدی تا منطقه نسبتاً عمیق و عمیق را شامل می‌گردد. براین اساس و باتوجه به شواهد بسیاری از جمله نبود ریف بصورت ممتد و گسترده و یا حتی پراکنده، نوع محیط و مدل رسوبگذاری دیرینه سازند جهرم، فعلاً سکوی کربناته از نوع رَمپِ همشیب پیشنهاد می‌گردد.

۹- باتوجه به مجموع دسته‌ریزرخساره‌های متعلق به زیرمحیط‌های دریای‌باز و کولابی، در برش تَنگِ‌آب تفوق آلْکِم‌های اسکلتی بترتیب با زیست‌آوارها، روزنبران کفزی بدون منفذ (پُرسلانوز و آگلوتینه) و سپس روزنبران کفزی منفذدار (هیالین) است، اما در برش تَنگِ‌نیم‌باشی، برتری آلْکِم‌های اسکلتی بترتیب با روزنداران منفذدار شناور و کفزی، روزنداران کفزی بی منفذ و بعد زیست‌آوارها می‌باشد. همچنین بیشترین و کمترین مقدار آلْکِم‌های غیراسکلتی هر دو برش، بترتیب به پلوییدها و درون‌آوارها اختصاص دارد.

۱۰- در زیرمحیط کولابی سازند جهرم در برش‌های تَنگِ‌آب و تَنگِ‌نیم‌باشی بترتیب تعداد ٤ و ۳ دسته‌ریزرخساره شناسایی و تفکیک گردیده‌اند که باتوجه به تعدد و تنوع روزنبران کفزی بزرگ و کوچک هیالینی در برش نمونه، شاید بتوان چنین نتیجه گرفت که ارتباط زیرمحیط‌های کولابی و دریای باز در این برش، بیشتر از برش تَنگِ‌نیم‌باشی فراهم بوده است.

۱۱- نوع زیرمحیط دسته‌ریزرخساره‌های مرز تبدیل سازندهای جهرم و آسماری در برش تَنگِ‌آب، تغییر و تبدیل ناگهانی را آشکار ننموده و درواقع ایندو سازند در زیرمحیطی تقریباً یکسان و از نوع کولابی به یکدیگر تبدیل گردیده‌اند که حداکثر بازه تغییرات آندو، بترتیب از کولابی محصور به کولابی باز بوده است.

۱۲- بررسی‌های سنگ‌شناختی و رخساره‌ای کنگلومراهای موجود در قاعده و رأس سازند جهرم در برش نمونه، مشخص نمود که آنها از نوع چندمنشایی (پُلی‌ژنیک) و برون‌سازندی نبوده و بترتیب معرف کنگلومراهای کربناته و آهکی درون سازندی هستند.

۱۳- با شناسایی مقدماتی روزنبران در محدوده مرزی و بلافصل سازندهای جهرم و آسماری، احتمالاً بنظر می‌آید در برش تنگ‌ِآب رسوبات متعلق به ائوسن بالایی؟ و الیگوسن پایینی؟ بدون وقفه زمانی بااهمیتی به یکدیگر تبدیل گردیده‌اند و چنانچه وقفه‌ای نیز وجود داشته باشد، ظاهراً آنقدر کوچک‌مقیاس است که سنین روزنداران موجود نمی‌تواند آنرا آشکار نماید.

۱٤- باتوجه به یافته‌های جدید، ظاهراً ابزارهای سنگ-زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌ای چندان قادر نیستند که وجود یک ناپیوستگی فرسایشی تمام‌عیار در مرز سازندهای جهرم و آسماری برش نمونه را به اثبات برسانند. بنابراین بنظر می‌آید شاید بهتر باشد تا زمانیکه سن‌سنجی بروش ایزوتوپ اِسترانسیم وقفه زمانی را کاملاً تایید ننموده، این نبود چینه‌ای نیز اینقدر با قطعیت اعلام نگردد.

۱۵- دسته‌ریزرخساره‌های زیرمحیط دریای باز در برش تَنگ‌ِنیم‌باشی بصورت ۳ مجموعه روزنبران شناور به‌تنهایی (سازند پابده)، روزنبران شناور و اُپرکولیناها بطور توامان (سازند پابده/جهرم) و نومولیتس‌ها (سازند جهرم) حضور بهم رسانیده‌اند که در برش تنگ‌ِآب فقط شامل نومولیتس‌ها می‌گردد. این ویژگی همراه با درنظرداشتن اینکه برش نیم‌باشی نسبت به برش آب در فاصله بسیار نزدیک‌تری به گسل و حوضه عمیق زاگرس مرتفع قرار گرفته و ضمناً سازند پوشاننده سازند جهرم در آن، سازند پابده بوده که در برش نمونه به سازند آسماری تغییر یافته است، همگی می‌توانند بنوعی عمق بیشتر سکوی رسوبگذاری در منطقه اِستَهبان را یادآور گردند.

تشکر و قدردانی

از تمامی همکاران گرامی و داوران محترم در دفتر مجله بخاطر تسریع در مکاتبات و ارایه راهکارهای ارزشمندشان قدردانی می‌نماییم. همچنین از آقایان دکتر رحمانی، دکتر شاکری و دکتر معلمی بخاطر داوری مقاله سپاسگزاری می گردد.

٦. منابع

[١] ابوالقاسمی، ل.، میرزایی‌محمودآبادی، ر.، و گرگیج، م. ن.، ١٣٩٠، ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازندهای جهرم و آسماری در منطقه استهبان، اولین همایش ملی زمین‌شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، ١٤ صفحه.

[٢] خطیبی‌مهر، م.، و معلمی، س. ع.، ١٣٨٨، مقایسه تاریخچه رسوبگذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای فرامینیفرهای بنتیک، فصلنامه علمی- پژوهشی زمین‌شناسی ایران، ٨٧-١٠٢.

[٣] صادقی، ر.، ١٣٨٨، چینه‌نگاری زیستی، رخساره‌های میکروسکوپی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در منطقه فارس، پایان‌نامه دکتری: دانشگاه اصفهان، دانشکده‌ی علوم، ٣٤٥ صفحه.

[٤] صادقی، ر.، و کرم‌پور، ب.، ١٣٩٠، بررسی سنگ‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی برش نمونه سازند جهرم، پروژه تحقیقاتی ١ در ناحیه عمومی چاه‌تیز جهرم، دانشگاه پیام‌نور جهرم، ١٠٨ صفحه.

[٥] کرم‌پور، ب.، موسوی، م.، اهری‌پور، ر.، و غفرانی، ا.، ١٣٨٨، تفسیر میکروفاسیس‌ها و توالی‌های دیاژنتیکی سازند جهرم در برش نمونه (جنوب شهرستان جهرم)، فصلنامه رسوب و سنگ‌رسوبی، سال دوم، (شماره٤)، صفحه ٦٦-٥٧.

[٦] کلانتری، ا.، ١٣٧١، رخساره‌های میکروسکوپی سنگ‌های کربناته ایران (نشریه شماره ١٢): انتشارات شرکت ملی نفت ایران، ٤٢١ صفحه.

[٧] مطیعی، ه.، ١٣٧٢، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ٥٣٦ صفحه.

[٨] میرزایی‌محمودآبادی، ر.، و افقه، م.، ١٣٨٨، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای ساچون و جهرم در منطقه‌ی شیراز، فصلنامه زمین‌شناسی‌کاربردی، سال پنجم، (شماره ١)، صفحه ٧٥-٥٩.

[٩] نفریه، ا.، وزیری مقدم، ح.، و طاهری، ع.، ١٣٨٨، زیست‌چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند جهرم در یال شمالی تاقدیس کوه گچ، ناحیه لار، مجله علوم دانشگاه تهران، دوره ٣٥ ، شماره ٤، صفحه ١٩-١١.

[١٠] نورمحمدی، ز.، ١٣٨٦، زیست‌چینه‌نگاری سازند جهرم (مقطع تیپ) در ناحیه تنگ‌آب در جنوب‌شرق شیراز: پایان‌نامه کارشناسی-ارشد، دانشگاه اصفهان، ١٢٣ صفحه.

[١١] نورمحمدی، ز.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، و رحمانی، ع.، ١٣٨٩، چینه‌نگاری و رخساره‌های زیستی سازند جهرم در برش تیپ، جنوب شرق شیراز، مجله علوم دانشگاه شهید چمران، شماره ٢٥، صفحه٧٧-٦١.

[12] Adabi, M.H., 1996, Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished). University of Tasmania. Australia. 470 p.

[13] Adabi, M.H., 2002, Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia. 16th Australian Geol. Conv., Australia (Abst.), p. 350.

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

[15] Amirshahkarami, M., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri, 2007, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, v. 29, p. 947–959.

[16] Barattolo, F., D. Bassiand, and R. Romero, 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece). Facies, v. 53, p. 361-375.

[17] Beavington-Penney, S.J., and A. Racey, 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foramnifera, application and paleoenvironmental analysis: Journal of Earth Science, v. 67, p. 219-265.

[18] Cosovic, V., K. Drobne, and A. Moro, 2004, Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limstones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): Facies, v. 50, p. 61-75.

[19] Dickson, J. A., D., 1965, A modified staining technique for carbonate in thin section, Nature, v. 205, p. 578.

[20] Dill, R. F., E. A. Shinn, A. T. Jones, k. Kelly, and R. P .Steinen, 1986, Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters, Nature, v. 324, p. 55-58.
[21] Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 1, p. 108-121.
[22] Embry, A. F., and J. E. Klovan, 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 19, p. 730-781 (revision of Dunham classification).
[23] Flugel, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application, Springer, Berlin- Heidelberg, New York, 984 p.
[24] Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain. Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 155, p. 211-238.
[25] Ghose, B.K., 1977, Paleoecology of the Cenozoic reefal foraminifers and algae a brief review, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 22, p. 231-256.
[26] Gilham, R.F., and C.S. Bristow, 1998, Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during the early stages of foreland basin evolution: lower Eocene sequences, Sierra del Cadi, SE Pyrenees, Spain. In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), Carbonate Ramps. Geological Society of London Special Publication, v. 149, p. 181-203.
[27] Hallock, P., I. Premoli Silva and A. Boersma, 1991, Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes: Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 83, p. 49-64.
[28] Harzhauser, M., J. Peckmann., D. Birgel, E. Draganits, O. Mandic, D. Theobalt, and J. Huemer, 2014, Stromatolites in the Paratethys Sea during the Middle Miocene climate transition as witness of the Badenian salinity crisis, Facies, v. 60, p. 429-444.
[29] Hottinger, L., 1983, Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, Utrecht Micropaleontol Bull, v. 30, p. 239-253.
[30] Hottinger, L., 1997, Shallow bentihic foraminiferal assembelages as signals for depth of their deposition and their limitations, Bulletin Society Geologists France, v. 168, no. 4, p. 491-505.
[31] Jalali, M. R., 1987, Stratigraphy of Zagros Basin: National Iranian Oil Company, Expl. And Prod. Div. Report, no. 1249 and 1072.
[32] James, G. A., and J. G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of the Iranian Oil Consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Bulletin, v. 49, p. 2182-2245.
[33] Lasemi, Y., and A. V. Carozzi, 1981, Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois Basin: USA, VIII Congreso Geol. Argentino, Sanluis, Actas II, p. 357-384.
[34] Lasemi, Y., R. Boardman, and P.A. Sandberg, 1989, Cement origin of supratidal dolomitic, Andros Island, Bahamas, jornal of sedimentary Petrology, no.59, p. 249-257.
[35] Nafarieh, E., H. Vaziri-Moghaddam, A. Taheri, and A. Ghabeishavi, 2012, Biofacies and palaeoecology of the Jahrum Formation in Lar area, Zagros Basin, (SW Iran): Iranian Journal of Science & Technology, Issue 1, p. 51-60.
[36] Pomar, L., 2001a, Types of carbonate platforms, a genetic approach: Basin Research, v. 13, p. 313-334.
[37] Racey, A., 1994, Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary nummulitids (foraminifera) from northern Oman. In: Simmons, M.D. (Ed.), Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman and Hall, London, p. 343-370.
[38] Racey, A., 2001, A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential, Journal of Petroleum Geology, v. 24, p. 79-100.
[39] Rasser M.W., C. Scheibner., and M. Mutti, 2005, A paleoenvironmental standard section for Lower Ilerdian tropical carbonate factories (Pyrenees, Spain; Corbieres, France), Facies, v. 51, p. 217-232.
[40] Renema, W., 2006, larger benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. Mar Micropaleontol. v. 58, p. 73-82.

[41] Romero, J., E, Caus, and J. Rossel, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43-56.
[42] Sadeghi, R., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri, 2011, Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, v. 57, no. 3, p. 431-446.
[43] Schlumberger, 1976, Well Evaluation conference, Tehran, Iran, 179 p.
[44] Seyrafian, A., 1998, Petrofacies analysis and depositional environment of the (Eocene), south-southwest of Burujen, Iran: Carbonates & Evaporites, v. 13, no. 1, p. 90-99.
[45] Seyrafian, A., and A. Mojikhalifeh, 2005, Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Nogene succession, North Central border of Persian Gulf, Iran, Carbonate and Evaporites, v.20, no.1, p. 91-97.
[46] Taheri, A., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Seyrafian, 2008, Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran), Historical Biology. v. 20, p. 191-201.
[47] Taker, M. E., and V. P. Wright, 1990, Carbonate sedimentology: Blackwell scientific Publication, Oxford, 482 p.
[48] Vaziri-Moghaddam, H., A. Seyrafian, and P. Taraneh, 2002, Biofacies and sequence stratigraphy of the Eocene succession, at Hamzeh- Ali area, north-central Zagros, Iran: Carbonates and Evaporites, v. 17, p. 60-67.
[49] Vaziri-Moghaddam, H., A. Seyrafian, A. Taheri, and H. Motiei, 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27, no. 1, p. 56-71.
[50] Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history: Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471 p.
[51] Zohdi, A., R. Mousavi-Harami, S. A. Moallemi, A. Mahboubi, and A. Immenhauser, 2013, Evolution, paleoecology and sequence architecture of an Eocene carbonate ramp, southeast Zagros Basin, Iran, GeoArabia, v. 18, no. 4, p. 49-80.

Consolidation Behavior and Geotechnical Parameters of Oil Contaminated Kaolinite Clay

M. Zanjarani Farahani, A. Hamidi*

*hamidi@khu.ac.ir

Received: February 2014,Accepted: August 2015

Abstract

The pollution of soil and underground water with organic and toxic materials is a common environmental problem and oil is one of the most important of them. In the present study, consolidation behavior of clay contaminated with gas oil and kerosene has been investigated. The main objective was to determine the parameters associated with the value and rate of settlement of contaminated soil. Influence of various test parameters such as degree of contamination, contaminant type and density of samples were investigated on the consolidation behavior of kaolinite clay. Results show that by increasing the degree of contamination, Compressibility of soil increases while the consolidation coefficient and the permeability coefficient decrease.

Key words: Kaolinite, consolidation, coefficient of consolidation, coefficient of permeability, oil contamination.

The Study of Overburden Pressure Effect on Cementation Factor in Hydraulic Flow Units of Carbonate Rocks

H. Seddighi, K. Saadat, M. R. Esfahani, E. Kazemzadeh

*seddighih@ripi.ir

Received: August 2014, Accepted: May 2015

Abstract

Analyze of parameters which influence the petrophysical Properties of reservoir rocks is necessary in dynamic model simulation of reservoirs. According to the relation of cementation factor and reservoir pressure changes, cementation factor is the most effective parameter in water saturation determination in the mentioned model, so the study of the effect of pressure on cementation factor is necessary. In this study, firstly carbonate core samples of a gas reservoir, in the south of Iran was classified by hydraulic flow unit delineation method. Then their cementation factors were determined by Archie equation and best fit curve method at ambient, 800, 2000, 3500, and 5000 psi pressures. The changes in cementation factor values due to increasing overburden pressure were evaluated in each hydraulic flow unit and their relationship with flow zone indicator (FZI) were studied by experimental equations (for 4 flow units $0.95<R2<0.99$). In this study a relation between flow zone indicator for each hydraulic flow unit and cementation factor changes, due to the different pressures, were also obtained. The experimental results of studied reservoir cores shows that with increasing flow zone indicator the changes in cementation factors decreases.

Key words: cementation factor, hydraulic flow unit, saturation, overburden pressure

Electro-Facies and Rock Type Comparison in the One of Gas Field's Kangan, (Iran)

H.Saemi*, V. Tavakoli, H. Eshraghi
* he_saemi@yahoo.

Received: March 2014, Accepted: July 2015

Abstract

Kangan Formation in the Study Area is about 444 meters thick and is mainly composed of Limestone and dolomite with randome interbeds of Anhydrites.
In this article, Rock Types are determind by Electro Facies and Hydrolic Flow Units (HFU) method using the Core data, Gamma -Ray, Density and Neutron Porosity petrophysical logs of one of the Field's wells.
Rock Types determination can be a practical solution for categorizing reservoir's facies aiming assesment of reservoir rock's petrophysical properties and diffrentiating high potential producer zones from low potential ones. Hence clustering method based on Multi Resolution Graph-Based Clustering (MRGC) which is a "Non Parametric" statistical method, of umpteenth near value and graphical presentation of data, was implyed on Neutron Porosity, Density and Gamma-Ray logs to re-construct equivalent electro facies to the ones obtained from core. At the end, final clusters are formed by combining small clusters where five facies were recognized. The used method in this research eleminates the need of repeated coring and leads to a major cost and time saving. More over the Rock Types were also determind by Hydrolic Flow Units method. Hydrolic Flow Units is a method for categorizing the variety of Rocks according to their flowing properties based on geological and physical flow in pore scale. Five Rock Types were determind by this method also, which had good conformity with the ones from previous method in many locations. In some locations of course the results were not as good which could be as a result of non uniform sampling and human error.

Key words: Rock Type, Electro Facies, Hydraulic Flow Units, FZI, RQI, MRGC, Kangan Formation

Biostratigraphy and paleoecology of the Asmari Formation at Tang-e Shivi, north-west flank of Nowdan Anticline in north of Kazerun (Interior Fars) and age correlation with three another sections in Costal Fars and Izeh Zone

E. Satari*, H. Vaziri – Moghaddam, A. Seyrafian, A. Taheri

* elahehsatari1987@gmail.

Received: December 2014, Accepted: April 2014

Abstract

In this research, the Asmari Formation´s benthic foraminifera at Tang-e Shivi north-western flank of Nowdan Anticline in north of Kazerun (Interior Fars), with geographic coordinates E: 51° 44' 58" and N: 29° 47' 42", have been studied in order to introduce assemblage zones, age and paleoecology and correlate the age of the Asmari Formation with sections in Costal Fars and Izeh Zone (Firozabad, Dill, Shagabil). Its upper and lower boundaries are comfortable with Gachsaran and Pabdeh formations. Three assemblage zones at the studied section were recognized based on benthic foraminifera and biostratigraphy study. Detected biozones reflect Oligocene (Rupelian and Chattian) and Miocene (Aquitanian) age for this studied deposits with 348 meters thickness. Assemblage zone 1, with Firozabad section and assemblage zone 2 with 3 other sections and assemblage zone 3 with Dill anticline are correlatable.

Environmental parameters such as: salinity, light, nutrients, temperature and depth, have played a role concerning the distribution of foraminifera. Accordingly, the Asmari Formation deposited in a normal salinity to hyper salinity water, aphotic to euphotic and oligophy to eutrophy zones. Grain supported microfacies (O4, O5, B, L1, L2, L4, L5 and L7), support reservoir quality for the Asmari Formation in subsurface areas, next to the studies section. The carbonate grain association types of the study section are nanofer, rodalgal, foralgal and foramol.

Key words: Asmari Formation, Biostratigraphy, Paleoecology, Benthic foraminifera, Oligocene-Miocene.

Numerical modeling of folding Lali oil field Using Finite Element Method

N. Kianizadeh*, B. Zamani, A. Kadkhodaie

*Nasrin_kianizadeh@yahoo.

Received: January 2014, Accepted: April 2015

Abstract

This paper, a two-dimensional model of Lali oil field and faults of the northern and southern edges of the relations with ABAQUS software based on finite element methods. The model results from Geodynamic Geodesy area networks and the tectonic stress as a constraint problem has been logged and various field formations on the elastic properties is considered. Fault surface is covered with contact elements that have authority to slip influence and change their shape and according to this properties in surface properties can well indicate the fault. Modeling results and geological criteria (Geodesy results) were compared and good coordination is observed between the results of the validation criteria. Results with a different coefficient of friction compared to the rate of displacement of GPS stations that coordination is more pronounced in the coefficient of friction 0.02. Displacement of southern edge of the fault in both friction 0.02 and 0.1 are obtained, respectively, 6.3 and 11 mm/year. The modeling results also showed that fault at different depths has different displacements and at depths less, move more expressive. Faults north and south edges of the integration Lali anticline that the most stress have focused on their, is Stress concentration and critical fault location of the fault.

Keywords: Numerical modeling, finite element, Lali oil field, folding

Lithostratigraphy and Sedimentary Environment of the Jahrum Formation in two Anticlines of Jahrum and Tudej

R. Sadeghi, M. H. Khajooei *, M. Jokar
m.hossein.khajooei@gmail.com*

Received: July 2015, Accepted: August 2015

Abstract
In this study two stratigraphic sections named Tang-e Ab as type section and Tang-e Nimbashi analyzed in order to study lithostratigraphy and microfacies of Jahrum Formation in Fars province. Both sections, Tang-e Ab in northern flank of Jahrum Anticline (East of Jahrom) and Tang-e Nimbashi in northern flank of Tudej Anticline (West of Estahban) located in Interior Fars Sub-Zone at Zagros folded belt. Tang-e Ab section included 450 meters of conglomerate, limestone, nodular marly limestone, dolomitic limestone and dolostone with thin, medium, thick and very thick bedding and Tang-e Nimbashi section included 562 meters of limestone, marly Limestone, nodular marly limestone, dolomitic limestone and dolostone with very thin, thin, medium, thick and very thick bedding. The result of field and laboratory observations is determination of 10 lithostratigraphic unit and 10 microfacies class in Tang-e Ab and 7 lithostratigraphic unit and 11 microfacies class in Tang-e Nimbashi, in both Sections 3 sub-environments included: open marine, lagoon and peritidal and sedimentary settings corresponded on a carbonate platform of homoclinal ramp.

Keywords: Folded Zagros, Interior Fars, Jahrum Formation, Lithostratigraphy, Microfacies Class, Sedimentary environment.

ISSN 2251-8738

Iranian Journal of Petroleum Geology

Number 8, Autumn & Winter 2014

Contents

Page

Consolidation Behavior and Geotechnical Parameters of Oil Contaminated Kaolinite Clay 1
M. Zanjarani Farahani, A. Hamidi

The Study of Overburden Pressure Effect on Cementation Factor in Hydraulic Flow Units of Carbonate Rocks 16
H. Seddighi, K. Saadat, M. R. Esfahani, E. Kazemzadeh

Electro-Facies and Rock Type Comparison in the One of Gas Field's Kangan, (Iran) 28
H. Saemi, V. Tavakoli, H. Eshraghi

Biostratigraphy and paleoecology of the Asmari Formation at Tang-e Shivi, north-west flank of Nowdan Anticline in north of Kazerun (Interior Fars) and age correlation with three another sections in Costal Fars and Izeh Zone 44
E. Satari, H. Vaziri – Moghaddam, A. Seyrafian, A. Taheri

Numerical modeling of folding Lali oil field Using Finite Element Method 62
N. Kianizadeh, B. Zamani, A.Kadkhodaie

Lithostratigraphy and Sedimentary Environment of the Jahrum Formation in two Anticlines of Jahrum and Tudej 78
R. Sadeghi, M. H. Khajooei, M. Jokar

Iranian Journal of Petroleum Geology ISSN 2251-8738

Number 8, Autumn & Winter, 2014

Publisher: Iranian Society of Petroleum Geology
Editor in Charge: E. Kazemzadeh, Assistant Professor at RIPI
Editor in Chief: A. Seyrafian, Professor at University of Isfahan
Co- Editor: A. Bashari, Assistant Professor at RIPI
Executive Officer: M. Mohammadi
Internal Officer: A. Bahrami, Assistant Professor at University of Isfahan
Literary Editor: A. Bahrami, Assistant Professor at University of Isfahan

Editorial Board:

A. Bashari, Assistant Professor at RIPI
K. Seyed Emami, Professor at University of Tehran
A. Seyrafian, Professor at University of Isfahan
M. R. Rezaei, Professor at Curtin University, Australia
I. Abdollahi fard, NIOC, Exploration Department
E. Kazemzadeh, Assistant Professor at RIPI
.R. Kamali, Associate Professor at RIPI
R. Mosavi Harami, Professor at Ferdowsi University of Mashhad
A. Vatani, Associate Professor at Institute of Petroleum, University of Tehran

Referees:
M. Ahmadi
M. Torabi Azad
AH. Jalilian
F. Khoshbakht
A. Rahmani
AK. Rahimi Bahar
M. Soleimani
H. Soltanian
AR. Shakeri
A. Safari
A. Ghabishavi
M. Mokhtari
SA. Moallemi
B. Movahed
AR. Nadimi

Address:

Unit 4, No 7, 9th Alley, South Abozar St, Khajeh Abd... St, Dr. Shariati Ave., Tehran

P. O. Box: 16315-499
Postal Code: 1661634155
Tel: (+98 21) 22856408
Fax: (+98 21) 22856407
Website: www.ispg.ir