



مجموعه مقالات بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و

یازدهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور

تدوین مجوعه مقالات: دکتر روح اله ندری، دکتر سید جواد مقدسی

طراح جلد : دکتر روح اله ندری

انتشار : به صورت الکترونیک – دانشگاه پیام نور

تاریخ انتشار: **آبان ماه ۱۳۹۷**

نشانی دبیرخانه: قم، بلوار عمار یاسر، دانشگاه پیام نور مرکز قم

نشانى الكترونيك: http://conference.pnu.ac.ir/qom-Geology/default.aspx

مسئوليت كليه مطالب علمي مقالهها، بر عهده نويسندگان ميباشد.

مقدمه

تولید دانش در سالهای آغازین قرن بیست و یکم رشدی شتابان داشته است و کشور عزیز ما ایران نیز از این امر مستثناء نبوده است. در این میان توجه به علوم زمین با توجه به نیازهای متنوع جوامع بشری به انرژی، آب و منابع معدنی و همچنین مخاطرات گوناگون زیست محیطی بیش از پیش نمایان شده است. بدین ترتیب رشته های مختلف زمین شناسی توسعه و شاخه های میان رشته ای مانند زمین شناسی پزشکی، زمین شناسی شهری، زمین شناسی زیست محیطی، زمین شناسی نظامی و نظایر آن معرفی و به خوبی رشد کرده اند.

اگرچه دانشگاهها و موسسات آموزش عالی کشور نقش کلیدی و اصلی در توسعه علوم ایفا میکنند، ولی انجمنهای علمی نیز توانستهاند با گرد هم آوردن پژوهشگران، اساتید، دانشجویان و سایر علاقمندان، به کمک دانشگاهها شتافته و نقش مهمی در پیشرفت و توسعه علوم ایفا نمایند. در همین راستا انجمن زمین شناسی ایران نیز توانسته است با برگزاری همایشهای تخصصی پرمخاطب به میزبانی دانشگاههای بزرگ کشور، نقشی ارزشمند در ارائه دستاوردهای پژوهشی تولید شده در دانشگاههای و شوی و محین راستا انجمن زمین شناسی ایران نیز توانسته است با برگزاری همایشهای تخصصی پرمخاطب به میزبانی دانشگاههای بزرگ کشور، نقشی ارزشمند در ارائه دستاوردهای پژوهشی تولید شده در دانشگاههای میزین صنعت ایفا کند.

با توجه به توسعه و رشد قابل توجه دانشگاه پیام نور در سالهای اخیر و ظرفیتهای آموزشی و پژوهشی ایجاد شده در حوزه علوم زمین در آن دانشگاه و بر اساس توافق صورت گرفته فیمابین انجمن زمین شناسی ایران و گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، بیست و یکمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور به صورت مشترک با میزبانی دانشگاه پیام نور استان قم برگزار گردید. این همایش که با استقبال خوب پژوهشگران و صاحبنظران علوم زمین برگزار شد، فرصتی بود تا آخرین یافتههای حوزه علوم زمین ارائه و در معرض نقد و مباحثه قرار گیرد.

ضمن تشکر از کلیه پژوهشگرانی که آخرین یافتههای پژوهشی خود را بصورت مقاله به دبیرخانه همایش ارسال نمودند، سعی شد این مجموعه با سرعت و در اندک زمان باقیمانده تا تاریخ برگزاری همایش آماده و در اختیار عزیزان حاضر در همایش قرار گیرد. مجموعه مقالات در ۱۰ جلد و عنوان بر مبنای عناوین در ج شده در سامانه همایش و بر حسب حروف الفبای فارسی نام نویسنده اول مقاله تنظیم گردیده است.

لازم به ذکر است که بر اساس رویهی موجود در برگزاری همایشهای علمی، دبیرخانه همایش هیچگونه دخل و تصرفی در محتوای علمی مقالات ننموده است و صرفاً در مواردی که نویسنده (نویسندگان) الگوی مورد درخواست را رعایت ننموده بودند، نسبت به ویرایش جزیی مقالات اقدام نمود. در صورتی که در برخی صفحات ناهماهنگی و یا به هم ریختگی ملاحظه می شود، به دلیل عدم ارسال مقاله با الگوی درخواستی توسط نویسندگان بوده است که با توجه به فرصت کم، امکان تنظیم دوباره نبوده است. از زحمات بی دریخ اعضای محترم کمیته علمی و داوران که از دانشگاههای مختلف کشور و همچنین بخش صنعت این مهم را برعهده داشتند تشکر و قدردانی می شود.

این همایش با تلاش و کوشش خستگی ناپذیر جمع زیادی از همکاران علمی، اداری و دانشجویان دانشگاه پیام نور به بار نشست که لازم است بدین وسیله از ایشان تشکر و قدردانی شود. آقای دکتر محمدعلی حسینی ریاست دانشگاه پیام نور استان قم، آقای دکتر روح اله ندری دبیر اجرایی، مدیران ستادی و اجرایی دانشگاه پیام نور استان قم و دانشجویان پرتلاش رشته زمین شناسی دانشگاه پیام نور استان قم که امور مربوط به برگزاری همایش را به طور خستگی ناپذیر و شبانه روزی به سرانجام رساندند که بدین وسیله از تلاش ایشان صمیمانه تشکر و قدردانی می شود.

در پایان ضمن تشکر از همه پژوهشگران و صاحبنظران حوزه علوم زمین کشور، امیدواریم این همایش توانسته باشد نقشی مهم و موثر در پیشبرد علوم زمین در کشور داشته باشد.

دکتر سید جواد مقدسی: دبیر علمی همایش دکتر منصور قربانی: رئیس انجمن زمینشناسی ایران آبان ماه ۱۳۹۷

<u>برگزار کنندگان</u>

دانشگاه پيام نور

انجمن زمين شناسي ايران

حمایت کنندگان

آقای دکتر کریمی – معاونت فناوری و پژوهشی دانشگاه پیام نور آقای دکتر علیزاده – معاونت اداری مالی و عمرانی دانشگاه پیام نور خانم دکتر لک – سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور آقای دکتر دهقانی – پایگاه استنادی علوم جهان اسلام(ISC) آقای دکتر صالحی – مرکز منطقه ای اطلاع رسانی علوم و فناوری آقای دکتر حسینی – دانشگاه پیام نور استان قم آقای دکتر محمدرضایی – بنیاد ملی نخبگان استان قم آقای دکتر خطیب – انجمن زمین ساخت و زمین شناسی ساختاری ایران آقای مهندسی سید حسینی –سازمان نظام مهندسی معدن استان قم آقاي دكتر بشري – انجمن زمين شناسي نفت ايران آقای دکتر قربانی – مرکز پژوهشی زمین شناسی پارس آرینزمین شركت مطالعات مواد معدني زرآزما پایگاه اطلاعاتی مرجع دانش(CIVILICA) شركت ژئوديوار آقاي مهندس رضا صديق

کمیته اجرایی بیست و یکمین همایش انجمنزمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمینشناسی دانشگاه پیام نور

دکتر منصور قربانی	خانم معصومه رضايي
دکتر سید جواد مقدسی	خانم ريحانه افخمي
دکتر روح اله ندری	خانم نجمه ذاكري
دکتر محمد علی حسینی	آقاي ابوالفضل صفري
آقاي على مصطفوي	خانم افسانه قنبريان
آقای حسن پاکدامن	خانم زهرا رباط جزي
آقای حسن بیطرفان	خانم سمانه رجاقمي
آقای علی کریمی	خانم نفیسه شیعه مرتضی
آقای محمد نیک نام	خانم فاطمه پژمان
آقاي داود غلامي	خانم فائزه سلمان
آقای مجید اسدی	خانم عظيمه برقي
خانم اسرا محتشمي راد	خانم سمانه سادات مجتوبي
خانم لیلا میرزایی مقدم	آقاي ابراهيم قنبري
خانم فاطمه گلاب عين آبادي	اقای محمد حسن شهبازی
خانم فرزانه احمدي	آقای سید محمدجواد شهابی
خانم عطيه خراساني	آقای سید محمد قدمگاهی
خانم رقیه قربانی	آقای سید حسن حسینی
خانم مبينا رحيمي	آقای سید صمد مشعشعی





کمیته علمی بیست و یکمین همایش انجمنزمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمینشناسی دانشگاه پیام نور

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

آقای دکتر محمد حسین آدابی	خانم دکتر مهناز سادات امیر شاه کرمی
آقاي دکتر مهران آرين	آقای دکتر سید احمد بابازاده
آقای دکتر محمد آریامنش	خانم دکتر لی لی ایزدی کیان
آقای دکتر اصغر آزادی	آقای دکتر مهدی بادپا
آقای دکتر مهراج آقازاده	آقاي دکتر حسن برزگر
خانم دکتر فريماه آيتي	خانم دكتر صديقه بطالبلويي
خانم دکتر مريم آهنکوب	آقای دکتر علی اکبر بهاری فر
آقای دکتر امیر اثنی عشری	خانم دکتر مهناز پروانه نژاد شیرازی
آقای دکتر ناصر ارزانی	آقاي دکتر حميدرضا پيروان
آقاي دکتر علي اروميه اي	خانم دکتر فتانه تقی زاده فرهمند
آقاي دکتر وحيد احدنژاد	آقاي دکتر وحيد توکلي
آقاي دكتر جمشيد احمديان	خانم دکتر سیده سمیه تیموری
آقاي دکتر فرهاد احيا	آقای دکتر علی اصغر ثیاب قدسی
خانم دکتر زهرا اعلمي نيا	آقای دکتر حسین جلالی
آقاي دکتر پيمان افضل	آقای دکتر علی حسین جلیلیان
آقاي دکتر علي امام علي پور	خانم دکتر محبوبه جمشیدی بدر



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



خانم دکتر گلناز جوزانی کهن	آقای دکتر حجت الله رنجبر
آقای دکتر ناصر حافظی مقدس	آقاي دكتر محسن رنجبران
آقاي دکتر بهزاد حاج عليلو	آقاي دكتر سيد ناصر رئيس السادات
خانم دکتر شهره حسن پور	آقای دکتر عزت الله رئیسی
آقای دکتر ماشااله خامه چیان	آقای دکتر مهدی زارع
آقاي دكتر سعيد خدابخش	آقاي دکتر عليرضا زراسوندي
آقای دکتر محمد خلج	آقای دکتر رامین ساریخانی
آقای دکتر محمد مهدی خطیب	آقای دکتر عادل ساکی
آقای مهندس حسین داداشی آرانی	آقای دکتر علی اصغر سپاهی
خانم دکتر لي لي دانشور صائين	آقاي دکتر سيروس شاکري
آقاي دكتر جهانبخش دانشيان	آقاي دکتر جعفر شريفي
آقاي دکتر عليرضا داوديان دهکردي	آقای دکتر شهرام شریعتی
خانم دکتر زینب داوودی	آقای دکتر غلامرضا شعاعی
آقای دکتر محمد علی رجب زاده	آقاي دکتر رحيم شعبانيان
آقاي دکتر پيمان رجبي	آقای دکتر بهنام شفیعی
آقای دکتر نعمت الله رشید نژاد عمران	آقای دکتر جعفر شریفی
آقاي دکتر خليل رضايي	آقاي دکتر شهريار صادقي
آقاي دکتر بهروز رفيعي	آقای دکتر مهدی صفری





آقاي دكتر ابراهيم طالع فاضل	آقای دکتر محمد کشاورز بخشایش
آقاي دكتر محمد فداييان	خانم دکتر زهرا کی همایون
آقای دکتر نصرالله عباسی	آقاي دکتر اسد الله محبوبي
خانم دكتر كيميا سادات عجائبي	خانم دکتر مهین محمدی
آقای دکتر سعید علیرضایی	آقای دکتر سید داوود محمدی
آقای دکتر حسن علیزاده	آقای دکتر علی اصغر مختاری
آقای دکتر پرویز غضنفری	آقاي دکتر سروش مدبري
آقای دکتر مرتضی فلاح پور طزنجی	آقاي دکتر فريد مر
آقای دکتر عباس قادری	آقای دکتر مسعود مرسلی
آقای دکتر مجید قادری	آقای دکتر فریبرز مسعودی
آقای دکتر حبیب الله قاسمی	آقای دکتر علیرضا مظلومی
آقای دکتر ابراهیم قاسمی نژاد	آقای دکتر سید علی مظهری
آقاي دكتر جواد قانعي اردكاني	آقاي دکتر محمد معاني جو
آقای دکتر فریدون قدیمی	آقای دکتر سعید معدنی پور
آقای دکتر منصور قربانی	آقاي دکتر سيد جواد مقدسي
آقاي دكتر جليل قلمقاش	آقاي دکتر همايون مقيمي
آقای دکتر محمد رضا کبریایی زاده	خانم دکتر آزاده ملک زاده شفارودی
آقای دکتر جلال کرمی	آقای دکتر محسن موذن

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

آقاي دكتر محمد يزدى

آقاي دكتر على يساقى

آقاي دکتر هادي پگانه فر



- آقای دکتر سید رضا موسوی حرمی
 - آقاي دکتر فردين موسيوند
 - آقاي دكتر سيد رضا مهرنيا
 - آقای دکتر حسن میرنژاد
 - آقاي دكتر حميد رضا ناصري
 - آقاي دكتر تقى نبئى
 - آقای دکتر علیرضا نجف زاده
 - آقاي دكتر بهرام نجفيان
 - آقاي دكتر محمد نخعي
 - خانم دکتر مهناز ندایی
 - آقاي دکتر روح اله ندري
 - آقاي دكتر محمدرضا نيكودل
 - آقاي دكتر رضا نوزعيم
- سركار خانم دكتر فاطمه واعظ جوادي
 - آقاي دكتر محمد وحيدي نيا
 - آقای دکتر م*هد*ی هاشمی
 - آقاي دكتر حميد هراتي
 - آقاي دكتر عبدالرحيم هوشمند زاده



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



برخاستگاه میان لایه های ماسه سنگی سازند سیبزار (دونین میانی) در شرق نیشابور: بر اساس شواهد پتروگرافی

\$\$\$\$

ابوالفضل جمشیدی پور'، محمد خانه باد'، سید رضا موسوی حرمی'، اسداله محبوبی ۲

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه فردوسی مشهد abolfazljamshidipour1994@gmail.com ^۲عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد mkhanehbad@um.ac.ir ^۳عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد ^۴عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد ^۴عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

~~~~~

چکیدہ:

سازند سیبزار (دونین میانی) در ۳۰ کیلومتری شهر نیشابور متشکل از دولستون با میان لایه های ماسه سنگی پایینی، سیل بازالتی میانی و دولستون تا دولستون های آهکی بالایی با ضخامت ۳۳۴ متر تشکیل شده است. میان لایه های ماسه سنگی این سازند دارای کوارتز های ریزدانه تا بعضا متوسط دانه، فلدسپات و خرده سنگ هستند. با توجه به داده های حاصل از پتروگرافی و پلات آن ها بر نمودار طبقه بندی سنگ های رسوبی (QFRF) و نمودارهای برخاستگاه (QTFL و QTFL)، ماسه سنگ های سازند سیبزار اکثرا از نوع کوارتز آرنایت و در بعضی از نمونه ها ساب آرکوز، لیت آرنایت بوده و دارای برخاستگاه داخل کراتونی (بلوک قاره ای)، سنگ منشاء با دگرگونی درجه پایین و در شرایط آب و هوای قدیمه مرطوب تشکیل شده اند.

کلید واژه ها: ماسه سنگ، برخاستگاه، سازند سیبزار، نیشابور

Provenance of sandstone intercalations of Sibzar Formation (Middle Devonian) in east of Neyshabur: Based on petrographic evidences

Abolfazl Jamshidipour^{1*}, Mohammad Khanehbad¹, Sayyed Reza Moussavi-Harami¹, Asadollah Mahboubi¹

1 Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran * abolfazljamshidipour1994@gmail.com





Abstract:

The Sibzar Formation (Middle Devonian) is located in the 30 Km of east of Neyshabur city and it composed of lower dolostone and intercalations of sandstone, middle basaltic sill and upper dolostone to limy dolostone, with a thickness of 334 m. The sandstone intercalations of this Formation have the fine to sometimes medium-grained quartz, feldspar, rock fragment. According to the data obtained from petrography studies and plot them on the sedimentary rocks classification diagram (QFRF) and provenance diagrams (QtFL and QmFLt), sandstones of Sibzar Formation were mostly quartzarenite and in some samples subarkose, litharenite, and have a craton interior (continental block) provenance and source rock plutonic rock under the influence of humid paleoclimate.

Keywords: sandstone, provenance, Sibzar Formation, Neyshabur

\$\$\$\$

مقدمه:

ماسه سنگ ها اطلاعات با ارزشی در مورد سنگ منشاء و جایگاه تکتونیکی قدیمه ارائه می دهند (Rieser et al., 2005). ترکیب سنگ شناسی این دسته از سنگ ها تحت تاثیر عواملی چون حمل و نقل، دیاژنز، درجه هوازدگی و اختصاصات سنگ منشاء است (Dickinson, 1993). در هر برخاستگاه ماسه سنگ هایی با ترکیب متفاوت حاصل می شود(Dickinson, 1985). از جمله روش های متداول پتروگرافی، می توان به مطالعات میکروسکوپی دقیق بر روی منشاء دانه های کوارتز (Dickinson, 1985) ، انواع فلدسپار (Pittman, 1970) ، خرده سنگ ها (به بررسی روی منشاء دانه های کوارتز (Morton, 1975) ، انواع فلدسپار (Pittman, 1970) ، خرده سنگ ها (به بروگرافی، به بررسی روی منشاء دانه های سنگین (Morton, 1985) اشاره نمود. در این مطالعه با استفاده شواهد حاصل از پتروگرافی، به بررسی برخاستگاه میان لایه های ماسه سنگی سازند سیبزار در برش خرو در ۳۰ کیلومتری شرقی شهر نیشابور پرداخته شده است. ضخامت این سازند در این برش ۳۳۴ متر بوده و متشکل از دولستون با میان لایه های ماسه سنگی پایینی، سیل بازالتی میانی و دولستون تا دولستون های آهکی بالایی می باشد.



شکل ۱) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از پورلطیفی، ۱۳۸۰ با تغییرات از رحیمی و قائمی ۱۳۹۳). ♦♦♦♦♦♦



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



روش تحقيق:

در این پژوهش ۲۰ نمونه ماسه سنگی مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفت، آنالیز مدال برای هر نمونه به روش گزی– دیکینسون (Dickinson, 1970; Gazzi,1966) صورت گرفته و در هر نمونه بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ دانه مورد شمارش قرار گرفت. ♦♦♦♦♦♦

بحث:

لايه هاي ماسه سنگي مورد مطالعه عمدتا دانه ريز و به ندرت دانه متوسط مي باشد، اغلب از جورشدگي خوبي برخوردار هستند، اغلب دانه ها زوایه دار تا نیمه گرد شده هستند. از نظر بلوغ بافتی بدلیل وجود ماتریکس رسی فراوان در بعضی از نمونه ها به صورت ایمچور هستند هر چند که این حاصل تغییرات انرژی محیطی بوده و به صورت بر گشتگی بافتی رخ داده است و در سایر نمونه ها به صورت مچور هستند. از نظر بلوغ کانی شناسی نیز اکثرا در مرحله سوپر مچور هستند.کوارتز به عنوان عمده ترین دانه موجود در ماسه سنگ های سازند سیبزار بطور متوسط ۸۰ درصد از کل دانه ها را شامل می شود که عمدتا از نوع مونو کریستالین(شکل پ-۲) و خیلی کم به صورت پلی کریستالین (شکل ج-۲) است. کوارتزهای مونو کریستالین اغلب دارای خاموشی مستقیم می باشد. اندازه دانه های کوارتز بین ۸۰ تا ۲۰۰ میکرون می باشد. نسبت بالای دانه های کوارتز مونو کریستالین به پلی کریستالین می تواند مربوط به حمل و نقل طولانی و انرژی بالا از ناحیه منشاء اشاره کند(Dabbagh and Rogers, 1983). دانه های کوارتز پلی کریستالین در ماسه سنگ ها حاصل تجمع دو یا چند بلور کوارتز مونو کرسیتالین هستند (Boggs, 2009). فلدسیات ها به عنوان دومین دانه فراون در ماسه سنگ های سازند سیبزار بطور متوسط دارای ۸ درصد فراوانی و در اندازه ی ۱۲۰ میکرون هستند، اکثر فلدسیات های موجود در ماسه سنگ های سازند سيبزار شامل پلاژيو كلاز (شكل پ-۲)، فلدسپات پتاسيم دار (شكل پ-۲) و ميكرو كلين مي باشد. كم بودن فراواني می تواند در اثر بالا بودن رطوبت در محیط یا حمل و نقل مکانیکی بوده باشد. خرده سنگ های موجود در این ماسه سنگ ها بسیار کم بوده بطوریکه شامل ۴ درصد از کل دانه ها می شود و شامل خرده های آهکی (دولومیتی)(شکل ث-۲) و چرت (شکل ت-۲) هستند. بنظر می رسد با توجه به اختصاصات بلوری (نظیر بافت و اندازه) بایستی منشاء خرده سنگ های دولومیتی در ماسه سنگ ها، دولومیت های خود سازند سیبزار بوده باشد. کانی های فرعی بسیار کم بوده و ۳ درصد از كل نمونه ها را شامل مي شود و شامل پيريت (شكل الف-٢)، هماتيت (شكل الف-٢)، ميكا(مسكوويت) (شكل خ و ح وب-۲) می باشد و کانی های سنگین کم تر از ۰٫۱ درصد از کل دانه ها است و شامل تورمالین (شکل ب-۲) و زیرکان (شکل ب-۲) هستند.

بر اساس طبقه بندی ماسه سنگ ها (Folk, 1980)، که بر مبنای فراوانی ذرات کوارتز، خرده سنگ و فلدسپات می باشد. با توجه به اطلاعات حاصل از آنالیز مدال ماسه سنگ ها، اکثرا ماسه سنگ ها بدلیل فراوانی بسیار بالای کوارتز از نوع کوارتز آرنایت هستند، اما در نمونه هایی که میزان فلدسپات در آن ها قدری بالاتر بوده است نمونه ها در محدوده سنگ های



ساب آرکوز جای گرفته اند. در دو نمونه به دلیل وجود مقادیر بسیار بالای خرده سنگ ها چرتی و دولومیتی نمونه ها در محدوده سنگ های لیت آرنایت قرار گرفتند(شکل ۳).



شکل۲) تصاویر مقاطع میکروسکوپی : Qm: کوارتز مونو کریستالین، Qp: کوارتز پلی کریستالین، Mega Qz: مگا کوارتز، K: فلدسپات پتاسیم دار، Plag: پلاژیو کلاز، Cht: چرت، Ls: خرده سنگ رسوبی، Ms: مسکوویت، Bent Mi: میکای خمیده، Py: پیریت، Hem: هماتیت، Zr: زیر کان، Tu:تورمالین، الف: کوارتز آرنایت، ب،پ،ح: ساب آر کوز، ت و ث: لیت آرنایت (مقیاس خطی برابر با میکرون است).





شکل۳) نمودار طبقه بندی ماسه سنگ ها (Folk, 1974).

برخاستگاه (Provinance) برخاستگاه

سنگ های رسوبی تخریبی بر مبنای در صد فراوانی اجزائشان می توانند نشانگر نوع محیط قدیمه و حتی جایگاه ژئودینامیکی قدیمه خود باشند (Rieser et al., 2005). در سنگ شناسی رسوبی اصطلاح برخاستگاه (Provinance) در بردارنده همه عوامل مرتبط از جمله ترکیب سنگ منشاء، فیزیو گرافی و آب و هوای قدیمه می باشند که هدف از این مطالعات بازسازی و تفسیر تاریخچه سنگ ها از ابتدای فرسایش تا تدفین نهایی می باشد (Weltje and روسی جایگاه زمین ساختی، سنگ منشاء و آب و هوای قدیمه پرداخته شد.

۱- جایگاه زمین ساختی (Tectonic Setting):

جایگاه زمین ساختی به عنوان یک پارامتر بسیار مهم، در مطالعات برخاستگاه از فراوانی برخوردار است. در مطالعات بر خاستگاه ذراتی چون انواع کوارتز (مونو کریستالین، پلی کریستالین)، فلدسپات ها، خرده سنگ ها نقش اصلی را برخوردار هستند. به همین منظور، با استفاده از داده های پترو گرافی و نمودارهای QtFL (Dickinson et al., 1983) (شکل ب-۵) و QmFLT (Dickinson and suczek, 1979) (شکل الف-۵) ، به بررسی جایگاه زمین ساختی ماسه سنگ های سازند سیبزار پرداخته شد، که بر این اساس این ماسه سنگ ها دارای جایگاه زمین ساختی در داخل کراتون (بلوک قاره ای) بوده اند. همچنین حضور کانی های سنگین مثل تورمالین و زیرکان با گردشدگی زیاد و همین طور فراوانی کوارتز های مونو کریستالین و فقدان و یا درصد ناچیز از خرده سنگ ها از نشانه های جایگاه های زمین ساختی تکتونیکی بلوک های قاره ای (کاره ای کاره ای درصد ناچیز از خرده سنگ ها از نشانه های جایگاه های زمین ساختی



۲– سنگ منشاء (Source Rock):

براساس مطالعات پترو گرافی و با توجه به فراوانی دانه های کوارتز در نمونه های ماسه سنگی مورد مطالعه این دانه ها به عنوان شواهدی از سنگ منشاء مورد توجه قرار قرار گرفته است (Young, 1976)، به همین منظور با استفاده از نمودار (Basu et al., 1975) و داده های پترو گرافی نظیر، کوارتزهای با ۲ و ۳ بلور و بیش از ۳ بلور و همین طور نسبت خاموشی موجی و مستقیم به مطالعه دانه های کوارتز پرداخته شده است، که در نهایت پلات این داده ها به ما در تفسیر و بازسازی های سنگ منشاء کمک نموده است. با توجه به این که اکثرا خاموشی دانه های کوارتز در ماسه سنگ ها از نوع خاموشی مستقیم بوده است، پلات دادها نمایانگر منشاء پلوتونیکی برای ماسه سنگ ها سازند سیبزار بود (شکل ج-۵). مهمچنین به منظور تاثیر آب و هوای قدیمه به عنوان یک پارامتر بسیار مهم بر ترکیب ماسه سنگ ها در حین تشکیل، که می تواند بر فراوانی دانه هایی چون فلدسپات تاثیرگذار باشد. با استفاده از داده های حاصل از پترو گرافی بر نمودار تواند بر فراوانی دانه هایی چون فلدسپات تاثیرگذار باشد. با استفاده از داده های ماسه سنگ های در حین تشکیل، که می تواند بر فراوانی دانه هایی چون فلدسپات تاثیرگذار باشد. با استفاده از داده های حاصل از پترو گرافی بر نمودار تواند بر فراوانی دانه هایی چون فلدسپات تاثیرگذار باشد. با استفاده از داده های ماسه سنگ های سازند سیبزار ترد تواند بر فراوانی دانه هایی چون فلدسپات تاثیرگذار باشد. با استفاده از داده های حاصل از پترو گرافی بر نمودار



Suttner)، ب) نمودار (Dickinson and Suczek, 1979) QmFLt)، ب) نمودار (Dickinson et al., 1983) QtFL)، ج) نمودار (Basu et al., 1975)، ب) نمودار (et al., 1981)

\$\$\$\$





نتیجه گیری:

مطالعات پترو گرافی میان لایه های ماسه سنگی سازند سیبزار نشان می دهد که فراوان ترین دانه موجود کوارتز های مونو کریستالین با خاموشی مستقیم است، که بعد از آن ها با نسبت های خیلی کمتر کوارتز های پلی کریستالین، فلدسپات، خرده سنگ های رسوبی فراوان می باشند. از نظر طبقه بندی سنگ ها رسوبی بر مبنای پترو گرافی، بطور غالب این ماسه سنگ ها از کوارتز آرنایت و ساب آر کوز و به صورت کم تر لیت آرنایت هستند. از نظر مطالعات برخاستگاه ماسه سنگ های سازند سیبزار دارای جایگاه زمین ساختی داخل کراتونی واقع در بلوک قاره ای به دلیل فراوان ذرات کوارتز بوده، که با توجه به خاموشی مستقیم دانه های کوارتز سنگ های پلوتونیکی منشاء آن ها بوده است. با توجه به داده های پترو گرافی این ماسه سنگ ها تحت تاثیر جریانات مرطوب بوده اند.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

\$\$\$\$

منابع فارسی:

پور لطیفی، ع.، (۱۳۸۰)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ طرقبه"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور رحیمی، ب.، قائمی، ف.، (۱۳۹۳)، "رسوب گذاری در ارتباط با راندگیها در کوه بینالود"، نشریه علمی-پژوهشی رخساره های رسوبی، ۷(۲)، (۲۱۸–۲۳۷)

\$\$\$\$\$

References:

Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., Jame, W.C., Mack, G.H., 1975. "*Re-evaluation of the use of undulatory extinction and poly crystallinity in detrital quartz for provenance interpretation*", Journal of Sedimentary Petrology, 45, p. 873-883. Boggs, S., 2009. "*Petrology of sedimentary rock*", Cambridge University Press, New York, p. 600.

Dabbagh, M.E., Rogers, J.J., 1983. "Depositional environments and tectonic significance of the Wajid Sandstone of southern Saudi Arabia", Journal of African Earth Sciences, 1, p. 47–57.

Dickinson, W.R., 1970. "Interpreting detrital modes of greywacke and arkose", Journal of Sedimentary Petrology, 40, p. 695–707.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec J.L., Ferguson, R.C., Inman K.P., 1983. "*Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*", Geological Society of America Bulletin, 94, p. 222–35. Dickinson, W.R., 1985. "*Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstone*". In: Zuff, G. G. (Ed.), Provenance of Arenites, Reidel Publishing Company, 407, p.333-363.

Dickinson, W.R., Suczek, C., 1979. "Plate tectonic and sandstone composition", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, p. 2164-2182.

Folk, R.L., 1980. "Petrology of sedimentary rocks", Hemphill, Austin Co., Texas, p.182.

Gazzi, P., 1966. "Le arenariedelflyschsopracretaceodell'Appenninomodenese; correlazioni con ilflysch di Monghidoro". In: Dickinson, W.R., Beard L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec J.L., Ferguson, R.C. and Inman K.P. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 94, p. 222–35. McBride, E.F., 1985. "Diagenetic processes that affect provenance determination in sandstone", In Zuffa, G. G. (Ed.).Provenance in Arenites. Reidel Publishing Company, 407, p. 95-113.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. "Geochemical approaches to sedimentation", provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J. and Basu, A., Editors, 1993. Geological Society of America, Special Papers 285, p. 21–40



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Morton, A.C., 1985. "*Heavy minerals in provenance studies*", In: Zuffa, G. G. (Ed.). Provenance of Arenite, Reidel, Dordrecht, p. 249-277.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. "Sand and Sandstone", Springer-Verlag, New York, p. 553.

Pittman, E.D., 1970. "Plagioclase as an indicator of provenance in sedimentary rocks", Journal of Sedimentary Petrology, 40, p. 591–598.

Rieser, A.B., Neubauer, F., Liu, Y., Ge, X., 2005. "Sandstone provenance of north-western sectors of the intracontinental Cenozoic Qaidam basin, western China", Tectonic vs. climatic control, Sedimentary Geology, 177, p.1–18.

Suttner, L.J., Basu, A., Mack G.H., 1981. "Climate and the origin of quartz arenites", Journal of Sedimentary Petrology 51, p.1235-1246.

Weltje, G.J., von Eynatten, H., 2004. "Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook", Sedimentary Geology 171, p. 1-11.

Young, S.W., 1976. "Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks", Journal of Sedimentary Petrology, 46, p. 595–603.





بررسی شرایط رسوب نهشتههای برش ده بازرگان در سازند بادامو ◊◊◊◊◊◊◊

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

مرضیه صابری گوکی^{۱**}، منصور قربانی^۲، محمدجواد حسنی^۳، پیمان رضائی^۴ ۱- فارغالتحصیل کارشناسیارشد دانشگاه هرمزگان، mmghorbanii@yahoo.com ۲- هیات علمی دانشگاه هرمزگان، mjhk152@yahoo.com ۳- هیات علمی دانشگاه هرمزگان، peiman_rezaie@yahoo.com

چکیدہ :

در نقاط بسیاری از ایران مرکزی، همانند البرز، در اواخر لیاس– اوایل دوگر، با پیشروی دریا، محیطهای رسوبی دریایی حاکم شده است در ناحیهی کرمان، به نهشتههای کربناتی این دریای پیشرونده، "سازند بادامو" نام داده شده که به طور عمده، سنگ آهکهای خاکستری تیره، ماسهای، االیتی است. در این پژوهش پس از بررسیهای صحرایی، از نمونههای برداشت شده سازند بادامو در برش ده بازرگان، ۵۴ عدد مقطع نازک تهیه گردید. کلیه این مقاطع در آزمایشگاه از جنبه ویژگیهای رسوبی و مشخصههای بافتی مطالعه گردیدند و سنگهای آهکی و ماسهسنگها نامگذاری شده و عکس-برداری از مقاطع نیز در جهات مختلف انجام شد. در نهایت ریز رخسارههای مربوط به هر نمونه شناسایی گردیدهاند. سیس با توجه به خصوصیات هر ریزرخساره و انواع اجزاء موجود در آنان، ریزرخسارههای شناسایی شده در هر برش در قالب کمربندهای رخسارهای معرفی شدهاند. نتایج نشان داد که در نواحی شمالی سازند بادامو (برش ده بازرگان) منجر به شناسایی مجموعه رخساره های آواری (DT) و مجموعه رخساره های کربناته (DC) گردیده است که در محیط های مختلف دریایی نهشته شدهاند. مجموعه رخسارههای آواری شامل سنگ رخسارههای (DTA1-DTA3) میباشند که معرف محیط پهنه بالای جزر و مدی (سوپراتایدال) هستند و مجموعه رخسارههای کربناته شامل ریزرخسارههای (DCA1-DCA3) که معرف پهنهی بین جزر و مدی (اینترتایدال) و ریزرخسارههای (DCB1-DCB5) معرف محیط لاگونی و ریزرخسارههای (DCC1-DCC3) معرف محیط یشت سدی و ریزرخسارههای (DCD1-DCD2) معرف محیط سدی می باشند که این ریزرخسارهها احتمالا قبل از تشکیل سد کربناته، در زمان پیشروی دریای بادامو نهشته شدهاند. بطور کلی بررسی مجموعه-های رخسارهای سازند بادامو در برش ده بازرگان نشان میدهند که در این برش سازند بادامو در یک سکوی کربناته از نوع رمپ پر شیب رسوبگذاری شده است.

کلید واژه ها: رخساره، ریزرخساره، سازند بادامو، رسوب.



Study of Depositing Conditions of Deh Bazargan Brokers in Badamo Formation Marzieh saberi Goki,Graduate, Master of Hormozgan University Mansour Ghorbani, Faculty of Hormozgan University Mohammad Javad hassani,Faculty of Hormozgan University Peyman Rezaei, Faculty Member of Hormozgan University

Abstract:

In many parts of central Iran, like the Alborz, in the late Lys-early Dugar, sea-sedimentary environments have been dominated by the sea. In the Kerman region, the carbonate deposits of this progressive sea are called "Badamo Formation", which is mainly dark gray limestone, sandy, elyite. In this research, after field surveys, 54 Samples of Bamamo Formation were prepared in a section of Deh Bazargan, 54 thin sections. All of these sections were studied in the laboratory in terms of sediment characteristics and tissue characteristics And calcareous stones and sandstones And the shooting of the sections was done in different directions. Finally, the microscopes of each sample have been identified. Then, according to the characteristics of each microscope and the various components in them, the microfacies identified in each section are presented in the form of facies belts. The results showed that in the northern parts of the Badamo Formation, the demolitic decay (DT) and a series of carbonate facies (DC) have been identified in various marine environments. The clay facies complex consists of facies rocks (DTA1-DTA3) that represent the high tidal zone (supraadiyal) And a series of carbonate facies including DCA1-DCA3 microelectronics, representing the intertidal zone and DCB1-DCB5 micrographs representing the lagoon environment and microcosm (DCC1-DCC3) representing the back of the barrier and the microstructures (DCD1-DCD2) represent a barrier environment These microscopic deposits were probably deposited before the formation of the Cambodian dam during the advance of the Bammu Sea. In general, the study of facade complexes of Badamo Formation is presented in the section of Bazargan In this section, the Badamo Formation is deposited on a carbonated platform with a sloped ramp.

Keywords : Facies, Petite, Badamo Formation, Sediment.

\$\$\$\$

مقدمه:

در مناطقی که رخساره ی بادامو آهکی است، شناسایی مرز زیرین و بالایی آن بسیار ساده است، ولی در نقاطی که تناوب های شیلی– ماسه سنگی این سازند زیاد است، مرزهای زیرین و بالایی سازند بادامو گویا نیست. از نگاه دیرینه شناسی، سیدامامی (۱۹۷۱) آغاز سازند بادامو با پیدایش آمونیتهای نوع Grammoceratoids (توآرسین پسین) و انتهای آن را با لایههای دارای آمونیتهای Stephaniceratoids (باژوسین میانی) میداند. سنگوارههای جانوری سازند بادامو آشکارا نشانگر آن است که این سازند دریایی است. درصد بالای ماسه، برخی لایههای کنگلومرایی و لایه بندی چلیپایی نشانهی محیط های رسوبی نزدیک به ساحل است. اثولیتهای فراوان به تحرک و انرژی زیاد حوضه اشاره دارند و سرانجام وجود بریوزوآ و لولههای کرم موجود بر روی صدفها، همچنان به پایین بودن میزان رسوبگذاری نسبت داده شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در بسیاری از نقاط کرمان، سازند آهکی بادامو، واحد سنگی مشخصی با نقش کلیدی است که دو توالی شیلی– ماسه ای ژوراسیک پیشین و میانی ناحیه ی کرمان را از یکدیگر جدا میکند. در شمال کرمان، رخسارهی چیره ی آهکهای ائولیتی سازند بادامو به انواع ماسه سنگی و شیلی تبدیل می شود. در چنین حالتی سه سازند آب حاجی (در گونه نواحی اسی زویک روه شمشک مفهوم بیشتری پیدا میکند. در نواحی طس، شرگشت، جام، لکرکوه و رویر)، بادامو (در وسط) و هجدک (در بالا) هم رخساره می شوند و تفکیک آنها از یکدیگر دشوار و ناممکن است. در این گونه نواحی است که کاربری گروه شمشک مفهوم بیشتری پیدا میکند. در نواحی طبس، شیرگشت، جام، لکرکوه و



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



نايبندان، يک لايهي راهنما از سنگ آهک را بهعنوان سازند بادامو دانستهاند، در حالي که لايهي منسوب به سازند بادامو در نواحي مذكور، واحد سنگي جوان تري به سن باتونين است كه ارتباطي به سازند بادامو ندارد و بنا به تصويب كميته ملي چینهشناسی"سازند پروده" نامیده شده است. گفتنی است در نواحی زغال خیز کرمان، کارشناسان شرکت زغالسنگ کرمان به ردیف های توآرسین سازند بادامو، واحد "نیزار" و به واحدهای باژوسین آن، واحد "باب نیزو" نام دادهاند (آقانباتی، ۱۳۸۳). نام آهک بادامو از دهکده بادامو واقع در ۲۴ کیلومتری غرب کرمان گرفته شده است. مقطع اصلی آهک بادامو در نزدیکی دهکدهی تیتو که در ۱۷کیلومتری شمالشرقی زرند (شمالغرب ناحیه کرمان) قرار دارد توسط سیدامامی مطالعه شده است. ضخامت اندازه گیری شده در این تشکیلات ۱۶۲ متر میباشد. آهک بادامو بهطور هم شیب روی شیلها و سیلتستونهای سازند شمشک قرار دارد و خود توسط شیلها و سیلتستونها و ماسه سنگهای سازند هجدک پوشیده می-شود (خسرو تهرانی، ۱۳۷۶). صمدیتبریزی و همکاران (۱۳۸۷) در مطالعه خود نشان داد که با توجه به بررسیهای رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، بافت رسوبات سازند قرمز بالایی کوه گچ آب از نوع سیلت ماسهای، سیلت، گل ماسهای و گل است. بررسی توزیع اندازه ذرات نمونههای رسوبی بیانگر این موضوع است که نهشتههای نئوژن در شرایط محیط کم عمق و کولابی با تغییرات عمق (با توجه به ارتباط میان میزان آهک و عمق رسوبگذاری) مشخص، نهشته شدهاند که این شرایط محیطی به محیط پرانرژی کانال رودخانهای نیز تغییر فاسیس میدادهاند. بایت گل (۱۳۹۵) ادغام مطالعات رسوب شناسی و اثر شناسی توالی های آواری سازند نایبند با سن تریاس پسین در ایران مرکزی -کرمان موجب تفکیک نهشتههای دلتایی از دریایی باز شده است. با تکیه بر ویژگیهای رخسارهای و شکل لایهها، توالیهای آواری به دو مجموعه رخساره تقسیم شدهاند: A) توالی رخسارهای دریای با؛ B) توالی رخسارهای دلتایی رودخانهای. اسدالهی و همکاران (۱۳۹۷) در مطالعهای تحت عنوان تکامل محیط رسوبی و چینهنگاری سکانسی سازند سروک در منطقه الشتر (شمال لرستان) انجام دادند. در این پژوهش مطالعههای صحرایی و بررسیهای میکروسکویی ۱۰۰ مقطع ناز ک به شناسایی ۱۲ ریزرخساره در ۳ کمربند رخسارهای متعلق به پهنه جزرومدی، لاگون و دریای باز منجر شدند. ریزرخساره-های معرفی شده و تغییرات تدریجی ریزرخسارهها در بخش های پایینی سازند سروک در مقایسه با تغییرات ناگهانی ریزرخسارهها و حضور گسترده رودیستها در بخشهای بالایی توالی نشان میدهند بخشهای پایینی و بالایی سازند سروک در دو محیط رسوبی متفاوت رسوب گذاری کرده اند. رسوب گذاری سازند سروک در بخش های پایینی در پلت-فرم کربناته از نوع رمپ و در بخش های بالایی آن در شلف کربناته انجام شده است. سه سکانس رسوبی رده سوم بر اساس روند عمیق شدن و کم عمق شدگی ریزرخسارهها مشخص شدند. دسته رخسارههای پیش رونده عمدتاً از ریزرخساره های متعلق به محیط رسوبی لاگون و دریای باز حاوی فرامینیفرهای بنتیک، اکینوئید و الیگوستژنید تشکیل شده است. دسته رخساره های پس رونده عمدتاً از ریزرخسارههای متعلق به محیط لاگونی غنی از جلبک سبز و فرامینیفرهای بنتیک و همچنین ریزرخسارههای متعلق به پهنههای جزرومدی غنی از استروماتولیت و پیزوئید تشکیل شده است. سطح بیشترین





پیش روی در سکانس های رسوبی ۱ و ۲ با ریزرخساره های غنی از اکینوئید و خرده رودیست و در سکانس رسوبی ۳ با ریزرخساره های غنی از الیگوستژنید مشخص شد. هدف از این پژوهش بررسی شرایط رسوب نهشته های برش ده بازرگان در سازند بادامو می باشد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

\$\$\$\$\$

روش تحقيق:

ستان کرمان با مساحتی حدود ۱۸۰۷۲۶ کیلومترمربع بین ۵۴ درجه و ۲۱ دقیقه تا ۵۹ درجه و ۳۴ دقیقه طول شرقی و ۲۶ درجه و ۲۹ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۵۸ دقیقه عرض شمالی قرار گرفته است. برش چینه شناسی ده بازرگان بین عرض جغرافیایی ۳۰ درجه ۲۸ دقیقه و ۱۸ ثانیه شمالی و طول جغرافیایی ۵۷ درجه ۲ دقیقه و ۱۱ ثانیه شرقی در حوالی شرق شهر کرمان و روستای ده بازرگان و در محدوده ی زون ایران مرکزی واقع شده است. این روستا متعلق به دهستان زنگی آباد از توابع بخش مرکزی استان کرمان است. ارتفاع متوسط این برش از سطح دریای آزاد ۱۷۷۰ متر است. برش ده بازرگان در ۲۶ کیلومتری جاده اصلی آسفالته کرمان به زرند قابل دسترسی است.

به منظور انجام نمونهبرداری و مطالعات صحرایی در منطقه، ابزارها و وسایل رایج در بررسیهای صحرایی مورد استفاده قرار گرفتند. با توجه به مطالعات پیشین و با استفاده از نقشه زمین شناسی، برش مناسبی انتخاب گردید و سپس با حرکت در جهت عمود بر لایهها، نمونهبرداری از سنگهای غیر هوازده در توالیهای مورد نظر از هر لایه انجام شد. از برش مورد مطالعه و پدیدههای زمین شناسی مهم عکسبرداری و از مشاهدات صحرایی، به دقت یادداشت برداری به عمل آمد. همچنین در هنگام نمونهبرداری به خصوصیات فیزیکی مثل، رنگ، بافت و خصوصیات زمین شناسی ساختمانی مانند وجود یا عدم درزه و شکاف در لایهها و خصوصیات فیزیکی مثل، رنگ، بافت و خصوصیات زمین شناسی ساختمانی مانند وجود یا عدم بررسیهای صحرایی، از نمونههای برداشت شده سازند بادامو در برش ده بازرگان، ۵۴ عدد مقطع ناز ک تهیه شد. این مقاطع در آزمایشگاه زمین شناسی دانشگاه هرمزگان از دیدگاههای مختلف از جمله ویژگیهای رسوبی، مشخصههای بافتی و غیره مطالعه گردیدند و سنگهای آهکی و ماسهسنگها نامگذاری شدند و عکس برداری از مقاطع نیز در جهات مختلف انجام گرفته است. پس از بررسیهای صحرایی انجام شده در برشهای مورد مطالعه و ثبت مشاطع نیز در جهات مختلف انجام گرفته است. پس از بررسیهای صحرایی انجام شده در برشهای مورد مطالعه و ثبت مشخصههای مورد استفاده در برسیهای زمین شناسی رسیرسی مان استگاه هرمزگان از دید گاه می مختلف از جمله ویژگیهای رسوبی، مشخصه های بافتی مقاطع در آزمایشگاه زمین شناسی دانشگاه مرمزگان از دید گاه می مورد مطالعه و ثبت مشخصه ای مورد استفاده در انجام گرفته است. پس از بررسیهای صحرایی انجام شده در برشهای مورد مطالعه و ثبت مشاسایی گردیده اند برسی های زمین شناسی رسوبی، در بررسیهای آزمایشگاهی، ریزرخساره های مربوط به هر نمونه شناسایی گردیده اند. سپس با توجه به خصوصیات هر ریزرخساره و انواع اجزاء موجود در آنان، ریزرخساره های شناسی شانه ای ای مران در قالب کمربندهای رخساره ای مونی.

\$\$\$\$\$

بحث:





ضخامت این برش ۲۹۰ متر اندازه گیری شده است. این برش از لحاظ سنگ شناسی در برگیرنده ی لایه های سنگ آهک، ماسه سنگ، شیل و رسوبات تبخیری (ژیپس و انیدریت) می باشد. این واحدها در صحرا دارای رنگهای کرمی روشن تا تیره و به مقدار کمتر قرمز هستند. رنگ قرمز آنها به دلیل وجود تمرکز اکسید آهن در شکستگی ها است. همچنین در اکثر واحدها کم و بیش دولومیت ها و رگه های ثانویه ی کلسیت نیز در شکستگی ها متمرکز شده اند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در این مجموعه رخسارهای لایههای ماسه سنگی با ستبرای ۱۰۰ متر، شیل و رسوبات تبخیری نیز به ترتیب با ستبرای ۴۰ متر و ۱۰ متر مشاهده گردیده است. ذرات تشکیل دهندهی ماسهسنگها زاویهدار با جورشدگی ضعیف و عمدتآ کوارتز، خرده سنگ (چرت و خرده سنگهای دگرگونی) میباشند. در هر حال رسوبات آواری برش ده بازرگان را بر اساس ریزرخسار های شناسایی شده می توان به کمربندهای رخسارهای زیر تقسیم نمود.

-کمربند رخسارهای محیط سوپراتایدال (DTA) این کمربند رخسارهای در برگیرندهی سه سنگ رخسارهی DTA1 (لیتارنایت) و DTA2 (ژیپس و انیدریت) و DTA3 (شیل) میباشد. ضخامت کل این کمربند ۹۵ متر است و درصد سنگ رخسارههای تشکیلدهنده نسبت به کل برش ۳۲/۷۵٪ میباشد. ویژگیهای مهم این کمربند به شرح زیر است:

DTA1: Litharenite / ليتارنايت

در این سنگ رخساره بار ماسهای زیاد است که بیشترین حجم نمونه را در بر گرفتهاند. از انواع بار ماسهای می توان به انواع کوارتز (تک بلوری و چندبلوری) با خاموشی مستقیم، از نوع زاویهدار با جور شدگی ضعیف، خردههای چرت و خرده سنگهای دگرگونی در حد اسلیت در یک سیمان کربناته، اشاره کرد. کانی ورقهای مسکوویت نیز در نمونهها مشاهده می-گردد. یکی از فرآیندهای دیاژنزی رایج نیز فرآیند دولومیتی شدن است که به میزان محدود اتفاق افتاده است. این ریزرخساره در واحد D5 با ستبرای ۹۰ متر و در واحد D6 با ستبرای ۶۰ متر مشاهده شده است (شکل ۱، DTA1).







DTA2: Gypsum/Anhydrite / ژیپس و انیدریت / گیس و انیدریت DTA2: Gypsum/Anhydrite / این سنگ رخساره فاقد سنگواره و لایهبندی است. انیدریت بین کربناتهای آب کم عمق تهنشین شده است. ژیپس در انواع محیطها با اشکال بلورهای متفاوتی تهنشین میشوند که در برش مورد مطالعه اکثرآ متوسط لایه تا ضخیم لایه و به



صورت رشتهای هستند. در زمانهایی که آب و هوای خشک در منطقه حاکم بوده، به وسیلهی جریانهای سطحی پوشیده شدهاند. ضخامت ژیپس و انیدریت در این برش ۱۰ متر میباشد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

این سنگ رخساره شامل شیل های تیره رنگ، فاقد لایهبندی با ضخامت ۴۰ متر میباشد.





غیر اسکلتی نیز به مقدار قابل توجهی اشاره کرد.

شكل DTA2,DTA3:۲

- تفسير محيط رسوبي كمربند رخسارهاي DTA با توجه به وجود دانههای کوارتز زاویهدار تا نیمه زاویهدار با جورشدگی ضعیف و فرآیند دولومیتی شدن، وجود شیلهای تیره رنگ با ضخامت متوسط تا ضخیم لایه و تمرکز بالای اکسید آهن در شکستگیها، این میکروفاسیسها، موید پهنهی رسوبگذاری سوپراتایدال میباشند. هم چنین فقدان آلوکم، میکرایتی بودن زمینه، وجود کانیهای تبخیری (ژیپس و انیدریت)، این میکروفاسیس ها به محیط بالای حد جزر و مدی (سوپراتایدال) نسبت داده می شوند (& Wilson, 1975 .(Flugel, 2004 - مجموعه رخساره های کربناته (DC) در این مجموعه رخسارهای لایههای سنگ آهک با ستبرای ۱۳۰ متر مشاهده می گردد. این رخسارهها در صحرا دارای رنگهای کرمی روشن تا تیره و به مقدار کمتر قرمز هستند. تمامی واحدها کم و بیش دولومیتی شده که در بعضی واحدها به شکل دولومیتهای متمرکز در شکستگیها میباشند. همچنین حضور متناوب ماسه و بار ماسهای و تمرکز اکسید آهن نیز در این واحدها مشاهده می گردد. - كمربند رخسارهاى محيط اينتر تايدال (DCA) ضخامت کل کمربند رخسارهای محیط اینترتایدال ۵۶ متر میباشد. در این کمربند رخسارهای سه ریزرخساره DCA1 (وكستون بايوكلاستي اينتراكلاستي دولوميتي)، DCA2 (وكستون بايوكلاستي همراه با آشفتگي زيستي) وDCA3 (پكستون اوئیدی ماسهای دولومیتی) شناسایی گردیدهاند. به طور کلی در این کمربند درصد ریزرخسارهها ۱۹/۳۱ ٪ میباشد. از ویژگیهای مهم این کمربند، تمامی این ریزرخسارهها غنی از گل بوده و اغلب دولومیتی شدن با مقادیر متفاوت در زمینهی مقاطع رخ داده است. همچنین در بعضی از این لایهها آشفتگی زیستی نیز دیده میشود و میتوان به آلو کمهای اسکلتی و

وكستون بايو كلاستي اينتراكلاستي دولوميتي / DCA1: Dolomitized Interaclast Bioclast Wackstone

شيل /DTA3/Shale



دراین ریزرخساره اینتراکلاست از نوع زاویه دار با فراوانی ۱۲–۱۰ درصد و قطعات بایوکلاست با فراوانی ۱۵ درصد مشاهده می گردد. قطعات اسکلتی تشکیل دهنده ی این ریزرخساره شامل قطعات گاستروپود به میزان ۵ درصد و قطعات براکیوپود به میزان ۸–۷درصد می باشد. اجزاء تشکیل دهنده در یک زمینه ی گلی قرار دارند و بافت این ریزر خساره در حد وکستون می باشد. از پدیده های دیاژنزی رایج در این ریزرخساره می توان به فر آیند دولومیتی شدن کامل یا انتخابی زمینه در برخی نمونه ها اشاره نمود این ریزر خساره را می توان در واحد IC با ستبرای ۲۲ متر مشاهده نمود (شکل ۳، DCA1).



نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰



نور معمولی، بزرگنمایی ۴۰

شکل"/DCA1

وکستون بایو کلاستی همراه با آشفتگی زیستی / DCA2: Bioturbated Bioclast Wackstone این ریزرخساره در واحد D7 با ستبرای ۱/۵ متر مشاهده شده است. در ترکیب این ریزرخساره خردههای اسکلتی به میزان ۱۵ درصد یافت می شوند که شامل قطعات دو کفهای، براکیوپود و اکینودرم می باشند. این آلو کمها در زمینهی میکرایتی قرار دارند و بافت سنگ وکستون می باشد. این ریزرخساره در توالی چینه شناسی مذکور، همراه با آشفتگی زیستی و تمرکز اکسید آهن بالا قابل تشخیص می باشد. همچنین در این ریز رخساره بار ماسه ای (کوارتز) به میزان ناچیز مشاهده می شود (شکل ۴، 2014).



نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰



نور معمولی، بزرگنمایی ۴۰

پکستون اوئيدي ماسه اي دولوميتي / DCA3: Sandy Dolomitized Ooid Packstone

این ریزرخساره در واحد D11 با ستبرای۲ متر مشاهده شده و بافت پکستونی دارد. از پدیدههای دیاژنزی مشهود در این ریزرخساره می توان به دولومیتی شدن اشاره نمود، گاهی اوقات دولومیتی شدن به حدی است که باعث تبدیل کامل گل آهکی به دولومیت میشود. در ترکیب این ریزرخساره ذرات ماسه به میزان ۱۵درصد و اوئید نیز به میزان ۱۵درصد یافت میشوند. اوئیدها از نوع متحدالمرکز میباشند و هستهی بعضی از اوئید ها قطعات کوارتز است. همچنین در این

شکل (DCA2 -۴-۷)



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



ریزرخساره قطعات براکیوپود به میزان ۱۲ درصد، خرده های جلبک، خارپوست، با فراوانی ۸ درصد و آلوکم غیر اسکلتی اینتراکلاست به میزان ۵ درصد مشاهده می شوند (شکل ۵، DCA3).



شکل DCA3:۵

- تفسير محيط رسوبي كمربند رخساره اي DCA

با توجه به بالا بودن درصد دولومیتی شدن و تمرکز اکسید آهن و آشفتگی زیستی، این ریزرخسارهها بیانگر ته نشست در محیط بین جزر و مدی (اینترتایدال) میباشند. سه میکروفاسیس DCA1 و DCA2 و DCA3 به علت فراوانی خردههای بایوکلاستی و بافت وکستونی به محیط اینترتایدال تعلق دارند. هم چنین گل های آهکی دانهریز نیز در پهنههای جزر و مدی تشکیل میشوند (Flugel, 2004) و آلوکمها در زمینهی گلی قرار دارند و زمینهی میکرایتی نشانگر انرژی پایین در محیط میباشد.

- كمربند رخسارهاي محيط لاگون (DCB)

ضخامت کل این کمربند رخساره ای ۵۹ متر میباشد. این کمربند رخساره ای از پنج ریزرخساره DCB1 (وکستون بایوکلاستی دولومیتی)، DCB2 (وکستون اینتراکلاستی دولومیتی)، DCB3 (پکستون بایوکلاستی ماسه ای)، DCB4(وکستون اینتراکلاستی بایوکلاستی) و DCB5 (وکستون بایوکلاستی) تشکیل شده است. درصد تشکیل دهنده ی این ریزرخساره ها ۲۰/۳۴ ٪ میباشد. از ویژگی های مهم این کمربند، متغیر بودن بافت این ریزرخساره ها از وکستون تا پکستون میباشد. تمامی این ریزرخساره ها در زمینه ی گلی قرار دارند و در بعضی از ریزرخساره ها فرآیند دولومیتی شدن دیده می شود. این دولومیت ها دارای شکل هندسی منظم میباشند. در بعضی نمونه ها میتوان به تمرکز بالای اکسید آهن اشاره

وكستون بايو كلاستي دولوميتي / DCB1: Dolomitic Bioclast Wackstone

این ریزرخساره که در واحد D3 با ستبرای ۲۷ متر مشاهده شده است، شامل قطعات دوکفهای با فراوانی ۱۲–۱۰ درصد همراه با خردههای براکیوپود، گاستروپود و میلیولید به میزان ۳ درصد مشاهده می گردد. این ریزرخساره با بافت وکستون و خمیرهی میکرایتی مشاهده شده است. دربعضی نمونهها کانی ورقهای مسکوویت نیز با فراوانی دو درصد مشاهده می گردد. از پدیدههای دیاژنزی رایج در این ریزرخساره دولومیتی شدن میباشد که در برخی نمونهها به وضوح مشاهده میشود (شکل ۶، DCB1).



وکستون اینتراکلاستی دولومیتی / میباشد. قطعات بایوکلاستی شامل قطعات این ریزرخساره شامل ۱۵ درصد قطعات اینتراکلاست زاویه دار تا نیمه زاویهدار میباشد. قطعات بایوکلاستی شامل قطعات گاستروپود به میزان کمتر از ۵ درصد و میلیولید به میزان ۳ درصد، از دانههای تشکیل دهنده ی این ریزرخساره را به خود اختصاص دادهاند و آلوکمها در زمینه یمیکرایتی قرار گرفته و بافت این ریزرخساره وکستون میباشد. از پدیدههای دیاژنزی غالب در این ریزرخساره نئومورفیسم و دولومیتی شدن میباشد که در برخی نمونهها به وضوح مشاهده می شود. فرآیند دولومیتی شدن باعث بهم ریختگی آلوکمها میشود و گاهی تحت تآثیر فرآیند نئومورفیسم در برخی مقاطع مشاهده میشود که ذرات به دولومیکرواسپار تبدیل شدهاند. این ریزرخساره در واحد D4 با ستبرای ۲۸ متر مشاهده شده اس (شکل۷، DCB2).





نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰

شکل DCB2:Y

يكستون بايو كلاستي ماسهاي / DCB3: Sandy Bioclast Packstone

واحد D8 با ستبرای ۳/۲۵ متر که در این ریزرخساره مشاهده شده است نشان میدهد که در ترکیب این ریزرخساره قطعات غیراسکلتی پلت با فراوانی ۱۵ درصد، دو کفهای به میزان ۱۵ درصد، گاستروپود به میزان ۵ درصد، یافت می شوند. قطعات اینتراکلاست درصد کمی (۵ درصد) از این ریزرخساره را تشکیل دادهاند. اجزاء تشکیل دهندهی این ریزرخساره در یک زمینهی گلی قرار دارند. در بعضی مقاطع دانه های آواری ماسه (کوارتز و ...) با فراوانی ۱۵–۱۲ درصد وجود دارند. بافت این ریزرخساره پکستونی می باشد. همچنین در این ریزرخساره تمرکز اکسید آهن به مقدار زیاد مشاهده می-گردد (شکل ۸ DCB3).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







نور پلاریزه بزرگنمایی ۴۰



نور معمولی، بزرگنمایی ۴۰

شکل DCB3:۸

وكستون اينتراكلاستي بايوكلاستي / DCB4: Bioclast Interaclast Wackstone

قطعات تشکیل دهنده ی این ریزر خساره شامل، براکیوپود و قطعات گاستروپود، پلت، میلیولید هستند که به ترتیب با فراوانیهای ۷ درصد، ۳ درصد، ۲ درصد، و ۳ درصد از دانه های تشکیل دهنده ی این ریزر خساره را به خود اختصاص داده-اند. از دانه های غیر اسکلتی نیز می توان به اینتر اکلاست های نیمه گرد شده تا گرد شده با فراوانی ۱۵ درصد اشاره کرد. علاوه بر این تمرکز اکسید آهن هم در این ریزر خساره مشاهده می گردد. کلیه ی اجزاء تشکیل دهنده ی این ریزر خساره در یک زمینه ی میکرایتی قرار دارند و بافت این ریزر خساره و کستون است. این ریزر خساره در واحد D15 با ستبرای ۳ متر شناسایی شده است (شکل ۹، DCB4).



نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰



نور معمولی، بزرگنمایی ۴۰

شکل ۹: DCB4

وكستون بايو كلاستي / DCB5: Bioclast Wackstone

این ریزرخساره در واحد D16 با ستبرای ۲ متر مشاهده گردیده است. در ترکیب این ریزرخساره خرده های بایو کلاستی در حدود بیش از ۱۵ درصد یافت میشوند که شامل اکینودرم، قطعات براکیوپود، گاستروپود میباشند که آلو کمهای اصلی این ریزرخساره محسوب میشوند و در زمینهی میکرایتی قرار گرفتهاند. البته آلو کم غیراسکلتی پیزوئید نیز به مقدار کمتر از ۵ درصد در این ریزرخساره مشاهده میشود. این ریزرخساره با بافت و کستونی مشاهده شده است. این ریزرخساره به میزان ناچیز دارای ذرات آواری میباشد (شکل DCB5،۱۰).



نور پلاریزه، بزر گنمایی ۴۰



نور معمولی، بزرگنمایی ۴۰



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



شكل DCB5:10

- تفسیر محیط رسوبی کمربند رخسارهای DCB به محیط رسوبی لاگون تعلق دارند که در ذیل به دلایل موجود درجهت نمونههای موجود در کمربند رخساره ای DCB به محیط رسوبی لاگون تعلق دارند که در ذیل به دلایل موجود درجهت انتساب آن به محیط لاگون خواهیم پرداخت. وجود مقادیر فراوان گل آهکی (میکریت) و نقصان سیمان در میکروفاسیس-ها، نمایانگر تهنشینی آنها در محیط های کم انرژی می باشد. هم چنین وجود پلوئیدها در رسوبات محیطهای محدود نظیر لاگونها فراوانند (Tucker, 1991). به طور کلی در محیط لاگون تنوع موجودات محدود اما فراوانی آنها زیاد است. فسیل هایی مانند گاستروپود در این محیط زندگی می کنند. خرده های غیر اسکلتی نظیر اینتراکلاستها، به قسمت های پرانرژی رو به دریای لاگون تعلق دارند و گل پشتیبان بودن و وجود میلیولیدها در این میکرو فاسیس ها نیز محیطی کم عمق و محصور شده در لاگون را تائید می نمایند (Vecchio & Hottinger, 2007).

- کمربند رخساره ای محیط پشت سدی (DCC)

درصد تشکیل دهندهی ریزرخسارهها در این کمربند رخساره ای ۱۰ / ۳٪ می باشد و ضخامت کلی این کمربند ۹ متر است. این کمربند رخسارهای از سه ریزرخسارهی DCC1 (پکستون پیزوئیدی بایوکلاستی ماسهای دولومیتی)، DCC2 (وکستون آنکوئیدی پیزوئیدی) و DCC3 (پکستون اوئیدی ماسه ای دولومیتی) تشکیل شده است. از ویژگی های مهم این کمربند، بافت این ریزرخساره ها از وکستون تا پکستون متغیر می باشد. از پدیده های دیاژنزی مشهود در این ریزرخساره می توان به دولومیتی شدن اشاره نمود. هم چنین بار ماسه ای نیز به مقدار زیادی به چشم می خورد.

یزوئیدها سازنده ی اصلی این ریزرخساره هستند و ۱۵ درصد فراوانی دارند. علاوه بر این نیز می توان به قطعات جلبک به پیزوئیدها سازنده ی اصلی این ریزرخساره هستند و ۱۵ درصد فراوانی دارند. علاوه بر این نیز می توان به قطعات جلبک به میزان ۵ درصد، گاستروپود، فرامینفرهای بنتیک و دوکفه ای با فراوانی ۱۲–۱۰ درصد، آلوکم غیراسکلتی اینتراکلاست جمعآ با فراوانی ۱۵ درصد اشاره کرد. بافت این ریزرخساره از نوع پکستون است. از پدیده های دیاژنزی مشهود در این ریزرخساره می توان به فرآیند دولومیتی شدن اشاره نمود. در این ریزرخساره بار ماسه ای نیز به میزان ۱۵ درصد مشاهده می شود. این ریزرخساره در واحد PO با ستبرای ۲/۲۵ متر مشاهده گردیده است (شکل DCC1:۱۱).



نور معمولی، بزرگنمایی ۴۰



نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰

شکل DCC1:۱۱ و کستون آنکو ئبدی ییز و ئبدی / DCC2: Pizoid Onchoid Wackstone





این ریزرخساره در واحد D12 با ستبرای ۱ متر ترکیبی شامل قطعات براکیوپود، گاستروپود، خارپوست، جلبک و آلوکم غیر اسکلتی اینتراکلاست به مقدارکمتر از ۱۰ درصد و پیزوئید با فراوانی ۱۱ درصد در زمینه ی میکرایتی دارد. بافت این ریزرخساره در حد وکستون است. البته آلوکم اصلی در این ریزرخساره آنکوئید با فراوانی ۱۵ درصد مشاهده می گردد (شکل ۱۲: DCC2).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰



نور معمولی، بزرگنمایی ۴۰

شکل 1۲: DCC2

پکستون اوئيدي ماسه اي دولوميتي / DCC3: Sandy Dolomitized Ooid Packstone

در ترکیب این ریزرخساره در واحد D14 با ستبرای ۲ متر قطعات براکیوپود، گاستروپود، خارپوست، جلبک جمعآ به مقدار ۱۰ درصد و ذرات ماسه به میزان ۱۰ درصد و آلو کم غیر اسکلتی اوئید به میزان ۱۵ درصد یافت می شوند. اوئیدها از نوع شعاعی می باشند و هسته ی بعضی از اوئیدها کوارتز از نوع چند بلوری است. آلو کم ها در زمینه ی میکرایتی قرار داشته و بافت این ریزرخساره پکستون می باشد. از پدیده های دیاژنزی قابل مشاهده در این ریزرخساره می توان به دولومیتی شدن کامل یا انتخابی زمینه در بعضی از نمونه ها اشاره نمود. میزان بار ماسه ای نیز در این نمونه ۱۵ درصد می باشد (شکل ۱۳، DCC3).





نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰

شکل DCC3 :۱۳

– تفسیر محیط رسوبی کمربند رخساره ای DCC بودن اجزاء اسکلتی مانند فرامینفرهای بنتیک، گاستروپود، خردههای جلبک در میکروفاسیسهای مورد نظر نشاندهنده ی محیط رسوبی پشت سدی میباشند (Lasemi, 1995). و با توجه به وجود اوئیدها از نوع شعاعی و آلوکم غیراسکلتی پیزوئید، این میکروفاسیسها در محیط سدی برجای گذاشته شده اند. اوئیدها نشان دهنده ی انرژی بالا در محیط می باشند. – کمربند رخسارهای محیط سدی (DCD)





ضخامت کل این کمربند رخسارهای ۶ متر میباشد. این کمربند از دو ریزرخسارهی DCD1 (گرینستون اوئیدی) و DCD2 (گرینستون اوئیدی ماسهای) تشکیل شده است. درصدریزرخساره ها به میزان ۲/۰۶٪ ٪ است. از ویژگی های مهم این کمربند، پدیدههای دیاژنزی غالب در این ریزرخساره ها دولومیتی شدن میباشد که در برخی نمونهها به وضوح دیده میشود. اوئيدها از مهمترين اجزا غيراسكلتي غالب در اين ريزرخسارهها محسوب مي شوند. در برخي از مقاطع وجود پوشش میکرایتی در اطراف ذرات به خوبی مشهود است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

گرینستون او ئیدی / DCD1: Ooid Grainstone

در ترکیب این ریزرخساره در واحد D10 با ستبرای ۱۰/۵ متر اوئید با فراوانی ۲۵ درصد و اکینودرم با پوشش میکرایتی، براکیوپود، اینتراکلاست، جمعآ به میزان کمتر از ۱۲ درصد یافت می شوند. اوئیدها از نوع متحدالمرکز بوده که به انواع اوئید مرکب و تک لامینه ای می توان اشاره کرد. اکثر فضاهای خالی توسط کلسیت اسپاری پر شدهاند و عدم وجود دانه های آواری در این ریزرخساره، موید رسوبگذاری آنها در محیط های دور از ساحل میباشد (Spalletti et al, 2001). (شکل DCD1،1۴).







نورمعمولی، بزرگنمایی ۴۰ شکل DCD1:۱۴

گرینستون او ئیدی ماسه ای / DCD2: Sandy Ooid Grainstone

این ریز رخساره در واحد D13 با ستبرای ۲/۵ متر مشاهده شده است. این ریز رخساره داراب اوئید به میزان ۱۵درصد، ذرات ماسه به میزان ۱۵–۱۰درصد، قطعات براکیوپود، خردههای جلبک، خارپوست، آلوکم غیراسکلتی اینتراکلاست جمعآ به-میزان کمتر از ۱۰درصد یافت میشوند. آلوکمها در زمینه اسپارایتی قرار دارند. بافت این ریزرخساره گرینستونی است (شکل ۱۵، DCD2).



نور يلاريزه، بزرگنمايي





شکل DCD2:14





وجود قطعات خارپوست، دو کفه ای، خرده های جلبک و مرجان فراوان، نشانگر رخساره های محیط سدی می باشند. با توجه به کمبود گل در بین دانه ها و سیمان اسپاری، محیط پرانرژی سد برای این ریزرخساره ها پیشنهاد می شود. اگر میکرایت از فضای بین اجزاء شسته شود و سیمان اسپارایتی جایگزین آن گردد، این حالت نشان دهنده ی یک محیط پرانرژی میباشد (Sanders & Hofling, 2000). بافت گرینستونی، حاکی از تشکیل در یک محیط پرانرژی مانند سد است (Flugel, 2004; Reading et al, 2004).



شکل ۱۶: ستون رخسارهای برش ده بازرگان

نتيجه گيري:

\$\$\$\$

منابع فارسی:

اسدالهی، الهام. زهدی، الهام. رحمانی، علی. میرزاییعطاآبادی، مجید. ۱۳۹۷. تکامل محیط رسوبی و چینهنگاری سکانسی سازند سروک در منطقه الشتر (شمال لرستان). فصلنامه پژوهش های چینهنگاری و رسوب شناسی، سال سی و چهارم، شماره ۱ (پیاپی ۷۰). magiran.com/p1856978 .

بایت گل، تارام. ۱۳۹۵. رسوب شناسی و اثر شناسی نهشته های دریای باز تحت تأثیر امواج و دلتای رودخانه ای سازند نایبند(تریاس بالایی) در بلوک طبس، ایران مرکزی.علوم و زمین. سال بیست و پنجم. شماره ۹۹. صص: ۴۷–۶۰.



صمدی تبریزی، امیر. معتمد، احمد. پیروان، حیدرضا. ۱۳۸۷. بررسی ویژگیهای رسوب شناسی نهشتههای نئوژن منطقه سیاه کوه و گچ آب. چهارمین همایش زمین شناسی و محیط زیست. صص: ۱–۷.

References:

- Sanders, D., & Hofling, R., 2000. Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orgenic wedge(late cretaceous),Northern calcareous Alps, Austria). Sedimentary Geology, 137:127-146.
- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonate of the upper Jurassic Mozduran Formation in the kopet Dagh Basin, NE Iran. Facies paleoenvironments and sequenes sediment. Geol. N. 99: 151 -164.
- Vecchio, E. & Hottinger, L., 2007. Agglutinated conical foraminifera from the lower-Middle Eocene of the trentinaraformation. (southern Italy). Facies (Erlangen)43.509-533.
- Tucker, M. E., 1991. Sedimentary Petrology, Blackwell scientific Publication, 160 pp.
- Wilson jl., 1975. carbonate facies in geological history. springer, Berlin Heidelberg Newyork 471 pp.
- Flugel, E., 2004. Microfacies of carbonate Rocks, Analaysis, Interpretation and Application Springer Verlay, Berlin, Heidelbery, Newyork, 976 p.
- Reading, H. G., 2004. Sedimentary- Environments and facies, Backwell.

\$\$\$\$



آشکارسازی کانیهای رسی و آلتراسیونها در منطقه نصرتآباد بر اساس پردازش تصاویر سنجنده استر

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

نسرین صدرمحمدی * خلیل رضایی ۲

'دانشجوي كارشناسيارشد رسوب شناسي و سنگ شناسي رسوبي، دانشگاه خوارزمي تهران. Nasrin_sadrmohammady@yahoo.com

تعضو هیئت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه خوارزمی تهران. Kh.rezaei@gmail.com

~~~~~

چکیدہ

تغییرات شیمیایی و کانی شناسی حاصل از آلتراسیون سنگها، میزان انرژی منعکس شده و یا جذب شده در این سنگها را تغییر می دهد. با پردازش داده های ماهواره ای امکان شناسایی بررسی حضور و یاعدم حضور کانی های شاخص آلتراسیون ها نیز میسر می گردد. کانی های رسی به علت دارا بودن خصوصیات طیفی خاص خود (جذب و بازتاب)، دارای امتیاز ویژه ای جهت شناسایی توسط روش های سنجش از دور به ویژه سنجنده ASTER به دلیل دارا بودن تنوع باندی می باشند. منطقه نصرت آباد در زون رسوبی – ساختاری فلیشی شرق ایران واقع شده است. در این پژوهش روش های تر کیب رنگی کاذب، نصرت آباد در زون رسوبی – ساختاری فلیشی شرق ایران واقع شده است. در این پژوهش روش های تر کیب رنگی کاذب، نسبت باندی، روش انتخابی کروستا ونقشه بردار زاویه طیفی به منظور پردازش بر روی تصاویر ماهواره ای در نرم افزار تعرفت معای منطقه تهیه و برای شناسایی سنگ منشأ آن ها خروجی های روش های ذکر شده نقشهی نهایی مربوط به انواع نقشه زمین شناسی منطقه تهیه و برای شناسایی سنگ منشأ آن ها خروجی های مربوط به هر یک از روش های پردازش شده با نقشه زمین شناسی منطقه تهیه و برای شناسایی سنگ منشأ آن ها خروجی های مربوط به هر یک از روش های پرداز ش شده با کم در واحد سنگی ع محدوده شمالی و آلتر اسیون پروپیلیتیک در جنوب و جنوب شرق منطقه مرتبط با واحدهای سنگی mی کم در واحد سنگی ع محدوده شمالی و آلتر اسیون فیلیک به صورت پراکنده در جنوب، جنوب شرق و بیشترین گسترش مربوط به مرتبط با واحدهای سنگی mی کلید واژه ها: آلتر اسیون، سنجش از دور، کانی های رسی، نصورت پراکنده در جنوب، جنوب شرق و بیشترین گسترش در نواحی شمالی منطقه نصرت آباد مربوط به واحدهای سنگی ²00 و ^{mع} است.

Detection of Clay minerals and alterations in Nusrat-Abad region based on ASTER images processing

Nasrin Sadrmohammadi¹, Khalil Rezaei² MSc. student of sedimentology & Sedimentary petrology, Kharazmi University of Tehran, nasrin_sadrmohammady@yahoo.com Assistant Professor, Geology Department at Kharazmi University of Tehran, Kh.rezaei@gmail.com

Abstract

Changes in chemical and mineralogy resulting from the alteration of rocks change the amount of energy reflected or absorbed in these rocks. By processing satellite data, it is possible to detect the presence or absence of minerals in the index of alterations. Clay minerals have a special privilege due to their specific spectral properties (Absorption and Reflection) by Remote Sensing methods, especially those of ASTER sensor due to



bands diversity. Nusrat-Abad region is located in the sedimentary-structural zone of Flysch, East of Iran. In this research; False-color composition, Band Math, Feature-Orientated Principal Component Selection, Spectral Angle Mapper Methods were used to process on satellite images in ENVI Software. By combining the results of the outputs of the mentioned methods, the Final map of the types of Alterations of the region was prepared and for the Identification of their Source Rock, the outputs related to each of the methods processed with the Geological map of the region were combined. Propylitic alteration in the South and South East of the region associated with rock units g^b , ba, spd, oph, p_g^{ph} , cm. Argillic alteration has the largest expansion related to the rock unit p_g^{ph} in the East and the low expansion in the rock unit c of the Northern boundary and the alteration of the Phyllic is spatially dispersed in the South, South East and most expanding in the Northern regions of the area of Nusrat-Abad related to the rock units E^{an} and EO^{S} is.

Keywords: Aster, Nusrat-Abad, Clay minerals, Remote Sensing, Alteration

\$\$\$\$\$

1- مقدمه

یکی از مزایای روش سنجش از دور به حداقل رساندن بررسیهای سطحی، بویژه در مناطق غیر قابل دسترسی بر اساس اطلاعات طیفی به دست آمده از نقاط دیگر با کانی سازی معلوم است. استفاده از داده های سنجش از دور به منظور شناسایی مناطق دارای دگرسانی و نقشهبرداری از این مناطق مستلزم روش های پردازشی مختلفی است که مورد توجه افراد بسیاری بوده است (/Tangestani et al., ۲۰۰۰). در یک منطقه اکتشافی قبل از تهیه نقشههای ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی که هزینهبر هستند، باید نقشهی آلتراسیون منطقه تهیه شود و تعبیر و تفسیرهای لازم انجام گیرد. مطالعه دقیق آلتراسيونها، محل هاي مناسب براي حفاري در اكتشافات معدني را نيز تعيين مي كند (كريم يور، ١٣٨۴). كاني هاي رسي از جمله کانی هایی هستند که با توجه به کاربری ویژه و گستر دهشان در صنعت و همچنین در یی جویی کانسارها، از اهمیت ویژهای برخوردار می باشند. انواع کانی های رسی از جمله کائولینیت، پیروفیلیت، دیکیت، مونتموریلینیت و دیاسیور همراه با زونهای آلتراسیونی گرمابی همچنین کانسارهای مربوط به مس یورفیری به وفور یافت میشوند. کانیهای رسی مصارف اقتصادی فراوانی دارند و از آنها برای تهیه کاشی، سرامیک، چینی ظروف عایق، کشاورزی، بهداشتی و درمانی استفاده می شود (اهری پور و مصدق، ۱۳۹۰). سنجنده ASTER به دلیل تنوع باندی در طول موجهای گوناگون نتایج بسیار قابل قبولي را براي آشکارسازي کانيهاي رسي ارائه ميدهد. لذا اين کانيها در تصاوير ماهوارهاي استر ويژگيهاي جذبي عمدتاً در محدوده زیر سیستمهای تابشی مادون قرمز کوتاه (SWIR) باندهای ۵ و ۶ دارند، در حالی که کربناتها دارای طیف جذبی در باند ۸ به دلیل وجود عامل های Mg-OH و Fe-OH مانند تالک، کلریت و آمفیبول ها می باشند (Abrams and Hook, ۱۹۹۰; Drury, ۲۰۰۱). با توجه به ویژگی های طیفی، باند ۴ استر، ناحیه طیفی (تقریباً ۱/۶ میکرومتر) را یوشش میدهد که در آن تمام کانیهای حاوی OH دارای حداکثر بازتاب هستند. کانیهای حاوی (OH)Al همانند کائولینیت، آلونیت، مسکویت و ایلیت دارای جذب اصلی در باندهای ۵، ۶ و ۷ (۲/۱۸–۲/۱۴ میکرومتر) هستند. کانیهای حاوی (Fe, mg(oh مانند کلریت و همچنین کربناتها از قبیل کلسیت و دولومیت نیز به خوبی در باندهای ۸ و ۹ (۲/۴۳-۲/۲۹ میکرومتر) استر قابل شناسایی و بررسی می باشند (Crosta et al., ۲۰۰۳; Mars and Rowan, ۲۰۰۶). در این میان تغییر



نسبت باندی اطلاعات حاصل از سنجده استر، برای تشخیص کیفی مواد معدنی آلتراسیونهای هیدروترمال مفید است. تصاویر سنجنده ASTER به دلیل اینکه بر مبنای نیازهای زمینشناسی طراحی شده است، به عنوان ابزاری نیرومند در اکتشاف ذخایر معدنی و تهیه نقشههای دگرسانی، مطرح می باشد (۲۰۰۷ Di Tommaso and Rabinstein). انتخاب این منطقه در این مطالعه به دلیل بارزسازی کانیهای شاخص مرتبط با آلتراسیونهای رسی و حضور انواع آلتراسیونهای هیدروترمالی در منطقه، با توجه به وجود پتانسیل های بالای معدنی حاصل از پهنه افیولیتی نصرت آباد که در پیجوییهای اکتشافی نیز حائز اهمیت خواهد بود؛ آب و هوای خشک و بیابانی حاکم در منطقه، پوشش های گیاهی ضعیف و پراکنده و عدم وجود مطالعات جامع دورسنجی در این خطه از کشور عزیزمان است که شرایط را برای استفاده و انواع کانیهای شاخص و تهیه نقشه نهایی مربوط به انواع دگرسانی موجود در منطقه، مخصوصاً دگرسانیهای رسی در انواع کانیهای شاخص و تهیه نقشه نهایی مربوط به انواع دگرسانی موجود در منطقه، مخصوصاً دگرسانیهای رسی در منطح محدوده مطالعاتی و ارزیابی پتانسیلهای استر و روشهای محدود است. اهداف اصلی این پژوهش بارزسازی انواع کانیهای شاخص و تهیه نقشه نهایی مربوط به انواع دگرسانی موجود در منطقه، مخصوصاً دگرسانیهای رسی در منطح محدوده مطالعاتی و ارزیابی پتانسیلهای تصاویر مانت و روشهای محموصاً دگرسانیهای رسی در منطق محدوده مطالعاتی و ارزیابی پتانسیلهای تصاویر ماهواره ای استر و روشهای مختلف پردازشی آن جهت نقشه برداری

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

\$\$\$\$

۲- روش پژوهش

دادههای ماهوارهای مورد استفاده در این پژوهش، دادههای سنجنده استر مربوط به ماهواره TERRA میباشد. برای انجام مطالعات پیش رو از دو فریم تصویر استر^۱ استفاده شده است. در ابتدا ۳ باند مرئی و فروسرخ (مادون قرمز) با قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متر و ۶ باند فروسرخ کوتاه موج دارای قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر توسط روش نزدیکترین همسایگی نمونهبرداری مجدد، و یکپارچه شدند (۲۰۱۰, .Amer et al). سپس تصاویر محدوده مورد مطالعه، بعد از ادغام و موزاییک شدن برای تصحیحات بعدی از جمله رادیومتریک آماده شد. روشهای مختلف پردازش تصاویر ماهوارهای از جمله ترکیب رنگی کاذب، روش نسبت باندی، روش انتخابی کروستا، نقشهبردار زاویه طیفی مورد استفاده قرار گرفت و در نهایت نقشه آلتراسیونهای حاکم بر منطقه ترسیم گردید. در این مطالعه کلیه پردازشهای طیفی در نرم افزار در نهایت نقشه آلتراسیونهای حاکم بر منطقه ترسیم گردید. در این مطالعه کلیه پردازشهای طیفی در نرم افزار

3- جایگاه زمین شناسی منطقه

منطقه نصرت آباد در زون رسوبی – ساختاری فلیشی شرق ایران، در طول جغرافیایی '۳۰ °۵۹ تا '۱۷ °۶۰ شرقی و عرض جغرافیایی '۳۲ °۲۹ تا '۱۳ °۳۰ شمالی در حاشیه جنوب شرقی بلوک لوت و مرز جنوب غربی زمیندرز سیستان در ۹۵ کیلومتری غرب زاهدان واقع شده است. از قدیمی ترین واحدهای زمین شناسی منطقه می توان به، فلیش های کر تاسه و افیولیت ها اشاره کرد (آقانباتی، ۱۳۸۳). تنها راه ار تباطی اصلی موجود برای دسترسی به منطقه، جاده آسفالته زاهدان – بم

¹ AST_L1T_00310162004064302_ 20150506170945 _1020.hdf / AST_L1T_00310162004064311_ 20150506170949 _53298.hdf


است. پهنه افیولیتی تکتونیزه منطقه نصرت آباد بخشی از افیولیت های درونی ایران است که به شکل نوارهای باریک و طویل در راستای پهنهی گسلی نصرت آباد-کهورک در شرق خرد قاره ایران مرکزی قرار گرفته است. توالی گوشته ای این پهنه شامل پریدو تیت ها، توالی پوسته ای درونی شامل دیاباز و بازالت، گابرو و لایه های آتشفشانی نیز دربردارنده گدازه بالشی است. فلیش های کرتاسه بالایی (۱۹۸۲ , Camp and Griffis)، قدیمی ترین واحد سنگی رخنمون یافته در منطقه است که دارای دگر گونی کم اما دگر شکلی زیاد و شامل توالی سنگ هایی از توفیت، سیلتستون، ماسه سنگ های آرکوزی، شیل های سبز رنگ، کوار تزیت و گریوک است. ردیف های رسوبی به سن ائوسن منطقه به صورت آمیزه های آرژیلیتی است دگر گونی کم اما دگر شکلی زیاد و شامل توالی سنگ هایی از توفیت، سیلتستون، ماسه سنگ های آرکوزی، شیل های منز رنگ، کوار تزیت و گریوک است. ردیف های رسوبی به سن ائوسن منطقه به صورت آمیزه های تکتونیکی، دارای دگر گونی کم اما دگر شکلی زیاد و دارای شیل های سبز و خاکستری رنگ با میان لایه هایی از آهک های آرژیلیتی است که بخش اصلی این پهنه است. علاوه بر توالی های سنگی ذکر شده، کنگلومرای الیگوسن و آبرفت های پلیو کواترنر نیز در منطقه مشاهده می شوند (۱۹۸۲ , Itmut et al. یا (۲۰

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

۴- نتایج و آنالیز دادههای سنجش از دور ۴-1- ترکیب رنگی کاذب (False-color composition)

والتكاويام نوراستان قم

استفاده از ترکیب رنگها، اطلاعات ارزشمند بصری و مفهومیتری را از تصاویر ماهوارهای در اختیار قرار می دهند. لذا می توان برای تفسیر بصری مناطق دگرسانی توسط دادههای ماهوارهای ASTER از ترکیبهای رنگی کاذب (RGB) استفاده کرد. آنالیزهای تجربی پیشین صورت گرفته توسط محقیقن مختلف، نشان می دهند که تصویری با ترکیب رنگی RGP.) (۳۵۹ ، دارای سطح کاربردی بیشتری از دادههای ماهوارهای به منظور شناسایی مناطق دارای آلتراسیون است (۲۰۰۷ ، دارای سطح کاربردی بیشتری از دادههای ماهوارهای به منظور شناسایی مناطق دارای آلتراسیون است (۲۰۰۷ ، دارای سطح کاربردی بیشتری از دادههای ماهوارهای به منظور شناسایی مناطق دارای آلتراسیون است (۲۰۷۷ پروپیلیتیک (اپیدوت و کلریت) در باند ۸ و محدوده جذب کانیهای شاخص آلتراسیونهای آرژیلیک – فیلیک (کائولینیت، ایلیت و مونتموریلونیت) در باند ۹ محدوده جذب کانیهای شاخص آلتراسیونهای آرژیلیک – فیلیک ارژیلیک و فیلیک به رنگ قرمز تا صورتی، آلتراسیون پروپیلیتیک به رنگ سبز لجنی و واحدهای آهکی به رنگ زرد و البته در بعضی نقاط پیکسلهایی با رنگ صورتی پررنگ که مربوط به مناطق حاوی آلتراسیون آرژیلیک پیشرفته (آلونیت) است نمایان می شوند که نشان دهنده پهنه افیولیتی در منطقه می باشد (شکل ۲). ترکیب رنگی (4018) به منظور آبی و آرژیلیکی به رنگ صورتی و زرد مایل به صورتی قابل مشاهده هستند، آلتراسیون پروپیلیتیک به رنگ آبی و آرژیلیکی به رنگ صورتی و زرد مایل به صورتی قابل مشاهده می باشند استفاده شده است (شکل ۸). همچنین به منظور بارزسازی کانیهای سریسیت و رسی، کلریت، ایدوت، کلسیت و سریانتینیت موجود در منطقه از تصویر رنگی به منظور بارزسازی کانیهای سریسیت و رسی، کلریت، ایدوت، کلسیت و سریانتینیت موجود در منطقه از تصویر رنگی به مورت (^۹/٤ های می در سور آنها کانیهای زون پروپیلیتیک با رنگ سبز ماهاده می شوند. در پهنه افیولیتی دگرسای و مورت (^۹/٤ های در ملوان آنها کانیهای زون پروپیلیتیک با رنگ سبز ماه می شوند. در پهنه افیولیتی دگرسای .



هایی مانند سوسوریتی شدن، سرپانتینیتی شدن و وجود کلریت که طیفهای مشابهی در محدوده باندهای استر دارند، با رنگ سبز پستهای مشخص شدهاند (شکل **B**۳).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

۲−۴ روش نسبت باندی (Band Math)

برای مطالعه فوق از نمودارهای طیفی کتابخانه سازمان زمین شناسی آمریکا (USGS) استفاده شده است. به منظور جدایش پوشش گیاهی از آلتراسیونهای منطقه، از شاخص پوشش گیاهی ۲۰۰۰ NDVI () (NIR+R)/(NIR-R) استفاده شده است. که در این روش NIN باند موجود در محدوده فرو سرخ نزدیک (باند ۳ استر) و R باند موجود در محدوده طول موج سرخ (باند ۲ استر) هستند. با توجه به منحنی های استاندارد USGS می توان ویژگی های طیفی کانی های شاخص موجود در هر آلتراسیون را استخراج و مورد استفاده قرار داد که در ادامه با توجه به روند کانی های شاخص هر آلتراسیون مورد بررسی قرار گرفته است.

۲-۴-۱-۱- بارزسازی آلتراسیون فیلیک (سریسیتیک)

به نوع فیلیک و در بعضی ذخایر به آلتراسیون کوارتز، سریسیت، پیریت معروف است. کانیهای مهم آلتراسیون سریسیتیک عبارتند از: عبارتند از: سریسیت، کوارتز، پیریت، کائولینیت وغیره که درصد سرسیت از بقیه بیشتر است. کانیهای فرعی عبارتند از: کلسیت، آپاتیت و انیدریت. در صورت افزایش پتاسیم فلدسپات و بیوتیت ثانویه زون سریسیتیک به زون پتاسیک و در صورت افزایش کانیهای رسی به زون آرژیلیک تبدیل میشود. این آلتراسیون در اغلب کانسارهایی که از طریق محلول-های ماگمایی و یا گرمابی به وجود آمدهاند مشاهده میشود، در مراحل پیجویی و اکتشاف به منظور شناسایی ذخیره از آن استفاده میشود (کریمپور، ۱۳۸۴). جهت آشکارسازی آلتراسیون فوق با توجه به جذب و بازتاب کانیهای شاخص این آلتراسیون (سریسیت، مسکویت و ایلیت) می توان از نسبتهای باندی (۲۹+۵۵)، (۲+۱۵)، ۲۰۱۰ می آلتراسیون می در (شکل ۴) که به منظور نقشهبرداری از مناطقی که احتمال حضور کانیهای شاخص این آلتراسیون فیلیک استفاده کرد. در (شکل ۴)

۲-۲-۴ بارزسازی آلتراسیون آرژیلیک

این زون آلتراسیونی در بالای زون آلتراسیون فیلیک قرار گرفته و به دو صورت متوسط و پیشرفته قابل تفکیک است. کانیهای مهم آرژیلیک متوسط عبارتند از: دیکیت، کا ئولینیت، مونتموریونیت وغیره و حاوی مقدار جزئی سریسیت می-باشد. در این نوع آلتراسیون فلدسپاتها بطور عمده به کانیهای رسی آلتره میشوند. از کانیهای مهم آلتراسیون آرژیلیک پیشرفته می توان به: دیکیت، کائولینیت، دیاسپور، پیروفیلیت، و گاهی سریسیت، کوارتز، آلونیت وغیره اشاره کرد. هیدرولیز شدید سیلیکاتهای آلومینیومدار (محیط اسیدی) موجب تشکیل کانیهای رسی از جمله کائولینیت میشود. کانیهای تشکیل شده در این زون "به شدت هیدرولیز، دمای محلول و ترکیب کانیشناسی سنگ اولیه" بستگی دارد. با توجه به باندهای جذبی و بازتابی کانیهای شاخص این زون یعنی آلونیت، کائولینیت و مونتموریونیت، میتوان از نسبتهای باندی $\frac{(3+3)}{B}$, $\frac{(3}{B})^* \begin{pmatrix} (3B) \\ (3B) \end{pmatrix}$ استفاده کرد. در (شکل ۵) به منظور نقشهبرداری از مناطقی که باندی $\frac{(3+3)}{B}$, $\frac{(3B)}{B}$





احتمال حضور دگرسانی آرژیلیک (کائولینیت، مونتموریلونیت و آلونیت) میرود، به ترتیب از نسبت باندی (^{BA} به رنگ سبز–آبی، ^{BB} به رنگ نارنجی و (^{BV}_B)* (^{BV}_B) به رنگ صورتی میباشد، جهت بارزسازی آلتراسیون آرژیلیت استفاده شد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

۲-۴-۳ بارزسازی آلتراسیون پروپیلیتیک

آلتراسیون ابتدا از کانیهای فرو منیزیمدار نظیر پیروکسنها آمفیبول و بیوتیت شروع شده و سپس پلاژیوکلاز و به ندرت پتاسیم فلدسپات آلتره میشود. کانیهای مهم زون پروپیلیتیک در مرکز سیستم عبارتند از: اپیدوت-کلریت که به طرف خارج به آلبیت، کلسیت و کانیهای رسی تبدیل میشوند. این زون در بیشتر ذخایر ماگمایی و گرمابی یافت میشود و در مقایسه با دیگر زونها گسترش بیشتری دارد. از کانیهای مهم این آلتراسیون میتوان به: اپیدوت، کلریت، کلسیت، آلبیت وغیره اشاره کرد. رگچههای مهم زون پروپلیتیک عبارتند از: رگچههای کلریت و اپیدوت، کربنات. با توجه به ویژگیهای طیفی کانیهای شاخص موجود در این آلتراسیون یعنی کلسیت، اپیدوت، کلریت و با بهرمندی از نمودارهای استاندارد آنها میتوان جهت بارزسازی آلتراسیون پروپیلیتیک اقدام کرد. نسبتهای باندی کانیهای شاخص آ سبز، آهر (کلسیت) به رنگ آبی، آهر (اپیدوت) به رنگ زرد جهت بارزسازی آلتراسیون پروپیلیتیک مورد استفاده گرفت (شکل ۶).

() Feature-Orientated Principal Component Selection روش انتخابي كروستا -۳-۴

با توجه به اینکه هر ماده ای در طول موجهای مختلف دارای مدل طیفی مخصوص به خود است می توان بر اساس منحنی انعکاس طیفی طبقه بندی لازم را انجام داد. بسیاری از کانی ها ممکن است در بعضی از طول موجها بالاترین انعکاس و در طول موجهای دیگر بیشترین جذب را نشان دهند. در این میان بیشترین انعکاس مربوط به رس ها بین طول موجهای ۱/۵۵ مرا میکرومتر و طول موجهای ۲/۳۵ – ۲/۸ میکرومتر دارای بیشترین جذب می باشد. آنالیز مولفه های اصلی بر روی مجموعه داده های تصاویر سنجش از دور به منظور استخراج آلتراسیون های هیدروتر مال به کار می رود مجموعه داده های تصاویر سنجش از دور به منظور استخراج آلتراسیون های هیدروتر مال به کار می رود آشکار سازی تفاوت های طول موجهای در در به منظور استخراج آلتراسیون های هیدروتر مال به کار می رود رود آن محموعه داده های تصاویر سنجش از دور به منظور استخراج آلتراسیون های میدروتر مال به کار می رود مولفه دوم نشان داده می شود (Crosta et al. ۲۰۰۳; Ranjbar et al. آشکار سازی تفاوت های طیفی مابین مناطق طیفی متفاوت از دو باند استفاده می شود. در این روش است که به منظور مولفه دوم نشان داده می شود (۱۹۸۹, Chavez and Kwarteng). البته طبق تعریف محمودها هستند استفاده کرد. هر گاه باندهای بیشتری که کانی های مورد هدف دارای انعکاس و جذب بالاتری در آن محدوده ها هستند استفاده کرد. هر گاه تعداد باندهای ورودی به منظور اجتناب از یک کنتر است طیفی خاص کاهش یابد، احتماً تعریف مؤلفه یاصلی ویژه برای یک ماده ی معدنی مشخص افزایش خواهد یافت (Loughlin, 1۹۹۱).

با تحلیل هدایت شدهی مولفههای اصلی از باندهای ۶، ۵ و ۷ به منظور بارزسازی کانی مسکویت استفاده شد. جدول ۱ مقادیر ویژه حاصل از نتایج روش کروستای انتخابی نشان میدهد که این کانی سیمای جذب و بازتاب ویژهای را به ترتیب





در باندهای ۵و۶ به نمایش می گذارد. بنابراین مؤلفه **۳۵۳** به عنوان نتیجهی خروجی انتخاب می گردد. در تصویر **۳۵۰** یا **۲۲** معکوس، با توجه به بارگذاری مثبت باند ۶ (۵.675428) و بارگذاری منفی باند ۵ (باندهای بازتاب مسکویت) می تواند جهت بارزسازی کانی ایلیت مورد می تواند جهت بارزسازی کانی ایلیت مورد (شکل ۲ A). باندهای ۵،۳۰ و ۶ جهت بارزسازی کانی ایلیت مورد استفاده قرار گرفت. همان طور که نتایج حاصل از مقادیر ویژه جدول ۲ نشان می دهد این کانی در باندهای ۵ و ۶ دارای جاری منفی باند ۵ (باندهای ۹ و ۶ دارای مورد استفاده قرار گرفت. همان طور که نتایج حاصل از مقادیر ویژه جدول ۲ نشان می دهد این کانی در باندهای ۵ و ۶ دارای جذب و بازتاب می باند ۶ (۲۰ می در ایندهای ۵ و ۶ دارای می تواند جهت بارزسازی کانی ایلیت مورد شکار ۲ می تواند به باز تاری می ناد ۵ این ایلیت مورد ۱ می تواند و بازتاب می باند ۶ (۲۰۵۵ و ۲ دارای معکوس، با توجه و بازتاب می باند ۶ (۲۰۵۵ و بارگذاری منفی باند ۵ (۲۰۵۵ و ۲ دارای می تواند می باز تاب می باند ۶ (۲۰۵۵ و ۲ دارای می تواند ۵ (۲۰۵۵ و ۲ دارای می تواند می تواند ۱ می تواند و بازتاب می باند ۶ (۲۰۵۵ و بارگذاری منفی باند ۵ (۲۰۵۵ و ۲ دارای می تواند و بازتاب می با توجه به بارگذاری مثبت باند ۶ (۲۰۵۵ (۲۰ و بارگذاری منفی باند ۵ (۲۰۵۵ و باز گذاری منفی باند ۵ (۲۰۵۵ و ۲ دارای ایلیت استفاده می شود (شکل ۷ ۲).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

با توجه به نتایج مقادیر ویژه حاصل از جدول ۳ آنالیز مؤلفههای اصلی برای نقشهبرداری کائولینیت بر روی باندهای۷،۴،۶ می توان نتیجه گرفت که تصویر **PC**۳ با بار گذاری مثبت در باند ۷ (باند بازتاب کائولینیت)، این کانی را به نحو بهتری در تصویر به نمایش بگذارد (شکل۷ C). به این نحو که باند ۷ (باند بازتاب این کانی) دارای بارگذاری مثبت (0.524139) و باند ۶ (باند جذب این کانی) دارای بارگذاری منفی (0.806895-) میباشد. تحلیل هدایت شده مولفه های اصلی بر روی باندهای ۴، ۵ و ۶ استر به منظور نقشهبرداری کانی مونت موریلونیت اجرا شد. این کانی با توجه به نتایج حاصل از مقادیر ویژه در جدول ۴ سیمای جذب و بازتاب ویژهای را به ترتیب در باندهای ۵و۶ به نمایش می گذارد. در **PC** با توجه به بار گذاری بالا و مثبت باند ۶ و با توجه به اینکه باند ۶، باند جذب مونت موریلونیت می باشد، و نیز بار گذاری منفی باند ۵ (باند بازتاب مونتموریلونیت)، تصویر PCT به شکل پیکسل های تیره دیده می شود. که می توان از PCT- یا PCT معکوس جهت بارزسازی مونتموریلونیت استفاده کرد (شکل DV). باندهای ۱٬۳٬۵ و V جهت بارزسازی کانی آلونیت استفاده شد. همان طور که نتایج حاصل از مقادیر ویژه جدول ۵ نشان میدهد این کانی در باندهای ۵ و ۷ دارای جذب و بازتاب می-باشد. با توجه به مقادیر مؤلفه PC4 به عنوان نتیجهی خروجی انتخاب می گردد. در تصویر PC[‡]- یا PC[‡] معکوس، با توجه به بار گذاری مثبت باند ۶ (0.688547) و بار گذاری منفی باند۵ (0.660369-) به منظور بارزسازی کانی آلونیت استفاده می-شود (شکل ۲). آنالیز مؤلفههای اصلی برای نقشهبرداری کلریت بر روی باندهای۶٬۸٬۹ نشان میدهد که براساس مقادیر ویژه جدول ۶، در مؤلفه اصلی سوم، باند ۹ (باند بازتاب کلریت)، دارای بارگذاری مثبت و باند ۸ (باند جذب کلریت) دارای بارگذاری منفی میباشد، لذا میتوان از PC3 جهت بارزسازی کلریت استفاده کرد (شکل FV). نتایج مقادیر ویژه جدول ۷ که حاصل تحلیل هدایت شدهی مولفه های اصلی از باندهای ۹، ۸ و ۷ برای بارزسازی کانی اپیدوت می باشد نشان میدهد که در مؤلفه اصلی دوم، باند ۸ با علامت منفی (باندجذب کانی اپیدوت)، دارای بیشترین بارگذاری و باند ۷(باند بازتاب اين كاني)، با علامت مثبت مي باشد. لذا از تصوير PC۲، جهت بارزسازي كاني اييدوت استفاده شد (شكل GV).

۶-۴- نقشهبردار زاویه طیفی (Spectral Angle Mapper)



مليريان المراسي مليريان المراسي المراسي

این روش به عنوان یک روش طبقهبندی هدایت شده، شیوهای بسیار کاربردی برای مقایسهی طیف تصاویر نسبت به طیف استاندارد یا طیف مرجع میباشد. مبنای این روش، محاسبهی زاویه طیفی مشابهت بین دو طیف میباشد. با تبدیل طیفها به بردار در فضایی به ابعاد تعداد باندها، زاویه بین دو بردار محاسبه می گردد. خروجی نهایی روش نقشهبردار زاویه طیفی تخمینی کیفی از مشابهت طیف مورد نظر با هر طیف مرجع ارائه میدهد. لذا می توان با دقت و اطمینان بیشتری حتی کانی-هایی را که به سختی در زیر میکروسکوپ قابل شناسایی و تفکیک هستند همانند کانی های رسی را تشخیص داد (ملک-زاده و کریمپور، ۱۳۸۹). برای انجام این پردازش از طیف کانی های مسکویت که در محدوده های نزدیک به ۱۴۰۷ نانومتر به علت حضور عامل (OH)، ۱۹۱۰ به علت حضور (H_rO)، ۲۲۰۰، ۲۳۵۰، ۲۴۴۰ نانومتر به علت حضور (Al-Mg-OH) جذب نشان میدهد که به ترتیب از ویژگیهای طیفی باندهای ۶، ۸ و ۹ استر میباشد؛ ایلیت که دارای طیف جذبی در محدوده-های نزدیک به ۱۴۱۰ نانومتر (OH)، ۱۹۱۵ نانومتر (H_rO)، ۲۲۱۰ و ۲۳۵۰ نانومتر (Al-OH و Mg-OH) که بیانگر ویژگی های طیفی باندهای ۶ و ۸ استر است (Mars and Rowan, 2006) به منظور بارزسازی آلتراسیون فیلیک منطقه استفاده شد. برای بارزسازی آلتراسیون آرژیلیک منطقه از طیف کانی کائولینیت که در محدودههای جذبی تقریبی ۱۴۰۰ نانومتر ناشی از حضور عامل OH، ۱۹۱۵ نانومتر (H₁O)، ۲۲۰۷– ۲۱۶۵ نانومتر (Al-OH) که از ویژگی طیفی به ترتیب باندهای ۵ و ۶ استر میباشد؛ کانی مونتموریلونیت استفاده شد. همچنین از طیف کانیهای اپیدوت و کلریت که بیانگر جذب در محدوده-های ۱۵۵۰ نانومتر (OH) ۱۹۰۰ نانومتر (H_rO)، ۲۲۵۰ و ۲۳۴۰ نانومتر (Fe-Mg-OH و OH) می باشند و از ویژگی های طیفی به ترتیب باندهای۷ و ۸ است و طیف کانی کلسیت به منظور بارزسازی آلتراسیون پروپلیتیک در منطقه مورد استفاده قرار گرفت. نتایج حاصل از پردازش توسط روش SAM در (شکل ۸) نشان داده شده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

\$\$\$\$

۵- بحث و نتیجهگیری

تصاویر ماهوارهای مربوط به سنجنده استر در منطقه نصرت آباد با استفاده از روشهای مختلف مورد پردازش قرار گرفتند. طی نتایج خروجی از روش ترکیب رنگیهای کاذب «(۴۶۸) بهدلیل جذب کانیهای شاخص آلتراسیون پروپیلیتیک (اپیدوت، کلریت)، آلتراسیون آرژیلیک-فیلیک (کائولینیت، ایلیت، مونت موریلونیت)»، «(۴۶۱) بهدلیل آشکارسازی اکسیدهای آهن و آلتراسیون پروپیلیتیک»، «(۴۹ اله ۲۰۸ ع ۹۳ مه ایل آشکارسازی کانیهای رسی و سریسیتی، کلریت، اپیدوت، کلسیت» اطلاعات ارزشمندی حاصل شد. با استفاده از روش نسبت باندی و به کارگیری کتابخانه طیفی نرمافزار **Envi** ویژگیهای طیفی کانیهای شاخص مربوط به هر آلتراسیون به خوبی در منطقه مورد مطالعه شناسایی و استخراج شد. بهطوری که بهمنظور بارزسازی آلتراسیون فیلیک منطقه نسبتهای باندی الله رای کانی مسکویت و (۳۹ استخراج شد. بهطوری که بهمنظور بارزسازی آلتراسیون فیلیک منطقه نسبتهای باندی (<mark>8</mark> برای کانی مسکویت و (۳ برای کانی ایلیت، بارزسازی آلتراسیون آرژیلیک نسبتهای باندی ((8) می می و وریسیتیک ایلیی برای آشکارسازی کانیهای کائولینیت، مونت موریلونیت و آلونیت، بارزسازی آلتراسیون پروپیلیتیک نسبتهای باندی مهار ای گریری ، م⁸ بهترتیب برای بارزسازی کانیهای کلریت، کلسیت و ایدوت بسیار مفید و ارزشمند شناخته شدند. با به کارگیری





روش انتخابی کروستا مؤلفه های: **PCT**- یا **PCT** معکوس (باندهای ۵ و ۶ به ترتیب جذب و بازتاب) کانی مسکویت، PC4 یا PC4 معکوس (باندهای ۵ و ۶ به ترتیب جذب و بازتاب) کانی ایلیت، **PCT** (باندهای ۶ و ۷ به ترتیب جذب و بازتاب) کانی کائولینیت، **PC- یا PCT** معکوس (باندهای ۶ و ۵ به ترتیب جذب و بازتاب) کانی مونت موریلونیت، **PC4-یا PC** معکوس (باندهای ۶ و ۵ به ترتیب جذب و بازتاب) کانی آلونیت، **PCT** (باندهای ۸ و ۹ به ترتیب جذب و بازتاب) کانی کلریت، **PCT** (باندهای ۸ و ۷ به ترتیب جذب و بازتاب) کانی ایدوت به حوبی در سطح منطقه مورد مطالعه شناسایی شدند. روش نقشه بردار زاویه طیفی با توجه به محدوده ی طیفی کانی ها و انتخاب کانی های شاخص از جمله: مسکویت، ایلیت برای آشکار سازی آلتراسیون فیلیک، کائولینیت و مونت موریلونیت برای آلتراسیون آرژیلیک و همین طور کانی های اپیدوت، کلریت و کلسیت برای آلتراسیون پروپیلیتیک در منطقه نتایج قابل قبولی را ارائه داد. طی تلفیق نتایج حاصل از خروجی های روش های ذکر شده نقشه ی نهایی مربوط به انواع آلتراسیونهای منطقه تهیه شد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

با توجه به هم پوشانی نقشه زمین شناسی منطقه با نقشه تهیه شده از انواع آلتراسیونها بهعنوان خروجی نهایی از این پژوهش بهمنظور کنترل و تطبیق، منشأ آلتراسیون پروپیلیتیک که در جنوب و جنوبشرق منطقه دارای گسترش است، مربوط به واحدهای سنگی: oph (افیولیتهای منسجم و یکپارچه)، pgph (سنگهای بهشدت چینخورده و خرد شده، شیلهای سبز کمرنگ دگرگون شده و به مقدار جزئی دارای ماسهسنگ حاوی واحدهای پلاژیک قرمز رنگ بهمقدار کم، حاوی واحدهای تکتونیکی بزرگی از افیولیتهای گسیختهشده و واحدهای غیرعادی از مرمر)، cm (ملانژهای منسجم دارای سرپانتینیت ویا دارای ماتریکسی از رسوبات دگرگونشده خرد و شکسته شده که حاوی انواع افیولیت در اندازههای متغییر است، واحدهای آواری دریایی) spd (پریدوتیت سرپانتینیتیشده "هارزبورژیت" که پدیده سرپانتینیتی شدن بهصورت گسترده نمایان است) ba (بازالتهای سبز تیره تودهای و دگرسان شده به صورت بادامی شکل در منطقه نمایان است)، g^b (گابرو با دانهبندی متوسط سبز تیره رنگ متمایل به مشکی به مقدار کم دارای دیاباز) است. لازم به ذکر است واحدهای سنگی pg^{ph} ، cm و dph در ترکیب رنگی کاذب از (R= ٤/٨، B= ٤/٨، B= ٤/٩) به وضوح در (شکل B ۳) با رنگ سبز پسته-ای و ba، spd و ta یا و شکل ۲) به رنگ سبز لجنی نمایان هستند. منشأ آلتراسیون آرژیلیک دارای بیشترین گسترش در محدودهی شرق منطقه مربوط به واحد سنگی $\mathbf{pg}^{\mathbf{ph}}$ و گسترش کم در محدودهی شمالی منطقه مربوط به واحد c (کنگلومرا، ماسهسنگ و بهمقدار کم شیلهای خاکستری-قرمز رنگ) است. آلتراسیون فیلیک بهصورت پراکنده در جنوب، جنوبشرق و بیشترین گسترش در نواحی شمالی منطقه نصرتآباد مربوط به واحدهای سنگی: [™]EO (شیل، سیلتستون، ماسهسنگ و به مقدار کم کنگلومرای دارای رنگ قرمز متمایز) و E^{an} (آندزیتهای لایهبندی تودهای شکل) است (شكل ۹).

\$\$\$\$

منابع فارسى:



– ملک زاده، آ.، کریم پور، م.، ۱۳۸۹،" بارزسازی زون های آلتراسیون در ارتفاعات شمال باختری نیشابور، بـا اسـتفاده از روش نقشـه بـرداری زاویه طیفی بر روی تصاویر سنجنده ASTER"، نخستین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

\$\$\$\$

References:

- Abrams, M., Hook, S.J., 1995. "Simulated ASTER data for geologic studies", IEEE Trans, Geosci, Remote Sens, 33 (3). - Amer, R., Kusky, T., Ghulam, A., 2010. "Lithological mapping in the Central Eastern Desert of Egypt using ASTER data", J. Afr, Earth Sci, 56, p. 75–82.

- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. "Character, Genesis and Tectonic Stting of Igneous Rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran", litos, 3, p. 221-329.

- Chaves, P.S., Yaw Kwarteng, A., 1989. "*Extracting spectral contrast in Landsat Thematic Mapper image data using selective principal Component Analysis*". Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 55, p. 339-348.

- Crosta, AP., Filho, SCR., Azevedo, F., Brodie, C., 2003. "*Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, Using ASTER imagery and principal component analysis*". Int. J. Rem Sens., 24, p. 4233-4240.

- Di Tommaso, I., Rubinstein, N., 2007. "Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina". Ore. Geo. Rev., 32, p. 275–290.

- Drury, S.A., 2001. "Image Interpretation in Geology", Nelson Thornes Blackwell Science, Cheltenham Malden, 290 pp.

- Loughlin, W. P., 1991. "Principal component analysis for alteration mapping", Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 57(9), p. 1163-1169.

- Mars, J.C., Rowan, L.C., 2006. "Regional mapping of phyllic and argillic altered rocks in the zagros magmatic, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms", Geosphere, 2(3), p. 161-186, doi:10.1130/GES00044.1.

- Jensen, J., 2000. "Remote sensing of the environment, an Earth resource perspective", Prantice Hall, New Jersey, 544p.

- Khaleghi, M., Ranjbar, H., 2011. "Alteration Mapping for Exploration of Porphyry Copper Mineralization in the Sarduieh area, Kerman Province, Iran, Using ASTER SWIR Data", Australian Journal of Basic and Applied Sciences, 5(8), p. 61-69.

- Ranjbara, H., Honarmandb, M., Moezifar, Z., 2004. "Application of the Crosta technique for porphyry copper alteration mapping, using ETM+ data in the southern part of the Iranian volcanic sedimentary belt". J. Asian Earth Sci, 24, p. 237–243.

- Rowan, L.C., Schmidt, R.G., Mars, J.C., 2006. "Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data", Journal of Remote Sensing of Environment, 104, p.74-87.

- Tangestani, MH., Mazhari, N., Ager, B., Moore, F., 2008. "Evaluating advance spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) data for alteration zone enhancement in a semi-arid area, northern Shahr-e-Babak, SE Iran". Int. J. Rem Sens., 29(10), p. 2833-2850.

- Tirrul.R., Bell. R.I., Grifiss. R., 1983. "The Suture Zone of Eastern Iran.litos", 94, p. 134-150.



*

Kilometers

شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه نصرت آباد شکل ۲- تصویر حاصل از ترکیب رنگی کاذب (۴۶۸) شکل ۳- تصویر (A) ترکیب رنگی های کاذب (۴۶۱) و (B) 🗄 🗄 🕫 = 🕫 .



شکل ۴- نمایی از تصاویر نسبت ویژه باندی۶/(۲+۲) برای بارزسازی مسکوویت، محدوده دگرسانی به شکل پیکسلهای قرمز رنگ و ایلیت بنفش رنگ می،باشد.



شکل ۵- تصاویر مربوط به بارزسازی دگرسانی آرژیلیکی، کائولینیت به رنگ سبز- آبی، مونتموریلونیت به رنگ نارنجی و آلونیت به رنگ صورتی میباشد.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۶- نمایی از آلتراسیون پروپیلیتیک، کلریت به رنگ سبز، کلسیت به رنگ آبی و اپیدوت به رنگ زرد می باشد.



شکل ۷- (A): تصویر PC3-، کانی مسکویت پیکسلهای قرمز رنگ)، ((B): کانی ایلیت پیکسلهای بنفش رنگ)، ((C): تصویر PC3، کانی کائولینت پیکسلهای سبز- آبی)، ((D): تصویر PC3-، کانی مونتموریلونیت پیکسلهای سبز رنگ)، ((B): تصویر PC3-، کانی مونتموریلونیت پیکسلهای سبز رنگ)، ((G): تصویر PC3، کانی کلریت پیکسلهای سبز رنگ)، ((G): تصویر PC3، کانی کاریت پیکسلهای سبز رنگ)، ((G): تصویر PC3، کانی کاریت پیکسلهای سبز رنگ)، ((G): تصویر PC3، کانی کاریت پیکسلهای ای بر رنگ)، ((G): تصویر PC3، کانی کاریت پیکسلهای سبز رنگ)، ((G): تصویر PC3-، کانی کاریت پیکسلهای سبز رنگ)، ((C): تصویر PC3، کانی کاریت پیکسلهای سبز رنگ



شکل A- نتایج حاصل از پردازش توسط روش SAM تصاویر (A): کانی مسکویت پیکسلهای قرمز رنگ)، (B): کانی ایلیت پیکسلهای بنفش رنگ)، (C): کانی کائولینت پیکسلهای سبز-آبی)، (D): کانی مونتموریلونیت پیکسلهای نارنجی رنگ)، (E): کانی کلریت پیکسلهای سبز رنگ)، (F): تصویر PC3، کانی کلسیت پیکسلهای آبی رنگ)، (G): کانی اپیدوت پیکسلهای زرد رنگ)،

Input Bands	Band 5	Band 6	Band 7
PC1	-0.567720	-0.586148	-0.578035
PC2	-0.367926	-0.447469	0.815109
PC3	-0.736427	<mark>0.675428</mark>	0.038378
Eigeavalue	0.059329	0.000851	0.000272

جدول۱: نتایج روش کروستا برای بارزسازی مسکویت

برای بارزسازی ایلیت	روش کروستا ہ	جدول٢: نتايج
---------------------	--------------	--------------

Input Bands	Band 1	Band 3	Band 5	Band 6
PC1	-0.442679	-0.490981	-0.520952	-0.539983
PC2	-0.548584	-0.513439	0.470764	0.462404
PC3	-0.708155	0.701353	-0.079085	0.019138
PC4	0.040085	-0.058502	-0.707627	<mark>0.703018</mark>
Eigeavalue	0.066527	0.005366	0.001096	0.000268

جدول۳: نتایج روش کروستا برای بارزسازی کائولینیت



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





Input Bands	Band 4	Band 6	Band 7
PC1	-0.601364	-0.568006	-0.561899
PC2	-0.751108	0.162140	0.639959
PC3	0.272394	-0.806895	<mark>0.524139</mark>
Eigeavalue	0.062608	0.001053	0.000693

جدول۴: نتایج روش کروستا برای بارزسازی مونتموریلونیت

Input Bands	Band 4	Band 5	Band 6
PC1	0.604447	0.555023	0.571484
PC2	0.784287	-0.288721	-0.549121
PC3	0.139775	-0.780122	<mark>0.609814</mark>
Eigeavalue	0.062179	0.000917	0.000253

جدول۵: نتایج روش کروستا برای بارزسازی آلونیت

Input Bands	Band 1	Band 3	Band 5	Band 7
PC1	0.448510	0.496609	0.519916	0.530948
PC2	0.566242	0.485251	-0.478160	-0.463967
PC3	0.662348	-0.683813	0.254878	-0.169504
PC4	0.198755	-0.224301	-0.660369	<mark>0.688547</mark>
Eigeavalue	0.068004	0.005126	0.001161	0.000310

جدول؟: نتایج روش کروستا برای بارزسازی کلریت

Input Bands	Band 6	Band 8	Band 9
PC1	-0.604928	-0.591568	-0.533018
PC2	-0.725424	0.133384	0.675255
PC3	0.328363	-0.795145	<mark>0.509826</mark>
Eigeavalue	0.056162	0.000997	0.000485

جدول۷: نتایج روش کروستا برای بارزسازی اپیدوت

Input Bands	Band 7	Band 8	Band 9
PC1	-0.599499	-0.595890	-0.534338
PC2	-0.577586	-0.140067	0.804223
PC3	0.554071	-0.790757	0.260208
Eigeavalue	0.055855	0.000925	0.000251



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





Alteration Map Nosratabad



شکل ۹- نقشه آلتراسیونهای منطقه نصرتآباد





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

<u>پری</u>سا طاوسی ایرج، دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی دانشگاه تهران، <u>parisa.tavoosi@ut.ac.ir</u> حسین رحیم پور بناب، استاد دانشکده زمین شناسی دانشگاه تهران، Rahimpor@ut.ac.ir

\$\$\$\$

مخازن کربناته همواره دارای پیچیدگیهای ذاتی بوده که بدلیل غیر قابل پیش بینی بودن مشخصات پتروفیزیکی بویژه تخلخل و تراوایی آنها میباشد. شناسایی واحدهای سدی در مخازن کربناته یکی از مواردی است که تشخیص و مدلسازی آنها دارای اهمیت بالایی برای زمین شناسان است. در این مطالعه به کمک ترسیم نمودار چینه ایی لورنز (SMLP) سازند مخزنی مورد مطالعه به ۱۲ واحد جریانی تقسیم شده است . از این تعداد سه واحد سدی، سه واحد نرمال، دو واحد بفل و چهار واحد بصورت زون سرعت قابل شناسایی هستند. واحد های سدی مورد نظر از نظر جایگاه چینه شناسی در قاعده واحد های مخزنی ۸۵زنی k3، k2،k1 قرار دارند.

کلید واژه ها:واحد جریانی، نمودار لورنز، کنگان و دالان، سد تراوایی

Determination of reservoir barriers in Kangan and Dalan formations

Hossein Rahimpour-Bonab Parisa Tavoosi Iraj

Abstract:

Carbonate reservoirs are very complex in nature because of their unpredictable petrophysical properties, especially porosity and permeability. Determination of barrier zones and mapping in this kind of reservoir has been always one of the challenging issues for geologists. In this study using stratigraphic modified Lorenz plot 12 reservoir flow units including 3 barrier zones, 3 normal, 2 baffle and 4 speed zones were identified. Results show that main reservoir barriers are located in base of the K1 and K3 and also in middle of K2 units.

Keywords :Flow unit, Lorenz plot, Kangan-Dalan, Barrier

\$\$\$\$

مقدمه :

حكيده:

تفکیک لایه های سدی (Flow Barriers) از لایه های مخزنی(Reservoir layers) همواره یکی از مسائلی است که زمین شناسان به دنبال حل آن هستند. لایه های سدی از این نظر که مهمترین عامل مطبق شدگی مخازن(Reservoir compartmentalization) هستند، دارای اهمیت فراوانی هستند. مطبق شدگی مخازن زمانی اتفاق می افتد که حضور عوامل





ناتراوا نظیر گسلهای ناتراوا، سد های دیاژنیتیکی، لایه های ناتراوا و ... ارتباط بین سیالات مخزن را مختل می کنند. این مطبق شدگی به دو صورت استاتیک (Static) و داینامیک (Dynamic) مشاهده می شود. مورد اول زمانی اتفاق می افتد که در طول زمان زمین شناسی هیدرو کربن ها و سیالات مخزنی با برخورد به یک سد تراوایی در تله های نفتی تجمع می یابند. اما حالت داینامیک در زمان تولید از یک مخزن و با برداشت از لایه های مختلف ایجاد می شوند (عنایتی بیدگلی، ۱۳۹۵). به عبارت دیگر گاهی لایه هایی که در طول زمان زمین شناسی به سیالات اجازه عبور داده اند ممکن است در زمان نسبتا کوتاه تولید در یک میدان به صورت ناتراوا عمل کنند. در این مطالعه سعی شده است با استفاده از روش نمودار چینه ای لورنز به تفکیک لایه های سدی در سازند های کنگان و دالان پرداخته و با استفاده از مطالعه مقاطع ناز ک علل این

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

\$\$\$\$

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه :

میدان پارس جنوبی یک میدان گازی مشترک بین ایران و قطر است که در بخش مرکزی خلیج فارس واقع شده است. توالیهای مخزنی در این میدان شامل دو سازند دالان و کنگان می شود. پس از رسوبگذاری سازند فراقون در پرمین میانی و باز شدن نئوتتیس و ریفت قارهای در امتداد زاگرس، تشکیل توالیهای ضخیم کربناته و انیدریتی شروع شده و تا تریاس پیشین ادامه می یابد. این توالیها در ایران با نام سازند دالان مشخص می شود که مرز زیرین آن با سازند آواری فراقون از نوع پیوسته و تدریجی است. این سازند شامل سه بخش کربناته زیرین (با لیتولوژی غالب آهک و دولومیت)، بخش تبخیری نار و بخش کربناته بالایی (شامل سنگ آهکهای اللیتی در پایین و سنگهای میکرایتی و دولومیت دربالا) می باشد (.F., Szabo, F.,)، دومین سازند تشکیل دهنده توالی مخزنی در پارس جنوبی، سازند کنگان می باشد . این سازند و بخش کربناته بالایی (شامل سنگ آهکهای اللیتی در پایین و سنگهای میکرایتی و دولومیت دربالا) می باشد. این سازند مر میدان پارس جنوبی به دو بخش تقسیم می شود که بخش پایینی آن دارای رخساره کربناته آهکی (عمدتا) و به طور بخشی یا کامل دولومیتی شده است و بخش بالایی آن رخساره دولومیتی متوسط لایه (در برخی قسمتها دولومیت آهکی) میدان پارس جنوبی به دو بخش تقسیم می شود که بخش پایینی آن دارای رخساره کربناته آهکی (عمدتا) و به طور بخشی یا کامل دولومیتی شده است و بخش بالایی آن رخساره دولومیتی متوسط لایه (در برخی قسمتها دولومیت آهکی) می منجر به تقسیم سازندهای کنگان–دالان به پنج بخش مخزنی ۲۸، ک۵ کام کام کار گردید. در واقع لایه های مخزنی دالان و ۲۵ معادل سازند کنگان، لایه های ۲۵ و ۲۵ موادل بخش دالان بالای و ۲۵ گردید. در واقع لایه های مخزنی دالان پائینی می باشند. بخش انیدریتی نار^۲ مابین لایه های ۲۵ و ۲۵ قرار گرفته و بخشهای دالان پائینی و بالائی و ااز هاین می از می بین می می را می دالان پائینی می مخزنی دالان و تاین میدان پائینی می می دالان پائینی می منزنی دالان پائینی می مندنی دالان پائینی و بالائی و بالائی و بالائی و ااز هم مجزا می باشند. بخش انیدریتی نار^۲ مابین لایه های ۲۸ و ۲۵ قرار گرفته و بخشهای دالان پائینی و بالائی و از می دالان پائینی را از هم مجزا می

Nar Member



شکل ۱ موقعیت مکانی میدان پارس جنوبی و واحدهای مخزنی در سازند های دالان بالایی و کنگان

روش مطالعه :

در این مطالعه با استفاده از داده های حاصل از آنالیز تخلخل و تراوایی در ۷۷۰ نمونه مغزه، با استفاده از روش نمودار چینه ای لورنز واحد های سدی تعیین گردید. در این روش، نمودار چینه ایی لورنز با استفاده از ظرفیت ذخیره تجمعی (Phih) و ظرفیت جریانی تجمعی (kh) ایجاد گردید. ظرفیت جریان و ظرفیت ذخیره تابعی از مقادیر تخلخل و تراوایی با در نظر گرفتن فاصله ی عمقی بین نمونه ها هستند. این مقادیر با استفاده از روابط زیر محاسبه می گردند : (1) (h1-h0), K2 (h2-h1),..., Kn (hn-hn-1) (h1-h0), K2 (h2-h1),..., Kn (hn-hn-1) (h1-h0)

	· · ·
$\Phi h = \Phi 1 (h1-h0), \Phi 2 (h2-h1), \dots, \Phi n (hn-hn-1)$	(2)
Khcum= K1 (h1-h0)/KhTotal + K2 (h2-h1)/KhTotal + + Kn(hn-hn-1)/KhTotal	(3)
$\Phi hcum = \Phi 1 (h1-h0)/\Phi hTotal + \Phi 2 (h2-h1)/\Phi hTotal + \dots + \Phi n(hn-hn-1)/\Phi hTotal$	(4)

که در این معادلات(K)تراوایی برحسب میلی دارسی، (h)عمق نمونه بر حسب متر و (Φ)تخلخل بهصورت کسری است. شکستگی و یا نقاط انحنا تعداد واحدهای جریانی را نشان میدهد. شیب هر قسمت نشان دهندهی چگونگی رفتار جریان در مخزن است(Gunter et al., 1997). شیب تند نشان دهندهی واحد های با تراوایی بالا است(Gomes et al., 2008). تعاریف متعددی برای واحدهای جریانی وجود دارد، ساده ترین تعریف بیان میکند که هر واحد جریانی ظرفیت جریان و ظرفیت



ذخیره ی مشابهی دارند. هم چنین شیب ملایم و یا افقی بیان گر واحدهای جریانی با تراوایی کم و یا سد جریانی می باشد. به طور کلی ۳ نوع واحد جریانی در این مطالعه شناسایی شده است که دارای خواص پتروفیزیکی مشابه هستند. ۱) زون سرعت (Speed zone) که بخش های با شیب زیاد نمودار را شامل می شود، ظرفیت جریانی بالایی نسبت به ظرفیت ذخیره دارند. ۲) زون بفل (Baffle zone) بخش های با شیب کمتر نمودار است که دارای ظرفیت ذخیره بالا ولی پتانسیل جریان کمتری هستند، و باعث آشفتگی در جریان می شوند. ۳) موانع جریان (Seal zone) بخش های بدون ظرفیت جریان و ذخیره Enayati-Bidgoli) که می دارند. ۴) زون نرمال(Normal zone) که ظرفیت جریان و ذخیره مشابهی دارند. (et al., 2014)

\$\$\$\$\$

بحث :

با استفاده از نمودار چینه ایی لورنز (SMLP) و براساس ترسیم نمودار (Phih) در مقابل(Kh) و زون بندی مخازن کنگان و دالان بالایی ۱۲ واحد دراین میدان شناسایی شد(شکل۲). از این تعداد ۴ زون به عنوان سدهای تراوایی، ۲ زون سرعت با قابلیت انتقال سیال بسیار بالا و همچنین ۸ زون مخزنی نرمال مشاهده گردید.





شکل ۳ نشان دهنده ی این واحد های جریانی در مقابل عمق می باشد. در این شکل ستون اول نمودار های پتروفیزیکی است که لیتولوژی ومقدار تخلخل در سازند های مخزنی کنگان و دالان را نشان می دهد. ستون دوم و سوم به ترتیب نشان دهنده ی تخلخل و تراوایی حاصل از مغزه می باشند . همان طور که در شکل مشاهده می شود واحد مخزنی k۱ معادل ۳ واحد جریانی ۱۰و ۱۱و ۱۲ است که به ترتیب نشان دهنده ی سد تراوایی، بفل و زون سرعت می باشند. به همین ترتیب واحد مخزنی 2x به دو واحد جریانی ۸ و ۹ قابل تقسیم است که واحد جریانی ۹ یک زون سرعت و واحد جریانی ۸ یک زون بفل یا سدی می باشد. واحد مخزنی k3 شامل دو واحد جریانی ۶ و ۷ می باشد. از این بین واحد جریانی ۷ یک زون نرمال و واحد جریانی۶ یک زون سدی است . واحد مخزنی 4x مجموعه ای از بهترین واحد جریانی ۷ یک زون تقسیم به ۵ زون می باشد، از این بین دو واحد جریانی ۱ و ۵ واحدهای جریانی نرمال هستند. واحد جریانی ۱ می که قابل سرعت هستند که بهترین زون مخزنی و هم چنین واحد جریانی ۳ یک زون بفل است. نتایج حاصل از این مطالعه قابل مرعت هستند که بهترین زون مخزنی و هم چنین واحد جریانی ۳ یک زون بفل است. نتایج حاصل از این مطالعه قابل مقایسه با مطالعات رسوب شناسی صورت گرفته در میدان پارس جنوبی می باشد(2011) میتاند (Rahimpour-Bonab et al, 2010).





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



شکل ۳ واحدهای جریانی شناسایی شده با استفاده از روش چینه ایی لورنز در یکی از چاه های میدان پارس جنوبی

نتیجه گیری:

بر اساس نتایج حاصل از این مطالعه سازندهای کنگان و دالان بالایی در میدان پارس جنوبی قابل تقسیم به ۱۲ واحد جریانی هستند. از این تعداد سه واحد سدی، سه واحد نرمال، دو واحد بفل و چهار واحد بصورت زون سرعت شناسایی شدند. واحد های دارای کیفیت خوب در زون مخزنی k4قرار دارند که نشان دهندهی برتری این واحد مخزنی به سایر واحد ها میباشد.

\$\$\$\$

منابع فارسی :



\$\$\$\$

References:

Gomes, J.S., Riberio, M.T., Strohmenger, C.J., Negahban, S., Kalam, M.Z., 2008. Carbonate reservoir rock typing the link between geology and SCAL. Society of Petroleum Engineers (SPE), 118284.

Gunter, G. W., Finneran, J. M., Hartmann, D. J., Miller, J. D., 1997. Early determination of reservoir flow units using an integrated petrophysical method. SPE 38679, P 373-380.

Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, AH., Navidtalab, A., Mehrabi H., 2014. Appraisal of intra-reservoir barriers in the Permo-Triassic successions of the Central Persian Gulf, Offshore Iran. Geologica acta 12 (1), 0087-107.

Rahimpour-Bonab, H., Esrafili-Dizaji, B., Tavakoli, V., 2010.Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the South Pars Gas Field, Offshore Iran: controlson reservoir quality. Journal of Petroleum Geology, 33, 43-66

Rahimpour-Bonab, H., (2007). A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity. Journal of Petroleum Science and Engineering. 58, 1-12.

Szabo, F., and A., Kheradpir, 1978, Permian and Triassic stratigraphy, Zagros Basin, south-west Iran. Journal of Petroleum Geology, V. 1, P. 57-82.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



فرآیندهای دیاژنزی و ژئوشیمی عناصر فرعی سازند روته در برش شمال مهاباد، شمالغرب ایران ◊◊◊◊◊◊◊◊

یوسف محمدی مقدس، گروه زمینشناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران mohamadiyusef88@yahoo.com رحیم مهاری، گروه زمینشناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران r.mahari@gmail.com رحیم شعبانیان، گروه زمینشناسی، دانشگاه پیام نور تبریز rahimshabanian@pnu.ac.ir عادل نجفزاده، گروه زمینشناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران najafzadeh.adel@yahoo.com

چکیدہ :

توالی رسوبی پرمین در ناحیهی شمال مهاباد شامل سازند کربناتهی روته با ضخامت ۲۰۱ متر است. این سازند بر روی سازند میلا با ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته است و بخش فوقانی آن توسط سازند کربناتهی قم با ناپیوستگی زاویهدار پوشیده شده است. برای بررسی تأثیر فرآیندهای دیاژنزی و تغییرات ژئوشیمیایی عناصر فرعی از دادههای پترو گرافی ۱۰۱ مقطع نازک و آنالیز ژئوشیمیایی ۸ نمونه ی سنگ آهک استفاده شد. نتایج حاصل از مطالعات پترو گرافی و ژئوشیمیایی نشان داد که رسوبات سازند روته تحت تأثیر ۴ محیط دیاژنتیکی قرار گرفته اند. فرآیندهای دیاژنزی اولیهی دریایی اثر کرده بر این رسوبات شامل میکرایتی شدن، سیمان هم محور و سیمان های میکرایتی حاشیهی آلو کمها هستند. همچنین فرآیندهای دیاژنزی سیمان بلو کی، سیمان گرانولار، سیمان رشد اضافی هم-مور، آهندار شدن، سیلیسی شدن و نئومورفیسم افزایشی که شاخص محیط دیاژنزی میتوریک میباشند تشخیص داده شدند. نشانههای دیاژنز تدفین عمیق توسط فرآیندهای سیمان دربر گیرنده، تراکم شیمیایی و سیمان دروزی، و همچنین شکستگیها و پرشدگی رگهها بعنوان فرآیندهای اصلی دیاژنزی در مرحلهی بالاآمدگی شناخته شدند. مطالعات ژئوشیمیایی عناصر فرعی بر اساس نسبتهای Ry میهای آلو کمها محان Ry میمان دربر گیرنده، تراکم شیمیایی و سیمان دروزی، و همچنین شکستگیها و برشدگی رگهه اعنوان فرآیندهای اصلی دیاژنزی در مرحلهی بالاآمدگی شناخته شدند. مطالعات ژئوشیمیایی عناصر فرعی بر اساس نسبتهای Ry می Sr/M (ی Sr/M و نسبت RM بر Ry مین داد که کانی شناسی اولیهی این رسوبات آراگونیتی بوده است. همچنین ترسیم مقایر Sr/M (ی Ry ایر Ry مین

Diagenetic processes and geochemistry of minor elements of the Ruteh Formation in northern Mahabad section, northwest of Iran

Youssef mohammadi moghaddas, Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, <u>mohamadiyusef88@yahoo.com</u>

Rahim Mahari, Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, rr.mahari@gmail.com

Rahim Shabanian, Department of Geology, Payame Noor University of Tabriz, <u>rahimshabanaian@pnu.ac.ir</u> Adel Najafzadeh, , Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, <u>adel@yahoo.com</u>

Abstract:

The deposits of the Permian in the northern region of Mahabad include the carbonate Ruteh Formation with the thickness of 201 meters. This formation, with erosional unconformity, is located on the Mila Formation, and its upper boundary is angular unconformity with the sediments of the Qom Formation. To investigate the effect of



diagenetic processes and the geochemical changes of the minor elements, the data of petrography of 101 thin sections and geochemical analysis of 8 samples of limestone were used. The results of petrography and geochemical studies showed that sediments of the Ruteh Formation affected by 4 diagenetic environments. Marine diagenetic processes that affect these sediments including micritization, syntaxial cement and marginal micrite cements around allochems. Also, diagenetic processes of blocky cement, granular cement, syntaxial growth cement, iron oxidation, silicification and aggrading neomorphism, which are indicator of meteoric deagenetic environment, were diagnosed. Burial diagenesis symptoms were identified by processes involving syntaxial cement, chemical compaction, drusy cement and fractures and vein filling as the main process of telogenesis. The geochemical studies of the minor elements showed that the early mineralogy of these sediments was aragonite, and was subjected to a meteoric diagenesis in a semi-closed to open diagenetic system. **Keywords :** Ruteh Formation, Diagenesis, Mahabad, Geochemistry, Permian

000000

مقدمه:

در دورهی پرمین سرزمین ایران در شمال گندوانا قرار گرفته بود و بخشی از قلمرو تتیس و قاره ی کیمرید را تشکیل میداده است (شعبانیان و فرجنژاد، ۱۳۹۴). رسوبات سازند روته در حاشیه ی واگرای پالئوتیس در یک محیط رمپ کربناته ته-نشست شدهاند. با توجه به این ویژگی، در بیشتر مناطق ایران میتوان توالی کاملی از رسوبات دریایی کربناتی سکویی پرمین را مشاهده نمود که رخنمون این توالی ها در بسیاری از مناطق شمال باختری ایران قابل مشاهده است. توالی رسوبی دریایی کربناته ی پرمین در برش چینه شناسی شمال مهاباد در ۱۵ کیلومتری شمال شهرستان مهاباد و در موقعیت جغرافیایی مع در این برش ۲۰۱ متر است. مطالعات مخالفی به بررسی فرآیندهای دیاژنزی و ژئوشیمی سازند روته در دیگر مناطق روته در این برش ۲۰۱ متر است. مطالعات مختلفی به بررسی فرآیندهای دیاژنزی و ژئوشیمی سازند روته در دیگر مناطق مختلف البرز و آذربایجان پرداختهاند (ارباب و آدابی، ۲۰۰۲: بسطامی و همکاران، ۱۳۹۶: مختارپور،۱۳۷۶: نورافکن کندرود، ۱۳۷۹: لنکرانی و همکاران، ۱۳۸۷). با توجه به اینکه تا کنون در مورد رخساره ها توالی های رسوبی و سکانس-مای تشکیل دهنده ی برش مورد مطالعه تحقیق جامعی صورت نگرفته است، نتایج حاصل از این تحقیق میتواند بمنظور در ک کانی شناسی اولیه، تفسیر تاریخچه دیاژنز و پالئوژئو گرافی حوضهی رسوبی مربوط به این رسوبات میادر قرار گیرد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقهی مورد مطالعه، مقطع برداشت شده و راههای دسترسی به آن



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



\$\$\$\$

روش تحقيق:

پس از مطالعهی سوابق تحقیقاتی صورت گرفته در مورد موضوع مورد مطالعه و بازدیدهای مقدماتی، محل دقیق مقطع رسوبی و کامل ترین و مناسب ترین برش در صحرا جهت برداشت انتخاب شد. سپس به توصیف واحدهای سنگی آن با پیمایش افقی و قائم پرداخته شد. بمنظور تعیین دقیق فرآیندهای دیاژنزی صورت گرفته بر روی نهشتههای سازند روته علاوه بر توصیف صحرایی، تعداد ۱۰۱ نمونهی سنگی بصورت سیستماتیک و با درنظر گرفتن تغییرات رخسارهای گرفته شد. بمنظور توصیف صحرایی، تعداد ۱۰۱ نمونهی سنگی بصورت گرفته، نمونهها به آزمایشگاه فرستاده شدند و از هر یک از نمونه سنگهای گرفته شده یک مقطع نازک میکروسکوپی گرفته، نمونهها به آزمایشگاه فرستاده شدند و از هر میکروسکوپهای پلاریزان مطالعه شدند. سپس محیط تشکیل هر کدام از ریزرخسارههای شناسایی شده بر اساس نوع اجزای تشکیل دهنده، انرژی محیط تشکیل و ویژگیهای بافتی آنها تخمین زده شد. نامگذاری ریزخسارهها بر اساس روش های (Wright, 1992)، (Folk, 1962) و (Folk, 1962)، شواهد دیاژنزی و تشخیص انرژی و محیط رسوپی بر اساس روش های (Wright, 1972)، و (Fulgel, 2010)، شواهد دیاژنزی و تشخیص انرژی و محیط رسوپی بر کربناتهی رسوبات پرمین برش شمال مهاباد، پس از مطالعهی دقیق پتروگرافی مقاطع نازک، تعداد ۸ نمونهی سنگهای کربناتهی رسوبات پرمین برش شمال مهاباد، پس از مطالعهی دقیق پتروگرافی مقاطع نازک، تعداد ۸ نمونهی سنگهای مورشای را داشتند مشخص گردیدند. سپس با روشهای SICP-MS انجام شد. بمنظور مطالعهی ژنوشیمی سنگهای اساس روش های (Spectrometry)، و Spectrometry) در این مرحله انجام شد. بمنظور مطالعهی ژنوشیمی سنگهای که دارای بیشترین زمینهی میکرایتی بودند انتخاب و قسمتهای مناسب آنها که کمترین دگرسانی و کمترین آلو کمهای Spectrometry) و ذوب قلیایی تحت آنایز عنصری قرار گرفتند.

میکروفاسیسها و محیط رسوبی سازند روته در شمال مهاباد

رسوبات سازند کربناتهی روته در برش شمال مهاباد بر روی سازند میلا به سن کامبرین زیرین قرار گرفتهاند. مرز این سازند با سازند میلا بصورت ناپیوستگی فرسایشی میباشد و سازند روته در انتها بصورت ناپیوستگی زاویهدارتوسط سازند قم به سن الیگومیوسن پوشیده میشود. ستبرای سنگ های سازند روته در این منطقه ۲۰۱ متر میباشد. مطالعهی مقاطع نازک میکروسپی سازند روته منجر به شناسایی ۱۵ میکروفاسیس در برش مورد مطالعه گردید که با مقایسهی آنها با میکروفاسیس های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) و کمربندهای رخسارهای ویلسون (۱۹۷۵) محیط رسوبی آنها از خشکی به سمت حوضه بترتیب عبارتند از: سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، پشتهی کربناته (سد)، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی. روند عمیق شدن حوضه از سمت پلتفرم کربناته به سمت حوضهی عمیق، عدم حضور آنکوئیدها، پیزوئیدها دانههای آگرگاتها، مشاهده نشدن رخسارههای کربناته یه سمت موضه عمیق، عدم حضور آنکوئیدها، پیزوئیدهای جریان ثقلی، نشان دهندهی تهنست این رسوبات در یک رمپ کربناتهی همو کلینال است.



فرآیندهای دیاژنزی

مهم ترین فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در رسوبات کربناتهی سازند روته شامل میکرایتی شدن، سیمان میکرایتی اطراف دانه، سیمان رشد اضافی هممحور، سیمان گرانولار، سیمان بلوکی، سیمان دربرگیرنده، سیمان دروزی، فشردگی، جانشینی (آهندار شدن و سیلیسی شدن) و نئومورفیسم افزایشی است. شکل ۲ انواع فرآیندهای دیازنزی مشاهده شده و شکل ۳ ستون چینهشناسی برش مورد مطالعه را نشان میدهند.



شکل ۲. فر آیندهای دیاژنزی شناسایی شده در سازند روته: a) میکرایتی شدن b) سیمان میکرایتی حاشیهی دانه c) سیمان سین تکسیال d) سیمان کلسیتی بلو کی e) سیمان پوئی کیلوتوپیک f) سیمان دروزی g) تراکم شیمیایی (استیلولیت) و آهندار شدن h) سیمان آهندار i) سیلیسی شدن j) نئومورفیسم افزایشی (در پوستهی فسیلی) k) نئومورفیسم افزایشی (در زمینهی میکرایتی و داخل





حجره فسیلی) l) نئومورفیسم افزایشی (فقط در داخل حجرهی فسیلی) m) سیمان گرانولار n) بافت ژئوپتال و سیمان سین تکسیال o) شکستگی و پرشدگی رگه

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



شکل ۳. ستون چینهشناسی رسوبات کربناتهی پرمین در برش شمال مهاباد

مطالعات ژئوشیمیایی

بمنظور تشخیص تغییرات عناصر فرعی کربناتهای سازند روته در طی دیاژنز مقادیر عناصر سدیم، استرانسیم، منگنز، آهن، کلسیم و منزیم اندازه گیری شدند. جدول ۱ مقادیر عناصر اصلی و فرعی نمونههای کربناتهی سازند روته در منطقهی مورد مطالعه را نشان میدهد.

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی و فرعی اندازه گیری شدهی سنگهای کربناتهی سازند روته در منطقهی مورد مطالعه

Sample no	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
p.t.23	55.08	0.74	404	140	37	607
p.t.41	54.03	0.69	748	114	49	514
p.t.56	54.24	0.84	631	92	27	663
p.t.59	54.42	0.45	367	100	73	938
p.t.61	54.46	0.58	448	111	44	1062
p.t.68	54.03	0.62	559	111	60	1491
p.t.75	54.14	0.65	664	113	42	915
p.t.84	54.08	0.69	581	100	56	1165
Average	54.31	65.75	550	110.12	48.5	919.37



در نمونههای برش مورد مطالعه حداقل مقدار استرانسیم ۳۶۷ پی پی ام و حداکثر مقدار آن ۷۴۸ پی پی ام گزارش شده است. میانگین استرانسیم در برش مورد مطالعه ۵۵۰ پی پی ام است. مقدار Sr در نمونههای کل کربناتهی مناطق حارهای بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام در تغییر است (Milliman, 1974) شکل ۴– a تغییرات مقادیر استرانسیم در نمونههای مورد مطالعه را در مقابل مقادیر منگنز نشان می دهد. . مقدار Na در سنگ آهکهای سازند روته در برش شمال مهاباد بین ۹۲ تا ۱۴۰ و میانگین آن ۱۱۰/۱۲ است. مقدار سدیم در این نمونهها کمتر از معادلهای کربناتهی عهد حاضر آنها است. یکی از عواملی که در کاهش مقدار سدیم در سنگهای آهکی نقش اساسی دارد ورود آبهای متئوریک است. ترسیم مقادیر Sr در مقابل سدیم برای تفکیک رخسارههای حارهای از غیرحارهای بکار میرود (Winfield et al, 1996). همانطور که در شکل b-۴ ومشاهده می گردد مقادیر این دو عنصر نسبت به معادلهای آراگونیتی عهد حاضر کاهش قابل توجهی را نشان میدهد. قرارگیری مقادیر استرانسیم و سدیم نمونههای سازند روته در محدودهی مقادیر منتسب به نمونههای سازندهای آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao, 1990) تأییدی بر ترکیب کانیشناسی آراگونیتی این سازند است. در برش شمال مهاباد میانگین مقدار منگنز ۴۸/۵ پی پی ام است. همانطور که در اشکال مشاهده می گردد مقدار منگنز نسبت به نمونه های کربناته ی آب گرم عهد حاضر افزایش پیدا کرده است و روند افزایش آن دقیقا منطبق بر الگوی ترسیم شده برای سازندهای گوردون تاسمانیا و مزدوران است (شکل ۴- c). دلیل این افزایش چشمگیر در مقدار منگنز ورود آبهای قارهای و به دنبال آن دیاژنز متئوریکی در یک فضای دیاژنتیکی باز است. این فرآیند منجر به تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمنزیم به کلسیت کم منزیم می شود و افزایش سیمان اسپاری در رسوبات می گردد که کنترل كنندهى ميزان منگنز است (Brand and veizer, 1980: Al-Aasm and veizer, 1986: Rao, 1989). ميزان تمركز و فراوانی آهن در سنگهای کربناته تابع شرایط ژئوشیمیایی محیطهای دیازنز، خصوصا شرایط pH و Eh است. در طی دیاژنز هنگامی که رسوبات در اعماق و شرایط محیطی احیایی قرار می گیرند کاتیون آهن وارد شبکهی کلسیت شده و یا بصورت سیمان آهندار در رسوبات کربناته تشکیل می شود. تمرکز آهن در نمونه های سازند روته در منطقهی مورد مطالعه بین ۵۱۴ تا ۱۴۹۱ پی پی ام متغیر است (میانگین ۹۱۹/۳۷ پی پی ام). روند تغییرات مقادیر آهن در نمونههای مورد مطالعه ارتباط مستقیمی با تغییرات مقادیر منگنز دارد، بطوریکه با افزایش مقدار منگنز در طی دیازنز مقادیر آهن نیز افزایش یافته است. این شکل نشان میدهد که سازند روته تحت تأثیر دیاژنز خصوصا دیازنز متئوریک قرار گرفته است. همچنین نشان دهندهی وجود محیطهای احیایی، دگرسانی شدید، سیستم دیاژنتیکی باز، دیاژنز غیر دریایی و سرعت بالای رسوبگذاری مىباشد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

دانتكاديام نوراستان قم





سنگ آهکهای سازند رو ته دارای نسبت Sr/Na بالا (ماکزیمم ۵٫۸ و میانگین ۴٫۸) و منگنز متوسط تا بالایی میباشند. این مقادیر مشابه با نمونههای آهکی آراگونیتی حارهای اردویسین تاسمانیا است. نسبتهای بالای Sr/Na سنگ آهکهای سازند رو ته همچنین با رسوبات آراگونیتی دریاهای آب گرم عهد حاضر مشابه میباشد. نمودار تغییرات Sr/Na در مقابل منگنز نشان میدهد که همهی نمونههای سنگ آهکهای رو ته درون محدودهی تعیین شده برای سنگ آهکهای آراگونیتی حارهای گوردون قرار می گیرند (شکل ۴– b) . تشابه بین عناصر فرعی کربناتهای آراگونیتی دیرینه و عهد حاضر تأییدی است بر اینکه سنگ آهکهای سازند رو ته (واقع در بخش کم عمق حوضه) نیز دارای مینرالوژی اولیهی آراگونیتی بوده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

نسبت Sr/Ca در مقابل Mn

بر اساس نسبت Sr/Ca و مقادیر منگنز میتوان روند دیاژنز غیر دریایی در سیستمهای باز و بسته و نسبت فعل و انفعالات آب به سنگ و شرایط اکسیداسیون و احیا را مشخص نمود (Ioero and) به سنگ و شرایط اکسیداسیون و احیا را مشخص نمود (Lohman, 2001). بالا رفتن میزان منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان دهندهی باز بودن سیستم و تأثیر آبهای احیا کننده میباشد (Lohman, 2001). بالا رفتن میزان منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان دهندهی باز بودن سیستم و تأثیر آبهای احیا کنده میباشد (Partly closed). بالا رفتن میزان میزان Sr/Ca میزان تیکی نشان دهندهی باز بودن سیستم و تأثیر آبهای احیا ک سنگ (Partly closed) میزان Sr/Ca میزان تیک کمتر از سیستمهای دیاژنزی باز است فازهای دیاژنزی نیمه-میسته (Partly closed) که فعل و انفعالات آب و سنگ کمتر از سیستمهای دیاژنزی باز است فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارند. مقادیر منگنز در نمونههای سازند روته اندکی افزایش نسبت به نمونههای آراگونیتی اولیه نشان میدهد. همچنین نسبت Sr/Ca در این نمونههای سازند روته اندکی افزایش نسبت به نمونههای عناصر بر روی نموار اگرچه محسوس است اما به حدی نبوده است که به محدودهی ترسیم شده برای نمونههایی که تحت تأثیر دیاژنز در سیستم باز قرار گرفتهاند وارد شوند. بنابراین چنین میتوان استنباط نمود که این رسوبات تحت تأثیر دیاژنز متثوریک در یک سیستم دیاژنزی نیمه،سته قرار گرفتهاند.



شکل ۴. تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی سنگهای کربناتهی سازند روته همراه با محدودههای تعیین شده برای کربناتهای سازندهای مزدوران(Adabi and Rao, 1991)، گوردون تاسمانیا (Rao, 1990)، کربناتهای قطبی پرمبن (Rao, 1991) وآراگونیت-های آب گرم عهد حاضر (Milliman, 1974)

فتیجهگیری ۱- محیط رسوبی کربناتهای پرمین در برش شمال مهاباد یک رمپ کربناتهی همو کلینال تشخیص داده شد. ۲- فرآیندهای دیاژنزی صورت گرفته در این رسوبات شامل میکرایتی شدن، سیمان میکرایتی اطراف دانه، سیمان رشد اضافی هم محور، سیمان گرانولار، سیمان بلوکی، سیمان دربرگیرنده، سیمان دروزی، فشردگی، جانشینی، نئومورفیسم است. ۳- کانیشناسی اولیهی رسوبات آراگونیت بوده است. ۴- رسوبات تحت تأثیر ۴ محیط دیاژنتیکی اولیهی دریایی، تدفین عمیق، متئوریک و بالاآمدگی قرار گرفتهاند.



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





منابع فارسی:

اوباب، ب و آدابی، م.ح.، (۱۳۸۱)، تعیین مینرالوژی اولیه و بازسازی محیط رسوبی نهشتههای سازند روته در حوضهی البرز مرکزی با استفاده از مطالعات پتروگرافی و ؤنوشیمیایی، فصلنامهی علمی پژوهشی علوم زمین، شماره ۴۵، صص ۷۵–۶۴. بسطامی بندبی، ل. موسوی طسوج، م.، حسینی برزی، م.، ۲۰۱۷، فرآیندهای دیاژنتیکی و ژئوشیمی عنصری سازند روته در برش های خور، سنگسر (دامنهی جنوبی البرز مرکزی) و مکارود (دامنهی شمالی البرز مرکزی)، پژوهش های دانش زمین، شعبانبان، ر.، فرجنژاد، ن.، ۱۳۹۴، مطالعهی چینهننگاری سنگی و زیستی نهشتههای مهکی پرمین میانی و پسین در برش چینهننگاری ایلانلو، شمال قوه ضیادین، علوم زمین، سال ۲۵، شماره ۹۸، صص ۲۹۴–۳۰ شعبانبان، م.، امینی، ع.، (۱۳۸۷)، چینهنگاری سکی و زیستی نهشتههای مهکی پرمین میانی و پسین در برش چینهننگاری ایلانلو، فصلنامهی زمین شناسی ایران، دوره ۲۰، شماره ۹۸، صص ۲۵۴–۲۹ فصلنامهی زمین شناسی ایران، دوره ۲۰، شماره ۸۵، صص ۲۹۴–۹۱ مختار پور، ح.، ۱۳۷۶، "سالهی محیطهای رسوبی و توالی های سنگهای پرمین در ناحیهی البرز، شمال ایران": رسالهی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۲۲۹ ص. تورافکن کندرود، خ.، (۱۳۷۹)، رخسارهها، محیط رسوبی و سکانسهای سنگهای پرمین بالایی در منطقهی عجبشیر، آذربایجان شرقی، پایانامه ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم

References:

Adabi, M.H., and Rao, C.P., 1991, Petrographic and geochemical evidence for original mineralogy of upper Jurassic carbonate (Mozduran formation), Sarakhs area, Iran, Sedimentary Geology, v. 72, p. 253-267

Al-Aasm, I.S., and Veizer, J., 1986, Diageetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, II. Stable isotopes in Rudists: Jour, Sedimentary Petrology, v. 56, p. 763-770

Brand, U., and Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, Stable isotopes, Journal of sedimentary petroleum, v. 51, p. 987-997

Cicero, A., and Lohman, K.C., 2001, Sr/Mg variation during rock-water interaction: Implication for secular changes in the elemental chemistry of ancient seawater, Geochimical et Cosmochimical Acta, v. 65, p. 741-761

Dunham, R.G, (1962), Classification of carbonate rocks According to depositional texture, American Association of Petroleum Geologists, pp. 108-121.

Flugel, E., (2010), Microfacies of carbonate rocks, Springer, 984 p.

Folk, R.L., (1962), Practical petrographic classification of lime stones: American Association of Petroleum Geologists

Knorich, A.C., and Mutti, M., 2006, Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of hetorozoan carbonates, a case study from the Oligo-Miocene of the cetral Mediterranean, Journal of Sedimentary Research, v. 76, p. 871-888

Milliman, J.D., 1974, Marine carbonates, Springer-Verlag, New York

Rao, C.P., 1989, Geochemistry of Gordon limestone (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, Australia, aust. Journal of earth sciences, v. 36, p. 65-71

Rao, C.P., 1990, Geochemical Characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia, Carbonates and Evaporites, v. 5, p. 209-221

Wilson, J.L,. (1975), Carbonate facies in Geological history, Springer, 471 p.

Winefield, P.R., Nelson, C.S and Hodder, A.P.W., 1996, Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistr, a reconnaissance study based on New Zeland Cenozoic limestoes, Carbonate and Evaporites, 11, 19-31

Wright, V.P., 1992, A revised classification of lime stones, Sedimentary Geology, v. 76, p. 177-185



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



میکروفاسیسها، محیط رسوبی و چینهنگاری سکانسی نهشتههای کربناتهی پرمین در برش شمال مهاباد ◊◊◊◊◊◊◊◊

یوسف محمدی مقدس، گروه زمینشناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران rr.mahari@gmail.com رحیم مهاری، گروه زمینشناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران rahimshabanian@pnu.ac.ir رحیم شعبانیان، گروه زمینشناسی، دانشگاه پیام نور تبریز najafzadeh.adel@yahoo.com عادل نجفزاده، گروه زمینشناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران najafzadeh.adel@yahoo.com

چکیدہ :

نهشتههای پرمین در ناحیهی شمال مهاباد شامل سازند روته با ضخامت ۲۰۱ متر است که بصورت یک توالی از سنگهای رسوبی کربناتهی عمدتا متوسط تا ضخیملایه تشکیل شده است. این سازند با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند میلا به سن کامبرین قرار گرفته است و مرز بالایی آن با رسوبات سازند قم بصورت ناپیوستگی زاویهدار است. بر اساس لیتولوژی، سازند روته در سطح زمین به ۸ واحد سنگ چینهای مجزا تفکیک شد. مطالعات آزمایشگاهی نمونههای میکروسکوپی منجر به شناسایی ۱۵ میکروفاسیس شد به در ۷ کمربند رخسارهای سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، بار، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی تهنشست شدهاند. با توجه به نبود نهشتههای توربیدتی ، نبود کمربند ریفی و همچنین تغییر تدریجی رخسارهها مشخص گردید که این رسوبات در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ کربناتهی هموکلینال تهنشست شدهاند. بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا بر اساس رخسارههای رسوبی شناسایی شده منجر به شناسایی ۴ سکانس رسوبی گردید. مرز همهی سکانسها از نوع اول (I-BS) میباشند. یافتهها و نتایج حاصل از این پژوهش میتواند تکمیل کنندهی دادههای بنیادین در شناسایی پالئوژئو گرافی ناحیه و دریای تئیس قدیم باشد.

کلید واژه ها: پرمین، سازند روته، چینهنگاری سکانسی، ریزرخساره ، محیط رسوبگذاری، مهاباد

Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Permian carbonate deposits in northern Mahabad section

Youssef mohammadi moghaddas, Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, <u>mohamadiyusef88@yahoo.com</u>

Rahim Mahari, Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, rr.mahari@gmail.com

Rahim Shabanian, Department of Geology, Payame Noor University of Tabriz, <u>rahimshabanaian@pnu.ac.ir</u> Adel Najafzadeh, , Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, <u>adel@yahoo.com</u>

Abstract:

The deposits of the Permian in the northern region of Mahabad include the Ruteh Formation with the thickness of 201 meters and this formation is composed of a sequence of the medium-thick bedded carbonate sedimentary rocks. This formation, with erosional unconformity, is located on the Mila Formation of Cambrian age, and its upper boundary is angular unconformity with the sediments of the Qom formation of Oligo-Miocene. Based on the lithological analysis, the Ruteh Formation is divided into 8 distinct stratigraphic units on the earth's surface. The laboratory studies on the microscopic thin sections led to the identification of 15 microfacies which were



deposited in 7 sub environments include: supratidal, intertidal, lagoon, bar, open marine, middle ramp, and outer ramp. Since there are no turbidity deposits, the lack of reef belt and the gradual alteration of facies, it turned out that these sediments were deposited in a Homoclinal carbonate ramp. According to identified sedimentary facies, investigating the relative changes in sea level, led to the identification of 4 sedimentary sequences. The boundaries of all the sequences are the Type 1 Sequence Boundary (SB1). The findings and results of this research can complete the basic data in line with the palaeo-geographic identification of the area and the ancient Tethys Sea

Keywords : Permian, Ruteh Formation, Sequence stratigraphy, Microfacies, Sedimentary environment, Mahabad

\$\$\$\$

مقدمه :

شواهد يالئومگنتيكي بدست آمده از سنگهاي يركامبرين بالايي و كانسنگهاي آهن بافق (Becker et al, 1973)، سنگهای پالئوزوئیک پایینی کوه گهکم و سورمه در زاگرس (Burek and Furst, 1975)، ماسهسنگهای ارغوانی کامبرین منطقهی نمکی یاکستان (McElhiny, 1970)، سازند جبرود در کوههای البرز در شمال ایران (Wensink et al,) 1978) و سنگهای پرکامبرین بالایی، اردویسین و سنگهای پرمین ایران مرکزی (Soffel et al, 1975) و همچنین شباهت بسیار زیاد شواهد رسوبگذاری در این مکانها نشان میدهد در طی پر کامبرین پسین و پالئوزوئیک، ایران مرکزی، البرز و زاگرس بخش هایی از گندوانا بودهاند. در کربونیفر پایانی– پرمین آغازین ریفتزایی قارهای این زمین ها را از گندوانا جدا کرد و اقیانوس نئوتتیس بوجود آمد. گسترش کم یخچالها و فرونشینی ناشی از سازوکار فازهای کششی و پیدایش پوستهی اقیانوسی در پرمین پسین به پیشروی دریاها و پیدایش پلتفرمهای گستردهی کربناته انجامید (لاسمی، ۱۳۷۹)، بطوریکه سنگهای کربناتهی سازندهای روته (Asserto, 1963) و نسن (Glaus, 1964) در زون البرز– آذربایجان و سازند جمال در ایران مرکزی با پویا شدن دوبارهی پلتفرمهای کربناتهی پالئوتتیس پدید آمدند. توالی رسوبی کر بناتهی پر مین میانی در برش چینه شناسی شمال مهاباد در ۱۵ کیلومتری شمال شهر ستان مهاباد و در موقعیت جغرافیایی ۴۵ درجه و ۴۶ دقیقهی طول شرقی و ۳۶ درجه و ۵۳ دقیقهی عرض شمالی دارای رخنمون است (شکل ۱). ضخامت سازند روته در این برش ۲۰۱ متر است که با ناییوستگی فرسایشی بر روی سازند میلا به سن کامبرین قرار گرفته است. در مطالعات مختلفي كه به بررسي محبط رسوبي و چينهنگاري سازند رو ته در ديگر مناطق مختلف البرز و آذربايجان پرداخته-اند (مختاریور، ۱۳۷۶: نورافکن کندرود، ۱۳۷۹: لنکرانی و همکاران، ۱۳۸۷: حسنی و همکاران، ۱۳۹۱: باباخویی و همکاران، ۱۳۹۲: بسطامی و همکاران، ۱۳۹۵) اغلب محیط رسوبگذاری دریای کمعمق را برای آن پیشنهاد کردهاند. با توجه به اینکه تا کنون در مورد رخسارهها، توالیهای رسوبی و سکانسهای تشکیل دهندهی برش مورد مطالعه تحقیق جامعي صورت نگرفته است، نتايج حاصل از اين تحقيق مي تواند بمنظور ارائهي يک مدل رسوبگذاري براي اين نهشتهها و تكميل كنندهي دادههاي ناحيهاي پالئوژئو گرافي درياي تتيس مورد استفاده قرار گرد.



~~~~~

روش تحقيق:

پس از مطالعهی سوابق تحقیقاتی صورت گرفته در مورد موضوع مورد مطالعه و بازدیدهای مقدماتی، محل دقیق مقطع رسوبی و کامل ترین و مناسب ترین برش در صحرا جهت برداشت انتخاب شد. سپس به توصیف واحدهای سنگی آن با پیمایش افقی و قائم پرداخته شد. بر اساس اختصاصات هندسی واحدهای رسوبی، سطوح چینهای، ساختهای رسوبی و اجزای زیستی و غیرزیستی، واحدهای رسوبی موجود به رخسارههای مجزایی در سطح زمین تقسیم و تفکیک شدند. بمنظور تعیین دقیق رخسارهها و محیط رسوبگاری نهشتههای سازند روته علاوه بر توصیف صحرایی، تعداد ۱۰۱ نمونه ی سنگی بصورت سیستماتیک و با درنظر گرفتن تغییرات رخسارهای گرفته شد. بمنظور توصیف صحرایی، تعداد ۱۰۱ نمونه ی شرایط و محیط تشکیل رخساره، اجزای تشکیل دهنده ی رخساره و نسبت بین اجزای آن و انواع فر آیندهای دیاژنزی، شرایط و محیط تشکیل رخساره، اجزای تشکیل دهنده ی رخساره و نسبت بین اجزای آن و انواع فر آیندهای دیاژنزی، مقاطع نازک میکروسکوپی در زیر میکروسکوپهای پلاریزان مطالعه شدند. برای تعیین فراوانی آلو کمها از نمودارهای مقاطع نازک میکروسکوپی در زیر میکروسکوپهای پلاریزان مطالعه شدند. برای تعیین فراوانی آلو کمها از نمودارهای مقاطع نازک میکروسکوپی در زیر میکروسکوپهای پلاریزان مطالعه شدند. برای تعیین فراوانی آلو کمها از نمودارهای مقاطع ناز ک میکروسکوپی در زیر میکروسکوپهای پلاریزان مطالعه شدند. برای تعیین فراوانی آلو کمها از نمودارهای مقاطع ناز ک میکروسکوپی در زیر میکروسکوپهای پلاریزان مطالعه شدند. برای تعیین فراوانی آلو کمها از نمودارهای مقاطع ناز ک میکروسکوپی در زیر میکروسکوپی (Bolor بند یو یوژگیهای بافتی آنها تخمین زده شد. نامگذاری مقایسهای (Busion بر اساس روش های ای (Folk, 1962)، شواهد دیاژنزی و تشخیص انرژی محیط بر اساس روش (Puولی 2010)، مطالعات بافتی بر اساس روش (Tucker, 2001)، شواهد دیاژنزی و تشخیص انرژی و محیط روش (Hunt and Tucker, 1992))، در این مرحله از مین مرحله انجام شد. همچنین برای تشخیص و تفکیک سیکنسها و سیستم تراکتها از مدلهای ارانه شده توسط (Pu

چینهشناسی سازند روته در شمال مهاباد

رسوبات سازند کربناتهی روته در برش شمال مهاباد بر روی سازند میلا به سن کامبرین زیرین قرار گرفتهاند. مرز این سازند با سازند میلا بصورت ناپیوستگی فرسایشی میباشد و سازند روته در انتها بصورت ناپیوستگی زاویهدارتوسط سازند قم به سن الیگومیوسن پوشیده میشود. ستبرای سنگهای سازند روته در این منطقه ۲۰۱ متر میباشد. بر اساس مطالعات



صحرایی، ویژگیهای سنگشناسی، و خصوصیات ماکروسکوپی از قبیل رنگ، ضخامت لایهها، وجود و یا عدم وجود محتوای فسیلی، این سازند در برش مورد مطالعه به ۸ واحد سنگی مختلف تقسیم بندی می شود که عبارتند از: سنگ آهک های ضخیم تا متوسط لایه ی کرمرنگ، سنگ آهکهای متوسط لایه تا ضخیم لایه ی کرم و قرمزرنگ، سنگ آهک فسیل دار، سنگ آهکهای مرجانی کرمرنگ، سنگ آهک قرمزرنگ، سنگ آهکهای خاکستری تیره ی ضخیم تا متوسط لایه، سنگ آهکهای ضخیم لایه ی خاکستری تیره مرجانی و سنگ آهکهای متوسط لایه ی کرم و قرمزرنگ، سنگ آهک ویژگیهای صحرایی واحدهای سنگی سازند روته در برش شمال مهاباد و شکل ۳ تصاویر میکروسکپی میکروفاسیس های شناسایی شده در این برش را نشان می دهند.



شکل ۲. ویژگیهای صحرایی واحدهای سنگی سازند روته در برش شمال مهاباد. a) سنگ آهکهای ضخیم تا متوسط لایهی کرم-رنگ. b) سنگ آهکهای متوسط لایه تا ضخیم لایهی کرم و قرمزرنگ. c) سنگ آهک فسیل دار واحد c. b و e) سنگ آهکهای مرجانی کرمرنگ. f) سنگ آهک قرمزرنگ. g) سنگ آهکهای خاکستری تیرهی ضخیم تا متوسط لایه h) سنگ آهکهای ضخیم-لایهی خاکستری تیرهی مرجانی. i) سنگ آهکهای متوسط لایهی کرمرنگ



شکل ۳. تصاویر میکروسکپی میکروفاسیسهای سازند روته. a) مادستون روزنه دار (محیط سوپر اتایدال) b) دولومادستون (محیط سوپر اتایدال) c) اینترا کلست گرینستون (محیط اینتر تایدال) d) بایو کلست آلگال و کستون (محیط لاگون) e) آلگال پلوئید پکستون f) Poorley washed biosparite (محیط لاگون) g) بایو کلست پلوئید گرینستون (محیط بار) h) آلگال پلوئید گرینستون (محیط بار) ا) باندستون مرجانی (محیط بار: ریف کومه ای) L) اائید پلوئید گرینستون (محیط بار) K) پکستون/و کستون فرامینی فر دار (محیط کم عمق دریای باز) L) بایو کلست پکستون (محیط دریای باز) m) بایو کلست و کستون (محیط عمیق دریای باز) بایو کلست پکستون (محیط رمپ میانی) o) مادستون آهکی (رمپ خارجی)

محيط رسوبگذاري

در دوره ی پرمین، ایران در شمال خاوری گندوانا قرار داشته است. پس از پیدایش سازند درود (پرمین پیشین)، پسنشینی یخچالها، تکاپوهای تکتونیکی کششی و افزایش حجم پشتههای میان اقیانوسی به پیشروی دریا و بازپویایی پلتفرمهای کربناته در حاشیه ی جنوبی پالئوتتیس انجامیده است (لاسمی، ۱۳۷۹) بنابراین در زمان رسوبگذاری سازند روته شرایط برای گسترش پلتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال مناسب بوده است. مطالعه ی مقاطع نازک میکروسپی سازند روته منجر به شناسایی ۱۵ میکروفاسیس در برش مورد مطالعه گردید که با مقایسه ی آنها با میکروفاسیسهای استاندارد فلوگل



(۲۰۱۰) و کمربندهای رخسارهای ویلسون (۱۹۷۵) محیط رسوبی آنها از خشکی به سمت حوضه بترتیب عبارتند از: سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، پشتهی کربناته (سد)، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی. بر اساس میکروفاسیسهای شناسایی شده، روند عمیق شدن حوضه از سمت پلتفرم کربناته به سمت حوضهی عمیق، عدم حضور آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانههای آگرگات که خاص شلفهای کربناته بوده و بندرت در رمپهای کربناته یافت میشوند (فلوگل، ۲۰۱۰) یک نیمرخ رمپ هموکلینال را برای نهشتههای سازند روته در این منطقه میتوان پیش بینی کرد. همچنین مشاهده نشدن رخسارههای کربناتهی دوباره نهشته شده، برشها و رسوبات مربوط به فرآیندهای جریان ثقلی در رسوبات سازند روته نشان دهندهی نهشته شدن این رسوبات در یک محیط با شیب کم و فاقد شکست در شیب کف حوضه است که این ویژگی خود به دلیل نرخ پایین رسوبات در یک محیط با شیب کم و فاقد شکست در شیب کف حوضه است که این ویژگی حافرد به دلیل نرخ پایین رسوبات در یک محیط با شیب کم و فاقد شکست در شیب کف حوضه است که این ویژگی حود به دلیل نرخ پایین رسوبات در یک محیط با شیب کم و فاقد شکست در شیب کف حوضه است که این ویژگی حافره به دلیل نرخ پایین رسوبات در یک محیط با شیب کم و فاقد شکست در شیب کف موضه است که این ویژگی حود به دلیل نرخ پایین رسوبگذاری در رمپهای کربناتهی هموکلینال است (Fhuson, 1975: Read, 1985: Lee et al) حاشیه دار، عدم مشاهدهی ریفهای سدی گسترش کم ریفه او ریلتفرمهای کربناته از نوع رمپ نسبت به پلتفرمهای کربناتهی واقعیت است که محیط رسوبی این سازند یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال است (۲۹۹۰می، ۲۹۵۵).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

والتكاويام نوراستان قم

چینەنگاری سکانسی

در این تحقیق از بین روش های مختلف استفاده شده در چینهنگاری سکانسی از روش ارائه شده توسط هانت و تاکر (Hunt and Tucker, 1992) در بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا استفاده شده است. در این روش هر سکانس رسوبی شامل ۴ دسته رسوبی تراز پایین (LST)، دسته یرسوبی پیشرونده (TST)، دسته ی رسوبی بالا (HST) و دسته ی رسوبی تراز افت (FRST) می باشد. در این مطالعه از سطوح مرز سکانسی (SB) و سطوح حداکثر سطح غرقابی (mfs) بمنظور شناسایی سکانس ها و دسته های رخساره ای استفاده شده است. بر این اساس تعداد ۴ سکانس از قاعده ی سازند بسمت بالا تشخیص داده شد که عبار تند از:

سکانس رسوبی اول: این سکانس با ضخامت حدود ۶۴ متر در بین دو مرز سکانسی نوع اول (I-BS) با شاخصه ی رخساره-ی مادستون روزنه دار در پایین و دولومادستون در بالا که معرف پهنه های بالای جزرومدی است قرار گرفته است. مجموعه رخساره های پیشرونده ی این سکانس (TST) ۲۶ متر ضخامت دارد و با رخساره ی و کستون اینتراکلست و پلوئید دار شروع می شود. به دلیل پیشروی آب دریا در یک روند عمیق شدگی رخساره های پکستون بیو کلست دار و گرینستون بیو کلست ار و گرینستون اینتراکلست دار شاخص محیط سدی رسوب کرده اند. سپس رخساره ی و کستون بایو کلست دار بر روی آن ها رسوب کرده است. سطح گسترش این رخساره بدلیل اینکه معرف عمیق ترین محیط در این سکانس است بعنوان سطح





با پسروی آب دریا در یک روند کاهش عمق بترتیب باعث تهنشست شدن رسوبات مربوط به محیطهای سدی (گرینستون اینتراکلست و بیوکلستدار)، لاگون و رخسارههای شاخص پشت بار و اینترتایدال شده است. ضخامت دسته رخسارههای پسرونده ۳۸ متر است. مرز بالای این سکانس به رخسارهی دولومادستون منتهی می شود که بعنوان مرز سکانسی نوع اول (SB-1)تشخیص داده شده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

سکانس رسوبی دوم: مرز زیرین این سکانس با رخساره ی دولومادستون و مرز بالایی آن با رخساره ی مادستون روزنه دار مشخص می شود. ضخامت آن حدود ۳۶ متر است. رخساره های مربوط به سیستم تراکت تراز پایین دارای ضخامت ۲۰ متر و از پایین به بالا شامل رخساره های دولومادستون، گرینستون فرامینی فر و کرینوئیددار، پکستون/ وکستون گاستروپود و جلبک دار است. بر روی این رخساره ها، رخساره ی مادستون استیلولیت دار مربوط به دریای عمیق قرار گرفته است که سطح آن بعنوان سطح حداکثر غرقابی در نظر گرفته می شود. در بالای این سطح رسوبات مربوط به دسته رخساره های پسرونده با ضخامت ۱۶ متر رسوب کرده اند. با پسروی دریا رسوبات یک روند کم عمق شوندگی که از پایین به بالا شامل رخساره های دریای باز، بار، ریف و لاگون می باشد را نشان می دهند. این رخساره ها معادل دسته رخساره های سیستم تراکت تراز بالا

سکانس رسوبی سوم: مرز زیرین و بالایی این سکانس توسط رخساره ی شاخص محیط سوپراتایدال مشخص می شود. ضخامت این سکانس حدود ۶۰ متر است. دسته رخساره های پیشرونده ی این سکانس با ضخامت ۲۴ متر با رخساره ی گرینستون پلوئیددار شاخص محیط سدی شروع می شود. بعد از آن رخساره های باندستون مرجانی که شاخص محیط های کم عمق می باشد قرار گرفته است. بر روی آن رخساره های دریای باز که شامل و کستون و پکستون های فرامینی فر و خارپوست دار است قرار گرفته انت. رخساره ی اخیر بعنوان سطح حداکثر غرقابی در نظر گرفته شده است. در بالای سطح حداکثر غرقابی دسته رخساره های پسرونده قرار گرفته اند که شامل رخساره های مادستون و و کستون گاستروپوددار و فرامینی فردار قرار گرفته اند. رخساره ی می باشند. مجموعه رسوبات این دسته ۳۶ متر ضخامت دارند. مرز این سکانس با رخساره ی مادستون روزنه دار می باشند. مجموعه رسوبات این دسته ۳۶ متر ضخامت دارند. مرز سالایی این سکانس با رخساره ی مادستون روزنه دار مشخص می شود که بعنوان مرز سکانسی نوع اول تشخیص داده شده است.



سکانس رسوبی چهارم: این سکانس با ضخامت حدود ۲۰ متر در بین دو مرز سکانسی نوع اول قرار گرفته است. این سکانس با رخساره های شاخص دریای باز که شامل و کستون و پکستون بایو کلستی که بیشتر آلو کم های آن را خارپوست تشکیل می دهد شروع می شود. این رخساره با توجه به اینکه عمیق ترین رخساره ی این سکانس است بعنوان سطح حداکثر غرقابی تشخیص داده شده است. بر روی این رخساره، رخساره های و کستون و پکستون پلوئید و فرامینی فردار قرار گرفته اند که مجموعه رخساره های پسرونده ی این سکانس را تشکیل داده اند. انتهای این سکانس بر رخساره ی مادستون روزنه ای منطبق است که بعنوان مرز سکانسی شناخته شده است. شکل ۴ ستون چینه شناسی، سیستم تر کتها، سکانس ها و تغییرات نسبی سطح آب دریا را در حوضه ی مربوط به نهشته های سازند روته را در برش شمال مهاباد نشان می دهد.



شکل ۴. ستون چیتهشناسی و تغییرات نسبی سطح آب حوضهی رسوبات کربناتهی پرمین در برش شمال مهاباد

فتیجه گیری ۱- مرز زیرین توالی پرمین در برش مورد مطالعه با سازند میلا از نوع ناپیوستگی فرسایشی میباشدو با ناپیوستگی زاویـهدار توسط سازند قم پوشانده شده است.




۲- بر اساس مطالعات صحرایی، ویژگیهای سنگ شناسی، و خصوصیات ماکروسکوپی از قبیل رنگ، ضخامت لایهها این سازند در برش مورد مطالعه سازند روته به ۸ واحد مختلف سنگ چینه ای مجزا تقسیم بندی شد.
 ۳- مطالعه ی مقاطع نازک میکروسکپی منجر به شناسایی ۱۵ ریزرخساره مربوط به ۷ کمربند رسوبی سوپراتایدال، اینتر تایدال، لاگون، سد، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی گردید.
 ۲- بعلت مشاهده نشدن رخساره های کربناته ی دوباره نهشته شده، برش ها و رسوبات مربوط به فر آیندهای جریان ثقلی در

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

رسوبات و همچنین عدم حضور آنکوئیدها، پیزوئید و دانههای آگرگات محیط رسوبی تهنشت این سازند رمپ کربناتهی هموکلینال تشخیص داده شد.

۵- بر اساس تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضهی رسوبی مربوطه و سطوح چینهای تفکیک کنندهی دستههای رسوبی توالی رسوبی پرمین در این منطقه از ۴ سکانس رسوبی با مرزهای سکانسی نوع اول تشکیل شده است.

\$\$\$\$\$

منابع فارسی:

باباخویی، گ.، آدابی،م.ح.، جهانی، د و زبیری، م.، (۱۳۹۲)، " محیط رسوبی و چینهنگاری سکانسی سازند روته در منطقهی سیبستان (البرز مرکزی) " ، فصلنامهی پژوهشرهای چینهنگاری و رسوبشناسی، سال ۲۹، شماره ۱.

بسطامی، ل.، م.ر. موسوی، م. حسینی برزی، " ریزرخسارهها، محیط رسوبی و تغییرات نسبی سطح آب دریا در سازند روته، برشهای سنگسر و مکارود، البرز مرکزی" ، پژوهشهای چینهنگاری و رسوبشناسی، سال ۳۲، ش ۶۵، صص ۲۸–۱.

حسنی،ر.، م.ر. موسوی، م. لنکرانی، ر. اهریپور، " رخسارهها، محیطهای رسوب گذاری و چینهنگاری سکانسی نهشتههای پرمین در ناحیهی خوش پیلاق": زمین شناسی ایران، ش. ۲۴، ص ۳۲–۱۹.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، " رخسارهها، محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی نهشتهسنگهای پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران" ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.

لنکرانی،م.، امینی، ع.، (۱۳۸۷)، " چینهنگاری سکانسی نهشتههای پرمین (ابرسکانس آبزاروکای میانی) در ناحیهی گدوک، البرز مرکزی" ، فصلنامهی زمین شناسی ایران، دوره ۲، شماره ۸، صص ۴۵–۲۹.

مختارپور، ح.، ۱۳۷۶، " سنگشناسی، محیطهای رسوبی و توالیهای سنگهای پرمین در ناحیهی البرز، شمال ایران": رسالهی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۲۲۹ ص. نورافکن کندرود، خ.، (۱۳۷۹)، " رخسارهها، محیط رسوبی و سکانسهای سنگهای پرمین بالایی در منطقهی عجبشیر، آذربایجانشرقی" ،

پایاننامهی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم

References:

Asserto, R., 1963, the Paleozoic formations in central Elborz (Iran): Preliminary Note Rivista Italiana di Paleontology Stratigraphia, v. 69, p. 503-543.







Bacelle, L., and A. Bosellini, 1965, Diagrami per lastima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. Science Geologic he e Paleontologiche, v. 4, p. 59-62.

Becker, H., H. Forste, and H. Soffel, 1973, Central Iran, a former part of Gondwana? Pa;eomagnetic evidence from Infra Cambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran, Zeitschrift fur Geophysics, 39, pp. 953-963.

Burek, P.J., and M. Furst, 1975, Paleo magnetic implications of the Lower Paleozoic uplifts (Kuh-e-Kahkum and Surmeh) in the Zagros mountains, Iran. Proceedings of Tehran Symposium, Geodynamics of SW Asia, Geological Survey of Iran (abstract).

Dunham, R.G, (1962), Classification of carbonate rocks According to depositional texture, American Association of Petroleum Geologists, pp. 108-121.

Flugel, E., (2010), Microfacies of carbonate rocks, Springer, 984 p.

Folk, R.L., (1962), Practical petrographic classification of lime stones: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 43, p. 1-38

Glaus, M., 1964, Trias und oberperm in zentralen Elburs (Persian): Eclogue Geol, Helv. 57/2, p. 497-508.

Hunt, D., and M. E. Tucker, 1992, Stranded Para sequences and the forced regressive wedge systems tract depositin during base-level fall. Sedimentary Geology, v. 81, p. 1-9.

Lee, Y. I., K. Hyeong, and C. M. Yoo, 2001, Cyclic sedimentation across a middle Ordovician carbonate ramp (Suwibong formation), Korea: Facies, v. 44, p. 61-74

McElhinny, M.W., 1970, Paleo magnetism of the Cambrian purple sandstone from the salt range, West Pakista, Earth and Planetary Science Letters, 8, pp. 149-156.

Read, F., 1985, Carbonate platform facies models: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 69, no. 1, p. 1-21.

Soffel, H., H. Forster. H. Becker, 1975, Preliminary polar wander path of central Iran, Journal of Geophysics (Zeitschrift fur Geophysics), 41, pp. 541-543.

Tucker, M.E., 2001, Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks, Blackwell science, p. 272 Wensink, H., J.D.A. Zuderveld, J.C. Varekamp (1978), Paleo magnetism and ore mineralogy of some basalts of the

Geiroud Formation of late Devonian-early Carboniferous age from the southern Alborz, Iran, Earth and Planetary Science Letters, 41 (4), pp. 441-450

Wilson, J.L., (1975), Carbonate facies in Geological history, Springer, 471 p.

Wright, V.P., 1992, A revised classification of lime stones, Sedimentary Geology, v. 76, p. 177-185





رخساره ها و محیط رسوبی سازند روته در برش جان آقا (شرق میاندوآب)

مریم مختاریان^{۱۰}۶، علی اصغر ثیاب قدسی^۲ ۱۰- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه.Mokhtarian71@gmail.com ۲۰- دانشیار ، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه.۲

چکیدہ :

نهشته های سازند روته (پرمین بالایی) در شرق میاندوآب، برش جان آقا، به ستبرای ۱۸۰ متر است. این سازند توسط عدسی های بوکسیت-لاتریت به راحتی از سازند دورود در زیر قابل تشخیص است و توسط یک رگه بوکسیت-لاتریت از کنگلومرای فجن با ناپیوستگی جدا می شود. بررسی های صحرایی و میکروسکپی سازند روته منجر به شناسایی یک مجموعه رخساره ای کربناته شده است. این گروه رخساره ای کربناته از ۱۰ رخساره در ۴ گروه رخساره ای وابسته به محیط های پهنه ی جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز ساخته شده است. بررسی ارتباط عمودی رخساره ها و محیط رسوبی سازند روته در برش مورد نظر نشان می دهد که گروه رخساره کربناته در پلاتفرم نوع رمپ هموکلینال پدید آمده است.

Abstract:

The deposits of the Ruteh Formation (upper permian) in the east of Miandoab, John Agha section are 180 meters thick. This Formation can easily be distinguished from the dorud Formation by bauxite-laterte lenses and separated by a bauxite laterite streak from fajan conglomerate with unconformation.

Field and microscopic studies of the Ruteh Formation led to the recognition of one facies group carbonate. The carbonate facies consists of 10 facies including 4 facies groups related to taidal flat, lagoon, barrier, and open marine.

Investigation of vertical relationship between facies and sedimentary environment of Ruteh formation in the desired section shows that the carbonate facies group has been deposited in a homoclinal ramp.

Keywords : Depositional environment, Facies, Ruteh Formation, Homoclinal Ramp, Permian, Miandoab

مقدمه :

در برش مورد مطالعه با مخنصات جغرافیای ۲۸[°]۴۳ طول شرقی و ۱۰[°]۵۵[°]۳۳ عرض شمالی در ۴۴ کیلومتری شرق میاندوآب واقع شده است. منطقه مورد مطالعه از نظر پهنه بندی رسوبی–ساختاری در زون البرز–آذربایجان واقع شده



است(نبوی، ۱۳۵۵). دسترسی به برش مورد مطالعه از میاندوآب با طی مسافت ۳۹ کیلومتر از طریق اتوبان ستارخان به روستای تک آغاج و از آنجا با پیمایش ۵ کیلومتر تا روستای جان آقا میسر است(شکل ۱). سازند روته از جمله سازندهای پرمین در حوضه رسوبی البرز است که اولین بار آقای آسرتو (Asserto) در سال ۱۹۶۳ در دره روته (شمال خاوری روستای روته)، به ضخامت ۲۳۰ متر، مطالعه و معرفی کرده است. از نظر دیرینه شناسی، سازند روته یکی از پر فسیل ترین واحد های سنگی پرمین البرز-آذربایجان است. سازند روته در برش مورد نظر با ضخامت ۱۸۰ متر از آهک ضخیم لایه، آهک های تخریبی همراه با عدسی های بوکسیت-لاتریت و نودل های چرتی و میان لایه هایی از دولومیت آهکی کرم رنگ تشکیل شده است(شکل ۲).



(شکل۱) موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه

روش تحقيق:

به منظور مطالعه میکروفاسیس، محیط رسوبی و تایین مدل رسوبی برای سازند روته در منطقه شرقی میاندوآب نهشته های دریایی پرمین به ضخامت ۳۰۰ متر مورد مطالعه و نمونه برداری سیستماتیک قرار گرفته و حدود ۱۰۰ مقطع نازک تهیه شده از نمونه های سنگی جمع آوری شده در منطقه مذکور، مورد مطالعه دقیق قرار گرفته است. نام گذاری رخساره های



کربناته با استفاده از طبقه بندی دانهام (۱۹۶۲) انجام شده و با میکروفاسیس های استاندار فلوگل (۲۰۰۴) و ویلسون (۱۹۵۷) و نیز با میکروفاسیس های رمپ کربناته فلوگل (۲۰۰۴) مقایسه گردیده است(شکل۳).



مطالعه

(شکل۲) نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه

شرح و تفسیر رخساره های رسوبی

مطالعه و بررسی میکروسکپی سازند کربناته روته در ناحیه مورد مطالعه منجر به شناسایی ۱۳ ریز رخساره وابسته به ۴ کمربند رخساره ای دریای باز، سدی، لاگون و پهنه جزر و مدی انجامیده است که از سمت دریای باز به طرف خط فرضی ساحلی عبارتند از:

رخسارہ ہای دریای باز (OpenMarine facies) 01 پکستون بیو کلاست (Bioclastic packestone)

این میکروفاسیس بیشتر از خرده های اسکلتی خارپوست، جلبک قرمز، توبی فیت (Tubiphytes) و روزنبر و مقادیر کمتری بریوزوآ و خرده های براکیوپود است. همچنین به مقادیر ناچیزی دارای استراکود، گاستروپود، مرجان، اسپیکول اسفنج و دانه های غیر اسکلتی پلوئید و مقادیر بسیار کمی کوارتز است. پدیده دولومیتی شدن در این میکروفاسیس دیده شده است. شامل زیر میکروفاسیس های زیر می باشد:





A- Algae Packestone
B- Bracyal Packeston
C- Framinifera Packeston
بر اساس ویژگی های ذکر شده می توان این میکروفاسیس را یه محیط بخش فوقانی دریای باز، جلوی محیط سدی نسبت
داد. (1375) wilson مشابه این رخساره را به محیط های شیب نسبت داده است. این میکروفاسیس به کمربند رخساره ای ۳ ویلسون و فلو گل و میکروفاسیس استاندارد (SMF) ۲ منطبق می باشد (شکل ۴– 01).

02 گرینستون اربیتولینی میلیولید دار (Orbitolina & milyolid Grainstone) این رخساره در صحرا نازک تا متوسط لایه و دارای لایه بندی موازی است. در این رخساره اربیتولین ها و میلیولید ها بیشترین حجم دانه ها را شامل می شوند. در موارد معدود بعضی اربیتولین ها دچار شکستگی شده اند، ولی با این وجود باز هم به صورت کامل وجود دارند. از دیگر بیو کلاست ها بافراوانی اندک به ترتیب گاستروپود ها، بریوزوآ و دو کفه ای ها هستند. اکثر قریب به اتفاق این اربیتولین ها از نوع Conical Orbitolina grainstone (صفحه ای یا دیسکی) هستند. این زیر رخساره با توجه به نبود ذرات و آلو کم های میکرایتی شده که اکثرا در محیط های بسته وجود دارند مین این است که نمی تواند معرف لاگون باشد و با مقایسه با رخساره های استاندارد به قسمت های انتهایی دریا محدود شده به سمت دریای باز مربوط است جایی که میزان نور و انرژی کمتر است و جلبک های هم زیست گسترش کمتری دارند. احتمالاً گسترش این اربیتولین ها در دریای باز نیز ادامه داشته است، به این دلیل که گسترش زیاد اربیتولین ها معمولاً در محیط های در این اربیتولین ها در دریای باز نیز ادامه داشته است، به این دلیل که گسترش زیاد اربیتولین ها معمولاً در محیط های در مای کار این اربیتولین ها در دریای باز نیز ادامه داشته است، به این دلیل که گسترش زیاد اربیتولین ها معمولاً در محیط های دریای های استاندارد (2010) Flugel است (شکل ۴– 02).

ر خساره سدی (Barrier facies) B1 گرینستون بیو کلاستی اینتراکلست پلوئید دار (Intraclast Ploid Bioclast Grainstone) اجزای تشکیل دهنده ی این میکروفاسیس عمدتاً خرده های اسکلتی خارپوست ، فرامینیفر، جلبک سبز و قرمز و بریوزو آ همراه با مقادیر زیادی اینتراکلست و پلت در زمینه سیمان اسپاریتی است. ماتریکس آهکی وجود ندارد و یا خیلی کم است. اینتراکلست ها گرد شدگی نسبتا خوبی دارند. وجود مخلوطی از موجودات دریای باز و تالاب و اینتراکلست با جور شدگی خوب و سیمان اسپاری و عدم وجود گل آهکی بیانگر محیط کانال جزر و مدی (Tidal Inlet) قطع کننده سد است. این میکروفاسیس منطبق بر کمرند رخساره ای شماره ۶ ویلسون و فلو گر و میکروفاسیس استاندارد (SMF) ۱۱ می باشد (شکل ۴– B1).

B2 پکستون – گرینستون بیو کلاستی خارپوست دار: (Bioclastic Ecinoderm Packstone -Grainstone)



مهم ترین بیو کلاست های این رخساره قطعات خارپوست، فرامینیفر به خصوص اشکال بزرگ، جلبک قرمز، مرجان و بازوپایان می باشد. دانه های غیر اسکلتی شامل پلوئید و مقادیری اینتراکلست می باشد. تراکم بالای بایو کلست ها از دیگر ویژگی های این رخساره میکروسکپی است. همراه با گسترش سیمان اسپارایتی، گل کربناته نیز در فضای بین دانه ها دیده می شود. به نظر می رسد فراوانی خرده های خارپوست در این رخساره ، بیانگر نزدیکی محیط تشکیل آن به محیط دریای باز است. با توجه به درصد بالای خرده های اسکلتی و وجود سیمان اسپاری محیط رسوبی این رخساره میکروسکپی سد (بار) در نظر گرفته شده است. این میکروفاسیس معادل استاندارد SMF5 (SMF5) است و در کمربند رخساره ای Wilson,(1975)FB5

B3 گرینستون بیو کلاستی فرامینیفر و جلبک دار : (Bioclastic (Foram & Algae) Lime Grainstone) اجزای تشکیل دهنده این میکروفاسیس شامل خرده های اسکلتی از قبیل بریوزو آها، بازوپاها، شکم پاها، فرامینیفرها، و مقادیر کمتر مرجان و دانه های غیر اسکلتی شامل پلوئید، اینتراکلست و اائید می باشد. اجزای مذکور در داخل سیمانی از جنس کلسیت اسپاری قرار گرفته اند. ضمنا در بخش هایی از ناحیه بار یا سد احتمالا در کانال ها اائید تشکیل می شده است ولی به دلیل پدیده تباری یا سد احتمالا در کانال ها اائید می شده است ولی به دلیل پدیده تبلور مجدد دولومیتی شدن شدید بسیاری از ساخت ها و بافت ها محو و ناپدید شده است. این میکروفاسیس بر کمر فاست. این ولی به دلیل پدیده تبلور مجدد دولومیتی شدن شدید بسیاری از ساخت ها و بافت ها محو و ناپدید شده است. این است ولی به دلیل پدیده تبلور مجدد دولومیتی شدن شدید بسیاری از ساخت ها و بافت ها محو و ناپدید شده است. این میکروفاسیس بر کمربند رخساره ای شماره ۵ ویلسون و فلوگل و میکروفاسیس استاندارد (SMF) شماره ۵ منطبق است. (شکل ۴–83).

رخساره های لاگون (Lagoon facies)

والتكاويام نوراستان قم

L1 وکستون پلوئید دار ماسه ای : (Sandy Pelloid Lime Wackeston) این رخساره شامل درصد بالایی پلوئید و ذرات آواری کوارتز می باشد. خرده های بریوزوآ جلبک ژیمنو کدیاسه و فرامینیفرها سایر اجزایی هستند که در این رخساره مشاهده می شوند. وجود آشفتگی زیستی به صورت آثار حفاری در این رخساره قابل توجه است. این آهک ماسه ای به همراه آلو کم های ذکر شده نهشته های ناحیه پشت ریف یا تالاب را شامل می شوند(فیض نیا، ۱۳۷۷) (شکل ۴– L1).

L2 پکستون بیو کلاستی جلبک و شکم پا دار: Bioclastic (Algae & Gastropod) Packstone خرده های اسکلتی تشکیل دهنده این میکروفاسیس شامل جلبک ها، شکم پایان و مقادیر بسیار کمتر خرده های بریوزوآ، خارپوست، بازوپا، فرامینیفر و مقادیر بسیار ناچیز مرجان، استراکود و خرده های غیر اسکلتی شامل پلت می باشد که در ماتریکس میکریتی و در بعضی از نمونه ها مختصری سیمان اسپاریتی قرار گرفته اند که این سیمان بیشتر از نوع دروزی می باشد. پدیده آشفتگی زیستی در بسیاری از مقاطع این میکرو فاسیس مشاهده می شود. بخش زیرین میکروفاسیس دانه ریز و



فشرده می باشد. این بافت نشان دهنده شوری بالای محیط می باشد. به سمت بالا اندازه ی آلو کم ها افزایش می یابد. از این رو می توان نتیجه گیری نمود که محیط برای زیست تا حدی مناسب تر شده است. به سمت بالا از تعداد آلو کم کاسته شده و بر میزان میکرایت افزوده می شود. کاهش درصد ذرات رسوبی نشان دهنده کاهش رسوبات زیستی و افزایش رسوب گذاری شیمیای می باشد. با توجه به وجود گل آهکی زیاد و خرده هایاسکلتی محیط تالاب مانند جلبک های سبز، شکم پا و فرامینیفر ها، محیط رسوبی تالاب مجاور سد برای میکروفاسیس در نظر گرفته شده است. این رخساره سنگ آهک نازک لایه را تشکیل می دهد. این میکروفاسیس بر کمربند رخساره ای شماره 7 Bugel and Wilson و میکروفاسیس استاندارد (SMF) شماره ۲۲ منطبق می باشد (شکل ۴– L2).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

رخساره های بین جزر و مدی (Inteltidal facies)

II دولومادستون (Dolomadeston):

والتكاويام نوراستان قم

این رخساره کاملا از بلور های دولومیت ریز دانه از نوع دولومیکرایت تشکیل شده است. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلور ها ، حفظ بافت اولیه رسوبی و عدم وجود فسیل و وجود استروماتولیت میتوان نتیجه گرفت این دولومیت ها از نوع اولیه بوده و تحت شرایط سطحی ، دمای پایین و در زیر محیط های فراکشندی تشکیل شده اند (آدابی، ۱۳۸۳) این رخساره معادل رخساره رمپ شماره (22) (RMF22) (2010) Flugel بوده در کمربند رخساره ای استاندارد ۹ یعنی به بخش فوقانی جزر و مدی نسبت داده شده است (Wilsone.1375) (۲۰۰۰).

I2 رخساره ماسه سنگ آهکی دورگه ای: (Hybrid calcarenaceous sandstone facies) این رخساره دارای مقدار زیادی کوارتز و کمی چرت می باشد که دور بعضی از کوارتز ها را آهن فرا گرفته است (کوارتز های با منشا رسوبی) و نیز دارای سیمان کلسیتی می باشد. ذرات غیر اسکلتی آن شامل پلوئید و اواوئید فراوان و ذرات اسکلتی آن فرامینیفر می باشد (شکل ۴– I2).

I3 سندی یلت گرینستون/ یکستون: (Sandy Pellet Greenstone/Packston)

در این میکروفاسیس قطعاتی از پوسته ی براکیوپود، بریوزوآ، خار اکینودرم و فرامینیفر های بنتیک به همراه مقادیری از پلوئید در زمینه ای از میکرایت قرار دارند. اما با حرکت به سمت قسمت های بالاتر ستون چینه شناسی به تدریج از مقدار میکرایت کاسته شده و بر مقدار اسپارایت افزوده می شده. همچنین در این رخساره ذرات کوارتز به صورت پراکنده مشاهده می شود. در این میکروفاسیس دولومیتی شدن بسیار ضعیف است و در کمتر از دو درصد مقاطع دیده می شود. رگه های کلسیتی بدون آهن مربوط به آخرین مراحل دیاژنز نیز در این میکروفاسیس قابل رویت است. پدیده آشفتگی زیستی در برخی مقاطع مشاهده می شود. سیمانی شدن، انحلال، سیلیسی شدن از دیگر فرایند های دیاژنتیکی مشاهده شده





در این رخساره ها هستند. این میکروفاسیس منطبق با میکروفاسیس SMF10 از میکروفاسیس های استاندارد (2004)Flugel و کمربند رخساره ای شماره FZ2 (Wilson (1975) می باشد(شکل ۴– I3).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

مدل رسوبی سازند روته در برش مورد مطالعه:

بسیاری از رخساره های این مجموعه دارای مقادیر زیادی گل آهکی هستند که بیانگر ته نشست این رسوبات در یک محیط آرام است. همچنین برخی رخساره های این مجموعه نیز فاقد میکریت هستند که نبود میکریت موید انرژی بالای محیط تشکیل آنها است. انرژی امواج در این رخساره ها سبب شستشوی ذرات ریز گردیده است؛ این رخساره ها احتمالا در سطح پشته ها و نزدیک به سطح دریا تشکیل شده اند. وجود پلوئید ها و فراوانی آنها می تواند بیانگر شرایط چرخش محدود آب و تشکیل آنها در محیط لاگون باشد (سلی، ۱۳۸۱). با مطالعه و بررسی رخساره های میکروسکپی سازند روته و با در نظر گرفتن قاتون والتر و شناخت صحیح از وضعیت و ارتباط رخساره ها، می توان مدل رسوبی مناسبی ارائه نمود. بررسی ارتباط عمودی رخساره ها و محیط رسوبی سازند روته در برش مورد نظر نشان می دهد که رخساره های این سازند در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هم شیب (Homoclinal Ramp)، (Flugel, 2004)، (Flugel, 2004)، اند(شکل).









(شکل ۴): O1 پکستون بیو کلاست O2 گرینستون اوربیتولینی میلیولید دار B1 گرینستون بیو کلاستی اینتراکلست پلوئید دار B2 پکستون-گرینستون بیو کلاستی خارپوست دار B3 گرینستون بیو کلاستی فرامینیفر و جلبک دار L1 و کستون پلوئید دار ماسه ای



(شکل ۵) مدل محیط رسوبی سازند روته در برش جان آقا

نتيجه گيري:

- ۱. سازند روته به صورت هم شیب بر روی سازند دورودقرار گرفته است و مرز آن با کنگلومرای فجن در بالا توسط یک رگه بو کسیت-لاتریت مشخص می شود.
- ۲. بررسی مقاطع نازک و اجتماعات فسیلی و ویژگی های سنگی منجر به شناسایی ۱۰ زیر رخساره وابسته به ۴ محیط رسوبی دریای باز، سدی، لاگون و پهنه ی جزر و مدی گردید.
- ۳. با توجه به میکروفاسیس های شناسایی شده در توالی قائم و تغییرات جانبی ریز رخساره ها و مطالعات صحرایی، محیط تشکیل سازند روته یک پلاتفرم کربناته نوع رمپ همو کلینالبوده است.

منابع فارسی:

فیض نیا،س.، ۱۳۷۷، "سنگ های رسوبی کربناته"، انتشارات دانشگاه امام رضا (ع). نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، "دیباچه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۱۰۹<u>.</u> سلی، ر.، ترجمه عبدالحسین امینی، رسول اخروی، ۱۳۸۱، "محیط های رسوبی دیرینه"، انتشارات دانشگاه تهران. آدابی،م. ح.، ۱۳۹۰، "ژئوشیمی رسوبی"، انتشارات آرین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.

References:

Flugel, E., 1982. "Microfaciecs analysis of Limestone", Springer-Verlag. Berline, 632 P. Wilson, J. L., 1975. "Carbonate facies in geologic history". Springer-Verlag, New york, 471 p.



Flugel, E., "Microfacies of carbonate rocks, Analysis, interpretation and application", Second edition, Springer, Heidelberg, Dordrecht, London, New York (2010) 984.

Flugel, E., 2004. "Microfacies of carbonate rocks". Springer-Verlag, Berlin, New York, Heidelberg, 976 p.

Reading, J., 1986. "Sedimentry environment & facies". Manson poblishing.



ریزرخسارهها و محیط رسوبی سازند ایلام در شمال غرب شهر فراشبند، ناحیه فارس

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

۱-حمیده نوروزپور، عضو هیات علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، <u>صندوق پستی ۳۶۹۷–۱۹۳۹۵ تهران</u>، ایران. E-mail: <u>Hamidehnoroozpour@yahoo.com</u>

۲-سیدمحمود حسینینژاد، عضو هیات علمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، صندوق پستی۳۶۷۱۶۴۱۱۶۷

\$\$\$\$

چکیدہ

سازند ایلام بخشی از گروه بنگستان (کرتاسه پسین) و یکی از سازندهای مخزنی مهم در جنوب غرب ایران و خلیج فارس است. این سازند از سنگهای کربناته و میان لایههای شیل تشکیل شده است. در این پژوهش، ریزرخسارهها و محیط رسوبی نهشتههای سازند ایلام در برش سطحی آویز در نزدیکی شهرستان فراشبند در استان فارس مورد بررسی قرار گرفته است. به منظور آنالیز رخسارهها و مطالعه محیط رسوبی، تعداد ۶۰ نمونه جهت تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی برداشت شد. براساس مطالعات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و تعیین درصد هر یک از عناصر در هر مقطع میکروسکوپی، ۹ ریزرخساره برای سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه تفکیک گردید. این ریزرخسارهها در سه کمربند رخسارهای ساحل، لاگون و سد در چارچوب یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف رسوب گذاری نمودهاند. بر اساس اطلاعات بدست آمده سد رودیستی باعث جدایش محیط لاگون از دریای باز شده است.

کلیدواژهها: سازند ایلام، رخسارهها، محیط رسوبی، گروه بنگستان، ناحیه فارس

Microfacies Analysis and Depositional Environment of the Ilam Formation in NW Farashband, Fars Area

Seyyed Mahmood Hoseininezhad, Hamideh Noroozpour

1- PhD of Biostratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Damghan University,

hoseininezhad@yahoo.com

2- PhD of Biostratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University (PNU), Hamidehnoroozpour@yahoo.com

Abstract

The Ilam Formation (Late Cretaceous) is a part of Bangestan Group and one of the most important reservoir rocks in southwest Iran and Persian Gulf. This formation is mainly composted of limestone and shale interlayer. In this investigation facies analysis and depositional environments of the Ilam Formation in the Aviz surface section (NW Farashband City) have been studied. In order to accomplish this study, 60 surface sample have been selected for thin section preparation. Based on field observation and petrographical studied, 9 microfacies have been identified in the studied interval. These microfacies have been deposited in three facies belts including coast (A), lagoon (B) and barrier (C) facies belts in a carbonate rimmed shelf platform. Rudist barriers cause to separation of lagoon from open marine environment.

Keywords: Ilam Formation, Microfacies, Depositional environment, Bangestan Group, Fars Area



سازند ایلام از سنگهای مخزن هیدرو کربور در جنوب غرب ایران بوده و در بیشتر نواحی کوههای زاگرس رخنمون دارند. این سازند به طور عمده از سنگهای آهکی با میان لایههای شیل تشکیل شده اند. قابلیت کارستی شدن آهک در اثر پدیده دیاژنز و همچنین قابلیت شکنندگی سنگهای کربناته و ایجاد درز و شکاف در آنها باعث افزایش تخلخل در این سنگها شده و از آنها مخازن مناسبی جهت ذخیره نفت و گاز می سازد. نبود فعالیتهای آذرین، وجود سنگ مادر متعدد و بسیار غنی از مواد آلی، سنگ مخزن متخلخل و تراوای متعدد با سنگ پوش های مناسب شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدرو کربن در زاگرس فراهم کرده است به طوری که این حوضه رسوبی از نفتخیزترین حوضههای دنیا باشد. سازند ایلام در این گروه دارای دو رخساره کم عمق و عمیق می باشد. رخساره کم عمق ایلام در نواحی فارس و خوزستان گسترش دارد که شامل سنگ آهکهای قلوهای است که همچنان سن سانتونین و کامپانین دارد. در برخی نقاط می توان ار تباط بین انگشتی دو رخساره پلاژیک و کم ژرفای سازند ایلام را دید. رسوبات برش مورد مطالعه مربوط به رخساره کم ژرفای سازند ایلام هستند. لذا مطالعه این سازند از دیرباز مورد توجه و مین شناسان و به ویژه زمین شناسان نفتی بوده است. به خاطر اهمیت اقتصادی، بازنگری کلی و دقیق این سازند مورد توجه و معت نفت می باشد. به طور کلی هدف از انجام این مطالعه رسوبات تشکیل دهنده سازند ایلام از دیرباز مورد توجه و مین شناسان و به ویژه زمین شناسان نفتی رخساره کم ژرفای سازند ایلام هستند. لذا مطالعه این سازند از دیرباز مورد توجه و مین شناسان و به ویژه زمین شناسان نفتی را به می توان ار تباط این مطالعه رسوبات تشکیل دهنده سازند ایلام از نظر رخساره ها و محیط رسوبی و مقایسه آن با برش نمونه است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

موقعیت زمینشناسی

والتكاويام نوراستان قم

محدوده مورد مطالعه در منطقه فارس قرار داشته که بخشی از زاگرس چینخورده است. این منطقه در حوضه رسوبی جلو کمربند چینخورده زاگرس (Alavi, 1994) جای دارد. برمبنای نظر اشتوکلین (Stocklin, 1986) برش مورد مطالعه در منطقه چینخورده زاگرس که در بردارنده کوههای زاگرس است جای دارد. منطقه زاگرس چینخورده از شرق به گسل میناب محدود است (Stocklin, 1986). منطقه فارس از جنوب به خلیج فارس، از شمال به گسل بزرگ و تراستی زاگرس، از غرب به گسل کازرون و ناحیه دزفول جنوبی و از شرق به گسل زندان محدود می شود. گسترش منطقه فارس بیش از ۱۵۰ کیلومتر مربع است. این منطقه به سه بخش فارس ساحلی، فارس نیمهساحلی و فارس داخلی دستهبندی شده است. منطقه یاد شده در بردارنده طبقات رسوبی چین خورده ناشی از برخورد پوسته عربی با پوسته ایران است.

موقعيت جغرافيايي منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه که در ناحیه فارس واقع شده که بخشی از حوضه زاگرس چینخورده است. برش مورد مطالعه در تاقدیس آویز در شمال شرقی شهر فراشبند از توابع استان فارس قرار دارد (شکل A–۱).

چینەنگاری

سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام به گروه بنگستان تعلق دارند. در لرستان سازند ایلام روی سازند سورگاه قرار میگیرد و به سمت جنوبشرق با مرز ناپیوسته روی سازند سروک قرار دارد (James & Wynd, 1965). در برش مورد مطالعه نیز سازند سروک زیر سازند ایلام واقع شده و سازند گورپی روی سازند ایلام قرار گرفته است (شکل I–B).







شکل ۱-A- موقعیت جغرافیایی برش چینهای آویز شهرستان فراشبند بر روی تصویر ماهوارهای. B- نمای صحرایی سازند ایلام در برش آویز، همراه با مرز زیرین (سروک) و بالایی (گورپی).

دادهها و روشهای مورد استفاده

به منظور مطالعه سازند ایلام یک برش از این سازند در اطراف شهر فراشبند به نام آویز انتخاب شده است. پس از انتخاب محل برش ضخامت واقعی این سازند اندازه گیری شده است. این سازند از سنگنهای کربناته پیزوییدی و سنگ کربناته با میان لایههای شیلی تشکیل شده است. روند و ضخامت لایههای رسوبی در این برش به صورت ضخیم شونده و عمیق-شونده به سمت بالا می باشد که نشان از بالاآمدگی نسبی سطح آب دریا است. وجود پیزولیتها در قاعده و میانه سازند ایلام نیز نشان از این پیشرویها بر روی پلاتفرم کربناته است. همزمان با این بالاآمدگیها، ریفها نیز در لبه شلف رشد کرده و به صورت بیلدآپ در آمده به گونهای که سبب جدایش حوضه از لاگون شده است. در قسمتهای بالائی سازند، بقایائی از لایه هماتیتی بر روی سطح لایه آهکی دیده میشود که نشاندهنده قشرهای فروجنوس آهنی سازند، (Fe– Mn بقایائی از لایه هماتیتی بر روی سطح لایه آهکی دیده میشود که نشاندهنده قشرهای فروجنوس آهنی ایرادن، بقایائی از لایه هماتیتی بر روی سطح لایه آهکی دیده میشود که نشاندهنده قشرهای فروجنوس آهنی میازند، نفونهبرداری حضه و قحطی رسوب دارند که نشاندهنده ناپیوستگیهای زیردیائی هستند (شکل ۲). از این توالی نمونهبرداری سیستماتیک انجام گردید. از نمونههای بدست آمده تعداد ۶۰ مقطع ناز ک میکروسکوپی تهیه گردید. برای نام گذاری سنگهای کربناته از روش دانهام و امری و کلوان (Wilson, 1971) استفاده شد. برای آنالیز رخسارهها از روش های مختلف (Wilson, 1975; Flügel, 2010) استفاده شد.









Age		ion	ess	gy	Desctioption	
Stage	Series	Format	Thickn			
	Camp.	Gurpi	345		Shale Sandstone	
	Santonian	Ilam	330		Limestone, Rudist Rudstone	
			300 285		Limestone, Bioclast	
<i>S</i>			270 255		Limestone, Coral Bafflestone Limestone, Rudist Rudstone	
iceou			240			
Creta			195		Limestone, Bioclast, Gastropod	
ate (165 150		Hematitic Pisoid	
			135 120		Limestone, Rudist Rudstone	
			105 90		Limestone, Stromatactics	
			75		Hematitic Pisoid	
			60		Hematitic Macroids	
			45		Hematitic Pisoid	
			30		Hematitic Macroids with Hematitic Stromatactics	
	r		15		Hematitic Pisoid	
	aniaı tian	17			Limestone, Brecciated	
	Cenom: -Turon	Sarva				

شکل ۲- برش چینهشناسی طبقات سازند ایلام در برش آویز





مطالعه رسوبشناسي

یکی از اهداف مهم پژوهش در سنگهای رسوبی بررسی ترکیب، بافت، فابریک و ساختهای رسوبی برای تشخیص محیطهای رسوبی آنها است. تجزیه و تحلیل رخسارهها و تعیین محیطهای رسوبی آنها به تعیین چرخههای رسوبی در اندازه گوناگون میانجامد. در این پژوهش براساس مطالعات صحرایی، مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی و تعیین درصد هر یک از عناصر در هر مقطع میکروسکوپی، ۹ ریزرخساره برای سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه شناسایی گردید. این ریزرخسارهها در زیر محیطهای ساحل، لاگون و سد نهشته شدهاند. در ادامه به تشریح ریزرخسارهها و تفسیر محیطی آنها پرداخته میشود:

گروه ریزرخساره ساحل (A):

۱- رودستون تا فلوتستون پیزوییدی

آلوکم اصلی این ریزرخساره پیزوئیدهای مدور نوع کالیچی بوده که در زمینهای از ماتریکس دانهریز قرار دارند. پیزوئیدها به رنگ قرمز بوده و هستهای از جنس اجزا غیراسکلتی دارند (شکل ۳–A). در برخی نمونهها سیمان حاشیهای اطراف دانهها را احاطه کرده است. این ریزرخساره با توجه به حضور فراوان پیزوئیدهای مدور، سیمان حاشیهای و رنگ قرمز دال بر تشکیل در محیط ساحلی خارج از آب خاکهای قدیمه (paleosol) دارد. با توجه به قرارگیری این ریزرخساره در کنار سایر ریزرخسارههای دریایی بنظر میرسد که محیط رسوبی آن در بخش خارج از آب محیط ساحل دریا (بخش بالای جزرومد) میباشد. این رخساره معادل کمربند رخسارهای شماره ۱۰ ویلسون (Wilson, 1975) است.

گروه ریزرخساره لاگون (B)

۲- وکستون تا پکستون بیوکلستی پلوییدی میلیولیددار

این ریزرخساره با بافت و کستون تا پکستون به طور عمده از خردههای اسکلتی مانند روزنبران کفزی، میلیولید و عناصر فرعی دو کفهای و کرینوئید تشکیل شده که در زمینهای از گل آهکی قرار گرفتهاند (شکل ۳–B). پلوئید از آلو کمهای غیراسکلتی تشکیل دهنده این ریزرخساره است. بر اساس شواهدی چون فراوانی روزنبران کفزی مانند میلیولیدها و پلوئیدها و بافت گلپشتیان این رخساره و همچنین رخسارههای همراه، میتوان نتیجه گرفت این رخساره در محیط لاگون تشکیل شده است (Vilson, 1975). این ریزرخساره معادل کمربند رخسارهای شماره ۷ و ۸ ویلسون است.

۳- گرینستون بیوکلستی میلیولیددار

بافت این ریزرخساره دانهپشتیان بوده و آلوکم اصلی آن خردههای اسکلتی هستند. این ریزرخساره شامل روزنبران کفزی مانند میلیولید و نزازاتینلا به همراه عناصر فرعی بریوزوآ، خارپوست و دوکفهای در زمینهای از آهک اسپاری است (شکل ۳–C). در این رخساره هم انرژی زیاد میشود و هم نسبت سیمان به ماتریکس افزایش مییابد. این رخساره مربوط





به قسمتهای پرانرژی لاگون است. گیل (Geel, 2000) سنگ های حاوی میلیولید را به محیط لاگون نسبت داده است. این ریزرخساره با کمربند رخسارهای شماره ۷ ویلسون (Wilson, 1975) مطابقت دارد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

۴- مادستون تا وکستون بیوکلستی

این ریزرخساره با بافت گلپشتیبان مادستونی و وکستونی از روزنبران با پوسته هیالین مانند Rotalia skourensis تشکیل شده است (شکل ۳–D). عناصر فرعی شامل دوکفهای، میلیولید، گاستروپود، خارپوست و استراکود هستند. آشفتگی زیستی نیز در آن دیده میشود.

۵- فلوتستون تا رودستون جلبکی

بافت این ریزرخساره گلپشتیبان تا دانهپشتیبان بوده و جلبکهای فیلوئیدی در آن فراوان است (شکل ۳-E). بر اساس تغییرات در میزان گل کربناته و خردههای جلبکی بافت این ریزرخساره از فلوتستون تا رودستون تغییر می کند Embry) Klovan, 1971 &. میلیولید از دیگر فسیلهای این ریزرخساره است. این ریزرخساره با کمربند رخسارهای شماره ۷ ویلسون (Wilson, 1975) مطابقت دارد. بر اساس شواهد ذکر شده این رخساره مربوط به محیط لاگون است.

۶- وکستون تا پکستون بیو کلستی با روزنبران کفزی

این ریزرخساره بافت و کستون تا پکستون نشان داده و آلو کم اصلی آن روزنبران کفزی مانند کونئولیا، میلیولید و نزازاتینلا است (شکل ۳–F). قطعات کوچکی از خارپوست و دو کفهای عناصر فرعی این ریزرخساره محسوب می شوند. آشفتگی زیستی نیز در این ریزرخساره دیده می شود. فراوانی روزنبران کفزی اشاره به محیط لاگون دارد.

۷- وکستون تا پکستون بیوکلستی دوکفهایدار

این ریزرخساره شامل مقدار زیادی دو کفهای در زمینه گل آهکی است. عناصر فرعی شامل پلت، قطعات خارپوست، استراکود و دو کفههای دارای پوسته نازک است (شکل ۳-G). وجود استراکود و دو کفههای دارای پوسته نازک نشان-دهنده این است که سطح آب بالا رفته است. آشفتگی زیستی نیز در این رخساره دیده میشود. این ریزرخساره با کمربند رخسارهای شماره ۷ ویلسون مطابقت دارد.

گروه ریزرخساره سد (C):

۸- بفلستون مرجانی

بافت این ریزرخساره براساس تقسیمبندی امری و کلوان (Emery and Klovan, 1971) بفلستونی بوده و از قطعات بزرگ مرجان تشکیل شده است. حجرات موجود در بدنه مرجان با سیمان کلسیت اسپاری یا میکریت پر شدهاند (شکل ۳-H). مقطع عرضی مرجانها نشاندهنده به تله افتادن رسوب درون حجرات مرجان (baffling) است. این رخساره باعث تشکیل ریفهای کومهای کوچک در انتهای لاگون شده است. مرجانها در بسترهای کربناته و کم عمق دریا زندگی



می کردند و از موجودات ریز شناور در آب تغذیه می کردهاند. این موجودات به طور معمول در عرض جغرافیایی پایین و در آبهای با شوری نرمال، نور زیاد و شرایط پرانرژی (Schulze et al., 2005) رشد نمودهاند. ۹- گرینستون رودیستی

بافت این ریزرخساره دانه پشتیبان بوده و آلو کم اصلی آن خرده های رودیستی است (شکل ۳–I). سیمان کلسیت اسپاری بین دانه های رودیستی را پر کرده است. این ریز خساره نشان دهنده تشکیل در محیط پرانرژی ریف های کومه ای رودیستی است. این ریزرخساره معادل کمربند شماره ۶ ویلسون (Wilson, 1975) است.



شکل ۳- ریزرخسارههای شناسایی شده سازند ایلام در برش مورد مطالعه. A- ریزرخساره رودستون تا فلوتستون پیزوییدی، نور طبیعی. B- ریزرخساره و کستون تا پکستون بیو کلستی پلوییدی میلیولیددار، نور طبیعی. C- ریزرخساره گرینستون بیو کلستی میلیولیددار، نور طبیعی. D- ریزرخساره مادستون تا و کستون بیو کلستی، نور طبیعی. E- ریزرخساره فلوتستون تا رودستون جلبکی، نور طبیعی. F- ریزرخساره پکستون بیو کلستی با روزنبران کفزی، نور طبیعی. G- و کستون تا پکستون بیو کلستی دو کفه ای دار نور طبیعی. F- ریزرخساره پکستون بیو کلستی با روزن از ان کفزی، نور طبیعی. G- و کستون تا پکستون بیو کلستی دو کفه ای دار نور





تعبیر و تفسیر محیط رسوبی و مدل رسوبی

با مطالعه مقاطع نازک و تعیین ریزرخساره های رسوبی سازند ایلام در مقطع مورد نظر، سه کمربند رخساره ای شناسایی گردید (شکل ۴). کمربند رخساره ای A با توجه به حضور فراوان پیزوئیدهای مدور، سیمان حاشیه ای و رنگ قرمز دال بر تشکیل در محیط ساحلی خارج از آب است. رخساره های ۲ تا ۷ کمربند رخساره ای B در محیط لاگون و در زیر خط اثر امواج نهشته شده اند. لاگون منطقه ای وسیع با چرخش آب محدود و انرژی پایین است و معمولا توسط سد کربناته محدود می شود. بافت رخساره های لاگونی در بردارنده پکستون، وکستون، گلسنگ آهکی بوده و میکریت فراوان دارند که نشان دهنده انرژی بسیار پایین در این محیط است. تنوع موجودات در این محیط کمتر از دیگر محیطهاست ولی فراوانی موجودات بسیار زیاد است زیرا میزان شوری محیط لاگون بسیار بالاتر از محیط دریای باز است و موجودات کمتری دوام می آورند.

رخسارههای کمربند C نشاندهنده نزدیک بودن سد ریفی به این برش است. این کمربند در رخنمون یاد شده در بردارنده ۲ رخساره است. رخسارههای کمربند C در محیط با انرژی بالا نهشته شدهاند. خردشدگی فسیلها و وجود سیمان نشانه تشکیل این رخساره در بالای خط اثر موج در بخش سد است. در مزوزوییک پسین، رودیستها تشکیل دهندههای اصلی رسوبات حاشیه پلاتفرم بودهاند (Rass and Skelton, 1993). رودیستها جانشین مرجانها و جلبکها شدهاند و بیوسترومهای پراکنده، منفرد و عدسی شکل را به وجود آوردهاند که با تخریب آنها زمینه برای تشکیل سد رودیستی فراهم شده است (صالحی، ۱۳۹۶).

بررسی تغییرات عمودی و جانبی ریزرخساره ها بر اساس اصل والتر و مقایسه آنها با محیطهای امروزی همچون پلاتفرم یوکاتان، خلیج فارس، فلوریدا، باهاماس و پلاتفرم جنوبی استرالیا به ارایه مدل رسوبی سازند ایلام منجر شده است. همانطور که در تفسیر محیط رسوب گذاری شرح داده شد ریزرخساره های کمربندهای B (محیط رسوبی لاگون) با محیط رسوبی لاگون پلاتفرم یوکاتان (Logan et al., 1969) همسان است و ریزرخساره های کمربندهای C در محیط سد نهشته شدهاند و با محیط سدی پلاتفرم باهاماس (Selwood, 1986) قابل مقایسه است. نوع رخساره ها و تغییرات عمودی آنها و مقایسه با محیط های امرزوی و قدیمی نشان میدهد رخساره های سازند ایلام در منطقه مورد مطالعه در یک پلاتفرم



شکل ۴- شکل شماتیک مدل رسوبی سازند ایلام در برش مورد مطالعه

نتيجهگيري

سازند ایلام در برش آویز از سنگهای کربناته پیزوییدی و سنگهای کربناته با میان لایههای شیلی با ضخامت حدود ۴۰ متر تشکیل شده است. روند و ضخامت لایههای رسوبی در این برش به صورت ضخیم شونده و عمیق شونده به سمت بالا می-باشد که نشان از بالاآمدگی نسبی سطح آب دریا پس از ناپیوستگی بالای سازند سروک است. وجود پیزولیت ها در قاعده سازند ایلام نیز نشان از این پیشروی ها بر روی پلاتفرم کربناته است. همزمان با این بالاآمدگی ها، ریف ها نیز در لبه شلف رشد کرده و به صورت بیلدآپ در آمده به گونهای که سبب جدایش حوضه از لاگون شده است. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی سازند ایلام در برش آویز، رسوبات کربناته سازند ایلام ۹ ریزرخساره شناسایی شده که در سه کمربند رخساره ای ساحلی، لاگونی و سد نهشته شده اند. تغییرات عمودی و جانبی رخساره ا مقایسه آنها با محیطهای امروزی و قدیمی نشان میدهند که رخسارههای سازند ایلام در برش مورد مطالعه در پلاتفرم کربناته نوع شلف لبه دار رودیستی نهشته شده اند.

مراجع:

صالحی، ح.، ۱۳۹۶، چینهنگاری سازند ایلام در تاقدیس پیر (شرق فراشبند در استان فارس) ، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، ۱۱۳ صفحه.

Alavi, M. 1994. "Tectonic of the Zagros Orogenic Belt of Iran." New Data interpretations, Tectonophysics, p. 211-238.





Dunham, R. J. 1962 Classification of carbonate rocks according to depositional texure. In: W. E. Ham (ed) Classification

of carbonate rocks: A symposium. American Association petroleum Geology Memoir, 1, p. 108-121. Embry, A. F. and Klovan, J. E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bull. Can. Petroleum Geol. 19:730–781.

Flügel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Berlin: Springer-Verlag, 976 p.

Geel, T. 2000, "Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in South eastern Spain." Palaeontology Palaeontology Palaeontology, v. 155, p.

211-238.

James, G. A. and Wynd, J. G., 1965, "Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area." Bulletin of the American Association Petroleum Geology Memoir, v. 49, no. 12, p. 2182-2245.

Logan, B. W., Harding, J. L., Ahr, W. M., Williams, J. D., and Snead, R. G. (1969). Carbonate Sediments and Reefs, Yucatan Shelf, Mexico. AAPG Memoir No. 11, Tulsa, OK, pp. 1–198.

Rass, D., and Skelton, P.W., 1993, Rudist formation of the Cretaceous: a paleoecological, sedimentological and stratigraphic review. In V.P. Wright (ed.), Sedimentology review, No.1: Blackwell Scientific Publication, Oxford, p. 73-91. Selwood, B.W., 1986, Shallow marine carbonate environments. In: Sedimentary environment and Facies (ed. By H.G. Reading) Blackwells, Oxford, P. 283-342.

Stocklin, j., 1986, Structural history and tectonics of Iran. A review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin. K. 25, No. 7, PP. 1229-1258, 10 figs.

Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 439p.





بررسی ریزرخسارهها و چینه نگاری سکانسی سازند کنگان در یکی از چاه های میادین گازی زاگرس جنوبی

\$\$\$\$

محمد نیک بین ۱*، محمد خانه باد۱، رضا موسوی حرمی۱، اسداله محبوبی۱، مهدی خدامی۲، احسان غفرانی۲ ۱-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران ۲-شرکت ملی نفت مناطق مرکزی ایران، تهران، ایران Mohammad.Nikbin@mail.um.ac.ir

\$\$\$\$

چکیدہ :

سازند کنگان با سن تریاس پیشین، بزرگترین ذخایر گازی در خاورمیانه و حتی جهان را دارا می باشد. این سازند به منظور شناسایی ریزرخساره ها، تشخیص و تعیین سکانس های رسوبی در یکی از میادین گازی زاگرس جنوبی واقع در جنوب باختری و شمال خلیج فارس، مطالعه شده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی مغزه حاصل از حفاری سازند در چاه مورد مطالعه، تعداد هفت ریزرخساره در قالب چهار کمربند رخساره ای پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته های سدی و دریای باز، شناسایی شده است. بر مبنای ریزرخساره آهای شناسایی شده، محیط رسوب گذاری این سازند را می توان رمپ کربناته هم شیب معرفی کرد. همچنین تغییرات عمودی رخساره ها و بررسی لاگ های پتروفیزیکی به ویژه لاگ گاما در چاه مذکور نشان دهنده سه سکانس رسوبی رده سوم و مرز بین سکانس ها بصورت ناپیوستگی نوع دو (IB-SI) است. هر سکانس از دسته رخساره ای TST (غالبا شامل رخساره های پهنه جزرو مدی و لاگون) و HST (غالبا شامل رخساره های سدی) تشکیل شده است.

کلید واژه ها: ریزرخساره، چینه نگاری سکانسی، سازند کنگان، زاگرس جنوبی.

Microfacies and Sequence Stratigraphy of the Kangan Formation in one of the wells of the Southern Zagros gas fields

Mohammad Nikbin^{1*}, Mohammad Khanehbad¹, Reza Mussavi-Harami¹, Asadollah Mahboubi¹, Mahdi Khoddami², Ehsan Ghofrani² 1-Department Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran 2- Iranian Central Oil Fields Company, Tehran, Iran

Abstract:

The Kangan Formation of Early Triassic age, has the largest gas reservoirs in the Middle East and even the World. This formation has been studied in order to identify the microfacies, detection and determination of sedimentary sequences in one of the southern Zagros gas fields in the southwest and north of the Persian Gulf. Based on microscopic studies of the core from the excavation of the formation in the studied well, seven microfacies were identified in framework of four facies belt of the tidal flat, lagoon, shoal and open marine. Based on the microfacies identified, the depositional environment of this formation can be described as a homoclinal carbonate ramp. The vertical variations of facies and investigation of petrophysical logs, especially gamma log in the wells, represent three sedimentary sequences of the third category and the boundary between the sequences as a type II disconformity (SB-II). Each sequence consists of the system tract TST (often consisting of tidal flat and lagoon facies) and HST (often containing shoal facies).

Keywords : Microfacies, Sequence Stratigraphy, Kangan Formation, Southern Zagros.





\$\$\$\$\$

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

مقدمه :

مخازن هیدرو کربنی میدان مورد مطالعه شامل سازندهای دالان و کنگان و معادل آنها یعنی سازند خوف در صفحه عربی، از مهم ترین مخازن گازی در خاورمیانه و همچنین در جهان می باشند (شکل ۱). سازند کنگان، به سن تریاس پیشین (اسکی تین) بزرگترین ذخایر گازی در خاور میانه و جهان را دارا می باشد (Insalaco et al., 2006). برش نمونه سازند آهکی کنگان در چاه شماره یک کوه سیاه می باشد که در تاقدیسی به همین نام در جنوب شرقی بوشهر و در شرق تاقدیس و گنبد نمکی خورموج قرار دارد و همچنین در برش سطح الارضی کوه سورمه ضخامت این سازند به ۱۹۰۰ متر می رسد. مرز پایینی این سازند با سازند دالان همراه با نایبوستگی است که در واقع مرز میان پرمین بالایی و تریاس زیرین است (کاووسی، ۱۳۷۴). مرز بالایی این سازند با سازند تبخیری دشتک، بخش شیلی آغار به صورت همشیب می باشد (مطیعی، نظر براساس مطالعات سنگ شناسی مقاطع نازک میکروسکپی حاصل از مغزه حفاری چاه مورد مطالعه و داده های چاه بیمایی به ویژه نگاره اشعه گاما بوده که از همین رو شناسایی رخساره از مغزه حفاری چاه مورد مطالعه و داده های چاه بیمایی به ویژه نگاره اشعه گاما بوده که از همین رو شناسایی رخساره محیط و سکانس های رسوبی در ایم و بهره بخان و میدان مورد



شکل ۱- موقعیت کلی میدان مورد مطالعه در بخش جنوبی پهنه زاگرس و شمال خلیج فارس (نوبهار و همکاران، ۱۳۹۴) ♦♦♦♦♦♦

روش تحقيق:

سازند کنگان در چاه مورد مطالعه دارای ضخامت ۱۸۳ متر از عمق ۲۶۰۵ تا ۲۷۸۸ متری می باشد که از عمق ۲۶۴۱/۳ تا ۲۶۸۳ متر و عمق ۲۷۵۵ تا ۲۷۷۱/۵ متری در این سازند مغزه گیری شده و با تهیه ۱۲۵ مقطع نازک میکروسکپی حاصل از مغزه های حفاری و همچنین نمودارهای چاه پیمایی به بررسی پارامترهای مورد نظر این مطالعه پرداخته شده است. در مطالعه مقاطع نازک، رخساره های میکروسکپی به روش دانهام (Dunhum, 1962) و گرگ و سیبلی (,Gregg & Sibley





1984) نام گذاری شدند و سپس شناسایی رخساره های میکروسکپی، با توجه به ویژگی های پتروگرافی و نیز مقایسه با رخساره های رسوبی ارائه شده توسط ویلسون و فلوگل (Wilson, 1975 & Flugel, 2010)، انجام گرفت. طبق اصول کلی، چینه نگاری سکانسی سازند کنگان با استفاده از بررسی خصوصیات رخساره ای و هم ارزی آن ها با نگاره پتروفیزیکی خصوصا نگاره SGR، الگوی انباشتگی پاراسکانس ها و نیز بررسی ارتباط آن ها با منحنی نوسانات سطح آب دریاها، به شناسایی سکانس های رسوبی انجامیده است (لاسمی، ۱۳۷۹؛ درویش و همکاران، ۱۳۸۸؛ پیروی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Van wagoner et al., Sarg, 1988, 2001 ، ۲۹۹۹؛ درویش و همکاران، ۱۹88، پیروی و همکاران، ۱۹۹۱؛ بودی نعمتی و ثیاب قدسی، ۱۳۹۴؛ ۱۹۲۲، ۱۹۶۶ کنا et al., ۱۹۶۵، ۱۹۶۹، ۱۹۵۵، ۱۹۶۹، یولی از درویش از درویش و همکاران، ۱۹۸۵، در درورخساره ها و محیط رسوبی

شناسایی رخساره ها و تعیین محیط دیرینه سازند کنگان در چاه مورد نظر از میدان ، بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی مقاطع میکروسکوپی حاصل از مغزه حفاری، انجام و در طی این بررسی، هفت ریز رخساره مربوط به کمربندهای رخساره ای پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز شناسایی شد (شکل ۲). که در ادامه به اختصار به بررسی ریزرخساره ها و محیط رسوبی آن ها میپردازیم: ۲۰ کمربند رخساره ای پهنه جزرومدی (Tidal Flat):

این کمربند رخسار ه ای تنها حاوی ۲ نوع ریزرخساره T-MF1 و T-MF2 می باشد:

T-MF1: Dolomicrite to Dolomicrosparite - ريز رخساره

این رخساره از دولومیت های عمدتا در اندازه دولومیکرایت (بطور میانگین ۴۰ میکرون) (شکل A –۳) و در بعضی اعماق از دولومیت های بزرگ در اندازه دولواسپارایت (بطور میانگین ۲۰۰ میکرون) تشکیل شده است. این رخساره فراوانی کمی در کمربند رخساره ای پهنه جزر و مدی در این چاه دارد. رخساره مزبور با 23 SMF ویلسون (Wilson, 1975) و فلوگل (Flugel, 2010) نیز قابل مقایسه می باشد.

T-MF2: Bioclast Wackestone ريزرخساره -۲

در مقطع میکروسکپی یک رخساره وکستونی می باشد که در بعضی از اعماق دولومیتی شده است. در این رخساره بیش از ۱۰ درصد خرده های اسکلتی از قبیل پوسته دو کفه ای، استراکود و فیلامنت های جلبکی دیده می شود (شکل B,C –۳). این رخساره هم مشابه رخساره قبلی، فراوانی کمی در کمربند رخساره ای پهنه جزر و مدی دارد و تنها در همین چاه مشاهده شده است. رخساره مزبور با SMF 19, 20 ویلسون (Wilson, 1975) و فلوگل (Flugel, 2010) نیز قابل مقایسه می باشد.

> کمربند رخساره ای تالابی (Lagoon): این کمربند رخسار ه ای تنها حاوی ۱ نوع ریزرخساره L-MF3 می باشد:





در مطالعه میکروسکوپی یک مادستون با زمینه میکرایتی نسبتا تیره رنگی که در بعضی اعماق همراه با ۵ درصد پوسته دو کفه ای می باشد (شکل H –۳). این رخساره با رخساره SMF3 ویلسون (Wilson, 1975) و فلو گل(Flugel, 2010) قابل مقایسه می باشد.

		CARBONATE I	RAMP	
	\wedge			Sea leve
				Fair Weather Wave Base
Depositional Environment		Shoal		Storm Wave Base
	Tidal Flat	Inner ramp	Middle ramp	Outer ramp
Facies	T-MF1	Sh-MF5 Sh-MF4 Sh-M	1 1 1 1 1 1 0-MF7	1

شکل۲- تصویر شماتیک توزیع ریزرخساره ها در محیط رسوبگذاری رمپ کربناته، چاه مورد مطالعه



شکل ۳- نور پلاریزه: A: رخساره دولومیکرایتی. B: رخساره و کستونی بایو کلست دار همراه با خرده های پوسته دو کفه ای و استراکود. C: رخساره و کستونی دارای فیلامنت های جلبکی در زمینه میکرایتی. D: رخساره پکستونی با بایو کلست هایی از گاستروپود و دو کفه ای. E: رخساره پلوئیدی همراه با مقادیری اوئید، فسیل گاستروپود و پوسته دو کفه ای. F: رخساره اووئید گرینستون. G: گرینستون اوئیدی بایو کلست دار از خرده های دو کفه ای. H: رخساره مادستونی دریای باز همراه با مقادیری کم از خرده دو کفه ای.

• چینه نگاری سکانسی سکانس رسوبی واحد اصلی چینه نگاری سکانسی بوده که در هنگام چرخه تغییرات سطح نسبی دریاها، به وجود می آید. در چینه نگاری سکانسی، زمانی که داده های لاگ چاه در دسترس باشد، می توان با استفاده از روند نمودار گاما با دقت



بالایی دسته های رخساره ای (System Tracts) را تشخیص داد (پیروی و همکاران، ۱۳۹۱). در این پژوهش با توجه به مطالعات ریزرخساره ای انجام شده و بازسازی محیط های رسوبگذاری آن و تحلیل و بررسی نمودار اشعه گاما، سه سکانس رسوبی رده سوم (در زمان تشکیل چرخه های رده سوم، تغییرات سطح آب دریاها جهانی بوده و به تغییرات محلی بستگی ندارد) در سیستم رسوبی مورد مطالعه شناسایی شده است که همگی در یک محیط رمپ کربناته هم شیب رسوب گذاری کرده اند. دسته های رخساره ای در نمودار گاما، با الگو های کاهشی و افزایشی مشخص می شوند. به طوریکه کاهش روند نمودار لاگ گاما بیانگر دسته رخساره های پیشرونده و افزایش روند نمودار لاگ گاما نشان دهنده دسته رخساره های پسرونده می باشند (جودی نعمتی و ثیاب قدسی، ۱۳۹۴). همچنین طبق بررسی نمونه های میکروسکپی و ستون چینه شناسی سازند کنگان در میدان مورد مطالعه، بطور کلی سکانس های شناسایی شده از پائین سازند (Bac-مرز با سازند دالان)، به بالا (Tom-مرز با واحد سنگی آغار شیل از سازند دشتک)، به ترتیب I-P۵، 2-۹۵ و Sque میکروسکپی و با سازند دالان)، به بالا (Tom-مرز با واحد سنگی آغار شیل از سازند دشتک)، به ترتیب I-P۵، 2-۹۵ و افزایری شده اند (شکل ۴) که ژرفای هر سکانس مربوط به همان عمق چاه مورد نظر است که در ادامه به توضیح هریک به اختصار پرداخته می شود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

□ سکانس رسوبی Sq-1:

در چاه مورد مطالعه عمیق ترین سکانس با ضخامت ۳۳ متر می باشد. دسته رخساره ا[¬]ی TST، از رخساره های دولومیتی پهنه جزرومدی و گرینستونی سد تشکیل و دارای ضخامت ۲۰ متری و حداکثر سطح غرقابی (MFS) در عمق۲۷۴۵ متری است. همچنین دسته رخساره ای HST، از رخساره های گرینستونی سد و پکستونی لاگون تشکیل که دارای ضخامتی ۱۰ متری است و مرز سکانسی آن در عمق ۲۷۳۵ متری و از نوع دوم (SB-2) می باشد. □ سکانس رسوبی Sq-2:

ی و در این سکانس در چاه مورد مطالعه ۵۵ متر می باشد. دسته رخساره ای TST، عمدتا از رخساره های سد و بطور محدودتر از رخساره مادستونی دریای باز تشکیل و دارای ضخامت ۱۵ است. همچنین دسته رخساره ای HST، عمدتا از رخساره های و کستونی پهنه جزرومدی و لاگون تشکیل که دارای ضخامتی ۴۰ متری است. این سکانس در ناحیه مورد مطالعه در بین دو مرز سکانسی نوع دو (SB-2) قرار گرفته است.

🗆 سکانس رسوبی 3-Sq:

این سکانس کم عمق ترین سکانس سازند کنگان در چاه مورد مطالعه می باشد که دارای ضخامتی ۸۰ متری است. دسته رخساره ای TST، از رخساره های پهنه جزرومدی و لاگون تشکیل و دارای ضخامت کم ۵ متری و حداکثر سطح غرقابی (MFS) در عمق۲۶۷۵ متری است. همچنین دسته رخساره ای HST، عمدتا از رخساره های پهنه جزرومدی، سد و لاگون تشکیل که دارای ضخامتی ۷۵ متری است که در بین دو مرز سکانسی نوع دوم قرار گرفته است.

















شکل ۴- ستون سنگ شناسی، لاگ پرتو گاما، محیط رسوب گذاری و چینه نگاری سکانسی سازند کنگان در چاه مورد مطالعه میدان 0000000

نتيجه گيري:

براساس مطالعات انجام گرفته در این مقاله، در چاه مورد مطالعه از سازند کنگان، چهار کمربند رخساره ای شامل پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز شناسایی شده است که بر روی یک رمپ کربناته هم شیب نهشته شده اند. همچنین با بررسی های انجام شده بر روی محیط رسوبی ریزرخساره ها و نوسانات لاگ اشعه گاما، سه سکانس رسوبی مرتبه سوم بـه سن ترياس پيشين (اسكي تين) با مرزهاي سكانسي از نوع دوم تشخيص داده شد كه بيشترين بخش سكانس هـا مربـوط بـه سیستم ترکت HST یا دسته رخساره های پیشرونده می شود.

0000000

منابع فارسي:

• پیروی، م.، کمالی، م. ر.، رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۹۱، "محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند کنگان در میدان کیش"، فصلنامه علمی - پژوهشی زمین شناسی محیط زیست، ۷۳-۶۵ :(۲۰). · جودی نعمتی، م.، ثیاب قدسی، ع. الـف.، ۱۳۹۴، "محیط رسـوبی و چینـه نگاری سکانسبی سازند دالان و کنگان در چاه A میدان پارس جنوبی"، سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، ۹صص.

• درویش، ز.، لاسمی، ی.، جهانی، د.، جمالی، الف. م.، اصیلیان مهابادی، ح.، ۱۳۸۸، "رخساره ها و چینه نگاری سکانسی سازند کنگان در چاه های نار- ۱ و عسلویه- ۱، جنوب باختر ایران"، فصلنامه زمین، ۳۷-۲۵ :(۴).



References:

•Dunham, R., J. 1962. "*Classification of carbonate rocks according to depositional texture*", In: Ham WE, (ed.), Classification of carbonate rocks, AAPG Memoir 1, 108 -121.Ham WE, (ed.), Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir 1, p: 108 -121.

•Emery, D. & Myers, K.J., 1996. "Sequence stratigraphy", Black well Science, Oxford, 297 pp.

•Flugel, E., 2010. "Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, second edition", Springer Verlag, Berlin, 984 pp.

•Gregg, J.M., & Sibley, D.F., 1984. "Epigenetic dolomitization and the origion of xenotipic dolomite texture", Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 56, p: 735-76.

•Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R., 1988. "Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles", SEPM Society for Sedimentary Geolog, Pub, 42, p: 71-108.

•Hunt, D., & Tucker, M., 1995. "Standard parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall-reply", Sedimentary Geology, 95, p: 147-160.

•Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, M., & Monibi, S., 2006. "Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system biostratigraphy and stratigraphic architecture", Geo Arabia, Vol. 11, No. 2.

•Lever, H., 2004. "Cyclic sedimentation in the shallow marine Upper Permian Kennedy Group, Carnarvon Basin, Western Australia", Sedimentary Geology, 172, p: 187-209.

•Miall, A. D., 1997. "The geology of stratigraphic sequence", Springer-Verlag, 433 pp.

•Miall, A. D., 2000. "Principals of sedimentary basin analysis", Springer-Verlag Berlin, 616 pp.

•Plint, A. G., & Nummedal, D., 2002. "The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis", In: D. Hunt and R.L. Gawthorpe, (ed.), Sedimentary Responses to Forced Regressions, The Geological Society of London. Pub., 172, p: 1-17.

•Sarg, J. F., 1988. "Carbonate sequence stratigraphy", SEPM Society for Sedimentary Geology. Pub., 42, PP.155-181.

•Sarg, J. F., 2001. "The sequence stratigraphy, sedimentology and economic important of evaporate carbonate transitions: a review", Sedimentary Geology, 149, p: 9-42.

•Vail, P. R., Mitchum, R. M., & Thompson, S., 1977. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from costal on lap", In: Payton, C.E. (Ed), Seismic stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration, AAPG Bulletin, Memoir, 26: 63-81. Part 4: global cycle of relative changes of sea level. AAPG Memoir, 26, p: 83-97.

•Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., & Sarg, J. 1988. "An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions", SEPM Society for Sedimentary Geology. Pub., 42, p: 39-45.

•Wilson, J.L., 1975. "Carbonate Facies in Geologic History". Springer, New York, 471 pp.





تخمین شیب ساختار لایه بندی در میدان سراجه قم ◊◊◊◊◊◊◊◊

روح اله حق زاده، دانشجوی دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، <u>rhaghzadeh@pnu.ac.ir</u> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، ایران

\$\$\$\$

چکیدہ :

ابزار شیب سنج عمدتا جهت اندازه گیری شیب ساختاری به درون چاه رانده می شود و این اطلاعات اجازه می دهد هندسه مخزن را بهتر تعیین کنیم و موقعیت مکانی گسلها را دقیق تر مشخص نماییم. ابزارهای تصویر گر الکتریکی تصاویر مجازی با قدرت تفکیک بالا در حد میلیمتر از دیواره چاه ثبت می نمایند. زمین شناسان با استفاده از این تصاویر قادر هستند جزییات دقیق تری از لایه بندی ساختاری و شبکه شکستگی را توصیف نمایند که برای آنالیزهای چینه شناسی، ساختاری و بهبود خصوصیات مخزنی، ضروری می باشد.

چاه شماره ۹ برای ارزیابی سازند قم در میدان سراجه با مته ۸/۵ اینچی حفاری گردید. شرکت ملی نفت ایران برای در ک بهتر خصوصیات مخزنی، لاگ های تصویر گر را به همراه سری کامل از لاگهای چاه باز (بدون جداره) با کیفیت خوب تهیه نمود. هدف اصلی این پروژه تعیین شیب ساختاری در چاه شماره ۹ از روی لاگ های مورد نظر بود. براساس مشاهدات و تفسیر تصاویر از عمق ۲۹۲۵ متر تا ۲۹۸۰ متری، لایه بندی بطور عمده در قسمت بالایی اینتروال لاگ گیری(از ۵ متر زیر راس سازندی) قابل مشاهده است. ثبت وجود لایه بندی توسط لاگ شیب سنج و تصویر گر از ۲۹۳۰ تا اطمینان کم) در دیاگرام های رز، شیب ساختاری برای بخش E سازند قم ۲۲ درجه با جهت شیب گردید. N60E-S60W تعیین گردید.

کلید واژه ها: لاگ های شیب سنج و تصویر گر، شیب ساختاری، میدان سراجه

Determining of Bedding Structural Dip in the Sarajeh Field

Roohollah Haghzadeh

Abstract:

Dipmeter tools are run primary to get values of the structural dip. This information allows a better definition of the reservoir geometry and a more precise location of faults. Electric imaging tools record vast amounts of high-resolution data within the borehole wall. This enables the geoscientists to describe in detail the structural fracture networks very essential for stratigraphic and structural analysis and improved reservoir characterization. The well SJ-9 was drilled to evaluate the Qum Formation in Sarajeh Field. It was drilled with 8.5 inch bit. To get better understanding of reservoir characteristics of the Qum, ICOFC decided to acquire FMS and full-set of open hole logs. The acquisition of FMS was made through wireline operation with good quality image data. The



main objective of running FMS was to determine structural dip and characterize probable fractures intersected by the well. Based on observations and interpretation of the images from 2925 m to 2980m; Layering is mostly observed in the upper section (5 meters below the top of formation) of the logged interval, 2930-2943.5m. Based on the statistical plots of 12 high and 30 low-Confidence bedding dips and their continuous depth plot a dip of 22 degrees N30W and N60E-S60W strike can be taken for dominant structural dip for the section of Qum drilled by the study well.

Keywords: Dipmeter and Imaging Logs, Structural dip, Sarajeh field

\$\$\$\$

مقدمه:

شناخت هندسه و سازو کار زمین شناسی زیر سطحی از مهمترین اهداف مطالعات ژئوفیزیکی به ویژه چاه نگاری می باشد. در روش شیب سنجی با استفاده از ثبت تغییرات ویژگیهای فیزیکی سنگها در طول دیواره چاه، در محل ساختارهای صفحه ای می توان زاویه شیب و جهت شیب آن ساختارها را تعیین و محاسبه کرد. این کار به وسیله ثبت اختلافات ویژگیهای الکتریکی سنگها در طول دیواره چاه حفاری و مطابقت منحنی نمودار آنها با یکدیگر انجام می شود. ساختارهای صفحه ای در این مطالعات می تواند هر کدام از حالات زیر باشد (ارزانی، ۱۳۹۴): الف) مرز طبقات، لایه بندی ب)شکستگی باز یا بسته ج)یک دسته درز استیلولیتی د) سطح شیستوزیته، کلیواژ ه)سطح فرسایش، ناپیوستگی و) سطح گسل. در این تحقیق اندازه گیری موقعیت فضایی لایه بندی بخش E سازند قم مورد نظر می باشد. ابزارهای مفید برای دستیابی به این هدف نمودار شیب سنجی و لاگ تصویر گر FMS و FMI می باشد.

روش تحقيق:

موقعیت زمین شناسی

چاه شماره ۹ میدان سراجه در ۴۵ کیلومتری جنوب شرق شهرستان قم در پهنه ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱). این چاه در قسمت غربی میدان سراجه در نزدیک راس تاقدیس حفاری گردید. سازند مورد هدف چاه، بخش E سازند قم بود که با مته ۸٫۵ اینچی حفاری شد. لاگ های شیب سنجی، قطر سنجی و تصویر گر FMS و FMI همراه با لاگ های چاه باز (نوترون، چگالی، پرتو گاما و مقاومت الکتریکی) برای درک بهتر ویژگیهای ساختاری برداشت گردید(شکل ۲).





روش مطالعه

در این مطالعه از لاگهای شیب سنجی و تصویر گر FMI و FMS، برای شناسایی موقعیت فضایی ساختارهای لایه بندی (امتداد و شیب) چاه شماره ۹ سراجه قم استفاده شد و با تطبیق نتایج حاصل از دو ابزار مختلف ضریب اطمینان از مطالعات تحت الارضی افزایش یافت و موقعیت فضایی لایه بندی در بخش E سازند قم تعیین گردید.

		HC Beckling True Dip 6 5 0 (Dag) 90
		LC Bedding True Dip L
		Discontinuous Closed Fracture True Dip
		Borehole Breakout True Dip G 0 (Dec) 90
Ci 6 (in) 16 C2	FMS Static	Discont. open fracture TrueDip
C1-C2 C2 C	RLA2 Image 0.2 (ohr.m) 2000 0 120 240 360 0.15 Exercise Eventive Eventive	Medium Open Fracture True Dip D Deg 10
I (gAPI)160 1.95 (g/an3) 2.95	12 (ohm.m) 2000	0 (Deg) 90 D (deg)360











شکل ۲. تصاویر مربوط به لاگهای قطر سنجی، پرتو گاما، نوترون، چگالی، مقاومت های الکتریکی، تصویر گر، شیب لایه بندی و انحراف چاه در سازند قم

لاگ شیب سنجی (Dipmeter)

این ابزار برای تعیین امتداد و شیب لایه های حفر شده در چاه استفاده می شود. این موضوع در مطالعه چینه شناسی و عوارض ساختمانی مهم است. شیب سنج اطلاعاتی درباره مقدار و جهت شیب سازند ثبت می کند. چون زاویه شیب چاه از حالت عمود بررسی می شود. مقدار و امتداد انحراف چاه نیز مشخص می شود. دستگاه اندازه گیری شیب دارای سه یا چهار الکترود سوار شده بر روی بالشتک است که در صفحه ای عمود بر محور چاه و با زوایای ۱۲۰ درجه و یا ۹۰ درجه از یکدیگر قرار دارند. هر کدام از این الکترودهای اندازه گیری همزمان یک منحنی مقاومت ویژه را در تماس با جدار چاه ثبت می کند. زمانی که دستگاه مرز دو سازند (یا مرز دو ساختار صفحه ای) را قطع می کند، تغییرات حاصل در جواب هر الکترود، به دلیل شیب ظاهری (شیب نسبت به محور چاه) در عمق های متفاوتی ثبت می شود. میزان جابه جایی منحنی ها





در اعماق مختلف برای اندازه گیری زاویه شیب و جهت شیب مورد استفاده قرار می گیرد. از روشهای محاسبه شیب، روش تشخیص الگوها برای تفسیرهای تفضیلی سنگهای رسوبی مناسب تر است. مقدار و چگونگی جابه جایی نمودارها به راحتی با استفاده از نرم افزارهای خاصی تبدیل به اطلاعات مقدار و جهت شیب می شود. اشکال فلش مانند برای نمایش نمودار شیب سنجی بکار برده می شود. انتهای فلش مقدار شیب و خط فلش جهت شیب را نشان می دهد. یکی از استفاده های بسیار مهم نمودار شیب سنجی بدست آوردن یک تصویر عمومی از ساختمان زمین شناسی یک چاه اکتشافی است. اگر یک چاه اکتشافی از نظر اقتصادی غیرسودمند باشد بررسی شیب سنجی ممکن است چاه دیگری را نشان دهد که می تواند در یک مکان مقرون به صرفه ساختمان زمین شناسی حفر شود (رضایی، ۱۳۸۵).

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

لاگ های تصویرگر (FMI/FMS)

لاگ های تصویر گر، تصویری استوانه ای شکل و مجازی از دیواره چاه با قدرت تفکیکی بالا هستند که قادرند پدیده های ظریف دیواره را نشان دهند. هر ساخت صفحه ای شکل نظیر لایه بندی و شکستگی که چاه را بصورت حدواسط قائم و افقی قطع کند، در استوانه چاه به شکل بیضی دیده می شود. در صورتی که استوانه در امتداد محورش بریده و باز شود، همان شکلی که در لاگ تصویر گر نمایش داده می شود، شکستگی یا لایه بندی بصورت یک موج سینوسی ظاهر می شود. همچنین در لاگ تصویر گر، ساختار صفحه ای قائم (موازی محور چاه) بصورت خطوط مستقیم قائم و ساختارهای صفحه ای افقی (عمود بر محور چاه) بصورت خطوط مستقیم افقی دیده می شوند.

ابزار FMI نسل جدیدی از ابزارهای تصویر برداری الکتریکی است که نسبت به FMS دارای پوشش دیواره ای دو برابر است. FMI مجهز به چهار بازوی کالیپر عمودی است. در انتهای هر بازو گروهی پد و فلپ متصل شده است. پدها و فلپ ها حاوی تعدادی سنسور ریز مقاومتی الکتریکی (معمولا ۲۴ عدد برای هر پد و فلپ) می باشد که سبب ایجاد حد تفکیک بالا در حدود ۳/۰ اینچ می شود. داده ها از سنسورها برای پردازش و ایجاد یک تصویر که براساس اختلاف در مقاومت الکتریکی دیواره چاه بوجود آمده، بکار می رود (Ekstrom, 1987). در این مطالعه لاگ FMS پد و ۱۶ سنسور بر روی هر پد دارد. ابزار FMI و FMS درباره شکل مقطع چاه و هندسه چاه به اضافه اطلاعات تصویر مقاومت الکتریکی جمع آوری می کند. در حالت کلی دستگاههای تصویر گر، علاوه بر شناخت انواع ساختارهای صفحه ای، می توانند برای محاسبه شیب و امتداد سطوح لایه بندی مورد استفاده قرار گیرند.





تصحیح و پردازش لاگ های تصویر گر FMS/FMI

داده های خامی که از چاه های نفت برداشت می شود، پس از پردازش و اعمال تصحیحاتی بر روی آنها، به مرحله تفسیر می رسند. پردازش نمودارهای تصویری شامل فرایندهایی است که باعث حذف برخی از خطاها و افزایش کیفیت می شود. پردازش های انجام شده بر روی تصاویر به دو دسته تقسیم می گردد:الف) تصحیحات اساسی، که برای نمودارهای تصویری الکتریکی ضروری بوده و شامل تصحیح عمق، تصحیح سرعت، تصحیح پدهای خراب و از کار افتاده و غیره می باشند.ب) پردازش بهبود کیفیت تصویر که از این دسته می توان یکسان سازی تصحیح و بهنجارسازی تصحیح را نام برد (Serra, 1989).

در نمودارهای تصویری در بعضی مواقع باریکه های تصویر دارای روشنی و تاریکی متفاوتی هستند که این موضوع به دلیل انحنای پد به وجود می آیند. به منظور تصحیح پاسخ دکمه ها، از روش بهنجارسازی استفاده می شود. به همین ترتیب، برای برجسته سازی عناصر و ساختارهای زمین شناسی در نمودارهای تصویری، گزینه یکسان سازی تصحیح به کار می رود. در پایان این مرحله، دو تصویر استاتیک و دینامیک ایجاد می شود که از تصویر استاتیک غالبا برای شناسایی لایه بندی و تغییر سنگ شناسی و از تصویر دینامیک معمولا برای شناسایی شکستگیهای طبیعی و مصنوعی استفاده می شود (Serra, 1989).

جهت گیری ساختار اصلی

جهت گیری و ضخامت لایه بندی از روی لاگ های تصویر گر قابل شناسایی و تخمین است. با توجه به اینکه دو طرف سطح لایه بندی دارای تباین فیزیکی است، اختلاف مقاومت الکتریکی را باعث می شود. بنابراین در لاگ های تصویر گر سطح لایه بندی به صورت تغییرات ناگهانی مقاومت الکتریکی در تصویر بهنجار شده استاتیکی در تمام بالشتک ها دیده می شود (Serra, 1989).

آنالیز ساختاری (شیب لایه بندی)

در چاه شماره SJ-9 میدان سراجه در بخش E سازند قم از روی لاگ نمودار شیب سنجی و لاگ های تصویر گر، لایه بندی بطور عمده در قسمت بالایی اینتروال لاگ گیری(از ۵ متر زیر راس سازندی) قابل مشاهده است. ثبت وجود لایه بندی توسط لاگ شیب سنج و تصویر گر از ۲۹۳۰ تا ۲۹۴۳/۵ متری انجام گردید (شکل۳).





شکل۳. برش عرضی لایه بندی در اینتروال ۲۹۲۵-۲۹۸۰ متری، شیب و آزیموت لایه بندی بخوبی مشخص شده است.

۴۲ مرز لایه ای در تصاویر لاک FMS انتخاب شدند. از آنجائیکه دقت شیب ساختاری وابسته به مرزهای ناگهانی و صفحه ای لایه ها دارد، مرزهای تشخیصی به دو گروه، مرز با اطمینان زیاد یا با اطمینان کم طبقه بندی گردید (شکل۴). از نظر آماری ۱۲ مرز لایه ای ناگهانی و صفحه ای وجود داشت که به عنوان شیب لایه بندی در نظر گرفته شد و ۳۰ مرز کمتر تیز، نسبتا ناهموار و ناصاف که بعنوان لایه بندی با اطمینان کم ارزیابی شد. تخمین شیب و آزیموت ساختاری سازند از هر دو اندازه گیری شیب با اطمینان زیاد و اطمینان کم در محاسبات استفاده و براساس رسم آماری شیب ها در دیاگرام های رز، شیب ساختاری برای بخش E سازند قم ۲۲ درجه با جهت شیب M30W تعیین گردید(شکل۵).










شکل۴. شیب لایه بندی با اطمینان زیاد و کم در سارند قم، اینتروال ۲۹۲۵–۲۹۸۰. یک شکستگی بسته ناپیوسته هم قابل تشخیص است.



شکل۵. دیاگرام رز برای توزیع شیب و آزیموت مرز لایه ها با اطمینان زیاد و کم در اینتروال ۲۹۲۵–۲۹۸۰ متر.



~~~~~

نتیجه گیری:

براساس اندازه گیری های لاگ شیب سنج و رسم دیاگرامهای رز و لاگ های تصویر گر FMI و FMS توسعه خوبی از لایه بندی در چاه SJ-9 با زاویه شیب ۲۲ درجه و جهت شیب N30W وجود دارد. داده های لاگ های چاه باز (بدون جداره) نشان می دهد که لیتولوژی اصلی آهک آرژیلیتی یا مارن است که بر خاصیت پلاستیکی اینتروال افزوده و در برابر تنشهای تکتونیکی غیر شکننده خواهد بود. انجام مطالعه آنالیز ساختاری سازند قرمز فوقانی جهت کمک به تصحیح مدل های ساختاری پیشنهاد و توصیه می گردد.

\$\$\$\$

منابع فارسى:

ارزانی، ن.، ۱۳۹۴، "زمین شناسی زیر سطحی" نوبت سوم، (۱۱۷–۲۰۶)، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.

رضایی، م.، چهرازی،ع.، ۱۳۸۵، " اصول برداشت و تفسیر نگارهای چاه پیمایی "، نوبت سوم، (۲۲۵–۲۳۰)، انتشارات دانشگاه تهران، ایران رضایی، م.، ۱۳۸۵، " زمین شناسی نفت" نوبت پنجم، (۴۹۴–۴۰۱)، انتشارات علوی، تهران، ایران.

\$\$\$\$\$\$

References: J

Ekstrom, M.P., Dahan, C.A., Chen, M.Y., Lloyd, P.M. and Rossi, D.J., 1987, "Formation imaging with microelectrical scanning arrays", Log Anal. 28, 294–306.

Schlumberger and ICOFC well services, 2005, "Schlumberger Method, Geological Evaluation of FMS, Well of SJ-9, Sarajeh Field".

Serra, O., 1989, "Formation micro scanner image interpretation", 2nd ed., Schlumberger educational services, 117p.





پردازش نگار تشدید مغناطیسی هسته ای در یکی از میادین نفتی غرب کشور مین رشیدی، دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کرستان، سنندج، ایران n.rashidi@eng.uok.ac.ir هاشم شاهسونی، استادیار، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کرستان، سنندج، ایران h.shahsavani@uok.ac.ir محسن فتحی، کارشناسی ارشد، کارشناس بهره برداری شرکت نفت و گاز غرب کشور، کرمانشاه، ایران fathi.mohsenn@gmail.com

چکیدہ :

با استفاده از روش های چاهنگاری می توان تخلخل را بادقت بالایی تخمین زد. عدم توانایی در تخمین سیستماتیکی نفوذپذیری از معایب مهم این روش می باشد. به منظور برطرف نمودن این نقص روش تشدید مغناطیسی هستهای (NMR) ارائه شده که برعکس نمودارهای تخلخل به سنگ بستر حساس نیست و تحت تأثیر گل حفاری و دیواره چاه قرار نمی گیرد. تعیین میزان نفوذپذیری سازند تنها مزیت استفاده از نمودار تشدید مغناطیسی هستهای نمی باشد بلکه بسیاری از پارامترهای دیگر پتروفیزیکی مانند تخلخل مطلق مستقل از سنگ شناسی، اشباع آب، گاز و نفت مستقل از نمودارهای دیگر؛ همه با استفاده از این روش قابل اندازه گیری می باشد هم چنین با استفاده از این روش می توان خواص نفت اشباع را در شرایط مخزن به دست آورد. در تحقیق حاضر نگارهای چاه پیمایی اعم از گاما، مقاومت، تخلخل و تشدید مغناطیسی هستهای ^۳ در یکی از میادین نفتی غرب کشور از عمق ۳۴۰۰ تا ۲۰۸۰ متری برداشت شده و با استفاده از نرمافزار ژئولاگ نتایج حاصل از تشدید مغناطیسی هستهای با دادههای مغزه و سایر لاگهای چاه پیمایی مقایسه شده است. نتایج نشان می-دهد که دادههای تشدید مغناطیسی هستهای با دادههای مغزه و سایر لاگهای چاه پیمایی مقایسه شده است. نتایج نشان می-دهد که دادههای تشدید مغناطیسی هسته یا داده ای مغزه و سایر لاگهای جاه پیمایی مقایسه شده است. نتایج نشان می-مصل دارد و دیگر نیاز به تهیه مغزه که بسیار پر هزینه تر از تهیه نگار تشدید مغناطیسی هسته ای می باشد، نیست.

کلید واژه ها: تشدید مغناطیسی هستهای – NMR – نفوذپذیری – تخلخل

Nuclear Magnetic Resonance log data processing (Case study, oil field west of Iran)

Nasrin Rashidi, MSc student, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran <u>n.rashidi@eng.uok.ac.ir</u>

Hashem Shahsavani, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran h.shahsavani@uok.ac.ir

Mohsen Fathi, MSc, Exploration Expert of Oil and Gas Company of West of Iran, Kermanshah, Iran fathi.mohsenn@gmail.com

Abstract:

Using well logging methods, the porosity can be estimated with high accuracy. The inability to systematically estimate permeability is one of the main disadvantages of this technique. In order to

³- Nuclear Magnetic Resonance (NMR)



eliminate this defect, a nuclear magnetic resonance imaging (NMR) method is proposed. Unlike the porosity logs, the NMR logs is not sensitive to the bedrock and is not affected by the drilling mud and well wall. The determination of formation permeability is not the only benefits of using the NMR technic, but many other petro physical parameters, independent of other charts, such as the absolute porosity independent of matrix and the saturation of water gas and oil can be measured by using this technic. In the present study, well logging logs, including gamma, resistivity, porosity and nuclear magnetic resonance from the depth of 3400 to 3780 meters in one of the oil fields of the west of Iran were taken. By using the software of Geolog, the results of nuclear magnetic resonance are compared with core data and other well logging logs. The results show that nuclear magnetic resonance data can be very useful in determining the permeability, type of fluid, the volume of recoverable oil. Therefore, we no longer need to take a sample of the core which is much more expensive than the preparation of NMR technic.

Keywords: Nuclear Magnetic Resonance - NMR - Permeability - Porosity

مقدمه : کشف روش تشدید مغناطیسی هستهای در سال ۱۹۴۶ صورت گرفت، این روش ابزار مفیدی در علوم مختلف نظیر فیزیک، شیمی، زیستشناسی و پزشکی میباشد. از این روش برای تعیین نوع سازند در دههی ۱۹۵۰ استفاده شد. در دههی ۱۹۶۰ استفاده از این روش در صنعت نفت نیز موردتوجه محققین حوزه نفت قرار گرفت و اولین نگار NMR در سال ۱۹۷۰، توسط شرکت شلومبرژر بکار گرفته شد (Westphal *et al.*, 2005).



NMR یک پدیده مغناطیس کوانتومی است که در هسته ی ذراتی که دارای بار الکتریکی مثبت هستند، وجود دارد (پ.هادیان و همکاران، ۱۳۹۳). در این روش از هسته هایی نظیر هیدروژن H¹، کربن 2^{er} و سدیم Na^{er} استفاده می شود. هسته ی بسیاری از اتم ها دارای گشتاور مغناطیسی می باشد یعنی در حضور میدان مغناطیسی خارجی حرکت تقدیمی انجام می دهند. برهمکنش هسته های مغناطیسی در حال چرخش با میدان مغناطیسی خارجی، سیگنال های قابل اندازه گیری تولید می کند (2002, 2002, 2003). قبل از اینکه دستگاه NMR از سازندی نمودار گیری کند، پروتون های درون می کند (2002, 2003, 2003). قبل از اینکه دستگاه این سازند، با تولید میدانهای مغناطیسی، پروتون های سازند را فعال می کند. ابتدا میدان مغناطیسی دائمی دستگاه محور اسپین پروتون ها را در جهت خاصی به خط یا قطبیده می کند. سپس میدان نوسانی دستگاه برای کچ کردن پروتون ها از موقعیت جدید تعادلی شان اعمال می شود (Pukushima, 2018). پالس می شود که همان داده های خاصی دائمی دستگاه محور اسپین پروتون ها را در جهت خاصی به خط یا قطبیده می کند. پالس می شود که همان داده های خاصی دائمی دستگاه محود باز گرد در از زمان آسایش ۴ می گویند که باعث ایجاد یک سری نفوذپذیری سازند را با استفاده از آن به دست آورد (2002) هستند. این داده ها نیاز به پردازش دارند و می توان میزان دخواص سازند، مقدار و خواص سیال و اندازه ی خبراتی که دارای سیال می باشد، نیز استفاده می شود (Preedman *et al.*, 1997). (خواص سازند، مقدار و خواص سیال و اندازه ی خبراتی که دارای سیال می باشد، نیز استفاده می شود.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

\$\$\$\$

روش تحقيق:

از مهمترین کاربردهای روش NMR تعیین میزان نفوذپذیری است. برای به دست آوردن نفوذپذیری حاصل از داده های NMR سه مدل SDR، Coates و Sb/Pc-Swanson وجود دارد که در این تحقیق از دو روش SDR، Coates و SDR استفاده شده است. مدل SDR با معادله (۱) بیان می شود که در آن T_{2LM} میانگین هندسی T³ ه_{NMR} تخلخل NMR و NMR و a₁، c₁، a₁ فرایب هستند.

⁴- Relaxation Time

 $^{^{5}}$ - T₂ Logarithmic Mean

 $^{^{6}}$ - Longitudinal relaxation time (T₂)





 $(\mathbf{1})$

 $\mathbf{K} = \mathbf{C}_{1} \cdot \mathbf{T}_{2LM}^{a1} \cdot \phi_{NMR}^{b1}$ مدل Timur/Coates با معادله (۲) بیان می شود که در آن FFI ^۷ حجم آب آزاد، BVI ^۸ حجم غشای مویینه؛ Timur/Coates مدل NMR و \mathbf{c}_{2} ، \mathbf{c}_{2} ، \mathbf{c}_{2} ، \mathbf{c}_{2} ، \mathbf{c}_{2} ، \mathbf{c}_{2} ، \mathbf{c}_{2}

(٢)

K = C₂.(^{FFI}/_{BVI})²².4^{b2}_{NMR} مقدار نفوذپذیری حاصل از معادلهی ۱ را KSDR ^۹ و مقدار نفوذپذیری حاصل از معادلهی ۲ را KTIM ^{۱۰} مینامند. در حقیقت با توجه به نگار NMR میتوان لایههای نفوذپذیر را از لایههای غیرقابل نفوذ تشخیص داد، در مناطقی که توزیع T₂ رو به مقادیر افزایشی است، مقدار KTIM و KSDR نیز افزایش یافته است، لایه نفوذپذیر است.

با استفاده از داده های مغزه، لایه های چاه شامل شیل، دولومیت، کلسیت، کوارتز و آنیدرید می باشد. نگار SWE مجموع حجم اشغال شده آب و نفت، نگار VOL_UOIL حجم نفت و نگار VOL_UWAT حجم آب محاسبه شده می باشد. مناطقی که تخلخل باتوجه به داده های مغزه و هم چنین نمودارهای تخلخل پایین است، نفوذپذیری حاصل از KTIN و مناطقی که تخلخل باتوجه به داده های مغزه و هم چنین نمودارهای تخلخل پایین است، نفوذپذیری حاصل از KTIN و مناطقی که تخلخل باتوجه به داده های مغزه و هم چنین نمودارهای تخلخل پایین است، نفوذپذیری حاصل از KTIN و مناطقی که تخلخل باتوجه به داده های مغزه و هم چنین نمودارهای تخلخل پایین است، نفوذپذیری حاصل از KTIN و KSDR معدار خود می رسد و سیالی در آن حضور ندارد. هرچه میزان تخلخل افزایش می یابد نفوذپذیری نیز افزایش می یابد معایر مناطق دارد، می حجم نفت و آب بیشتری است. در مناطق شیلی نفوذپذیری حاصل از KTIN و KSDR به کمترین میزان می رسد. حاوی حجم نفت و آب بیشتری است. در مناطق شیلی نفوذپذیری حاصل از KTIN و KSDR به کمترین میزان می رسد. ماوی حجم نفت و آب بیشتری است. در مناطق شیلی نفوذپذیری حاصل از KTIN و KSDR به کمترین میزان می رسد. ماوی حجم نفت و آب بیشتری نمیزان می رسد. ماوی حجم نفت و آب بیشتری است. در مناطق شیلی نفوذپذیری حاصل از KTIN و KSDR به کمترین میزان می رسد. ماوی محوم او زیش ی یان می رسد. میزان می رسد. منوره به شکل منحنی و آب بیشتری است. در مناطق شیلی نفوذپذیری حاوی نفت قابل استحصال است. در این عمق، میزان مقاومت افزایش یافته، تخلخل و نفوذپذیری نیز به مقادیر بیشینه خود رسیده اند. از عمق ۳۷۱۰ متری مخزن حاوی مقاوم، تخلخل و تراوایی افزایش و نمودار مقاومت کاهش یافته است.

⁷ - Free Fluid Index

⁸- Bulk Volume Irreducible

⁹ - Permeability from CMR - SDR Model

¹⁰- Permeability from CMR - Timur Model











شکل ۱ - مقایسه ی نگار های مختلف تا عمق ۳۶۰۰ متری











شکل۲- مقایسه ی نگار های مختلف تا عمق ۳۷۸۰ متری

~~~~~



با استفاده از کراس پلات^{۱۱} گاما-مقاومت نیز می *تو*ان جنس لایههای زیرسطحی را مشخص کرد که با توجه به شکل ۳ قسمتهای سبز آهک، آبی پررنگ ماسهسنگ و آبی کمرنگ شیل میباشد.



شکل ۴ – کراس پلات نوترون گاما– نوترون نوترون

شکل ۳ - کراس پلات گاما و مقاومت ویژه

با توجه به شکل ۴ خطوط مورب پایینی دولومیت، وسطی آهک و خط بالایی ماسهسنگ است. خطوطی که بهصورت شبکهای آنها را قطع میکنند، درصد تخلخل است. مقدار تخلخل دولومیت خالص ۲۰٪ میباشد. نقاط زردرنگ دارای بیشترین میزان اشعه گاما هستند و دارای لیتولوژی شیلی میباشند.

نتیجه گیری:

روش تشدید مغناطیسی هستهای یکی از روش های چاهنگاری تقریباً جدید در دنیا میباشد که از تکنولوژی بروز و بسیار پیچیدهای به منظور تخمین میزان اشباع از هیدورکربور سازند به صورت برجا استفاده میکند. در حقیقت با استفاده از NMR نفوذپذیری به صورت یک نگار پیوسته نشان داده میشود که مقادیر آن از ۰ تا ۹ متغیر است هرچه میزان نفوذپذیری سازند بیشتر باشد نگار به بیشترین مقدار را نشان می دهد اما در مناطقی که نفوذپذیری کمتر است و سازند شیلی است نگار به سمت مقادیر کمتر میل می کند. باتوجه به میزان T₂ پخش شدگی می توان آب، نفت سبک و نفت



سنگین را تشخیص داد. نتایج این تحقیق نشان میدهد که مناطقی که میزان نفوذپذیری حاصل از مقدار خود رسیده که نشان از عبور حاصل از نگار نوترون و چگالی نیز بالابوده و میزان گاما در این مناطق به حداقل مقدار خود رسیده که نشان از عبور سیالات در خلل و فرج دارد و حاکی از بالا بودن میزان نفوذپذیری و تراوایی سازند دارد. هم چنین مناطقی که نفوذ پذیری حاصل از NMR پایین است، تخلخل حاصل از نگار نوترون و چگالی نیز کاهش یافته و میزان گاما در این مناطق به حداکثر مقدار خود رسیده که نشان از شیلی بودن منطقه، عدم عبور سیالات و پایین بودن نفوذپذیری و ناتراوایی سازند دارد. به مور کلی NMR هم پوشانی بسیار بالایی با سایر نگار های چاه پیمایی دارد و همچنین باتوجه به اطلاعات به دست آمده از پردازش داده های NMR و بررسی تطابق آن با سایر پارمترهای اندازه گیری شده در چاه و هم چنین پس از استفاده از اطلاعات مغزههای حفاری شده می توان نشان داد که NMR توان بالایی در یافتن خواص سازند و سیالات موجود در آن دارد و به دلیل هزینه کمتری که نسبت به مطالعات مغزه و حفاری دارد میتواند در صنعت نفت به منظور یافتن پارامترهای پرروزیزیکی مورد بررسی قرار گیرد.

\$\$\$\$

منابع فارسی:

هادیان، پ. و همکاران.، ۱۳۹۳،" میکروسکوپ نیروی تشدید مغناطیسی"، فصلنامه تخصصصی دانش آزمایشگاهی، صفحه ی ۲۱–۲۹. ♦♦♦♦♦♦

References:

Brownstein, K. R., Tarr, C. E., 1979. "Importance of classical diffusion in NMR studies of water in biological cells", Physical review A. APS, 19(6), p. 2446.

Coates, G. R., Xiao, L., Prammer, M. G., 2002. "*Chapter 5 NMR logging applications*", Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration, 32, pp. 129–164.

Freedman, R. et al., 1997. "Hydrocarbon saturation and viscosity estimation from NMR logging in the Belridge Diatomite", The Log Analyst. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, 38(02).

Fukushima, E., 2018. "Experimental pulse NMR: a nuts and bolts approach", CRC Press.

Westphal, H. et al., 2005. "NMR measurements in carbonate rocks: Problems and an approach to a solution", Pure and Applied Geophysics, 162(3), pp. 549–570.



بررسی تاثیر تغییرات دیاژنزی بر روی خصوصیات مخزنی سازند عرب در میدان رشادت ◊◊◊◊◊◊◊◊

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

مسعود شریفی یزدی، کارشناسی ارشد رسوبشناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکدهی زمین شناسی دانشگاه تهران، msharifiyazdi72@gmail.com حسین رحیمپور بناب، استاد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکدهی زمین شناسی دانشگاه تهران، rahimpor@ut.ac.ir وحید توکلی، دانشیار رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکدهی زمین شناسی دانشگاه تهران، vtavakoli@ut.ac.ir

\$\$\$\$

چکیدہ :

سازند کربناته- تبخیری عرب میزبان بزرگترین مخزن هیدرو کربوری دنیا متعلق به ژوراسیک پسین میباشد. این سازند در میدان رشادت از هشت رخساره رسوبی تشکیل شده که نمایانگر یک پلاتفرم از نوع رمپ میباشد. فرآیندهای دیاژنزی متعددی از جمله دولومیتی شدن اولیه، انحلال، سیمانی شدن و فشردگی این سازند را تحت تاثیر قرار داده است. فرآیند-های دیاژنزی باعث ناهمگنی و تغییر و تحول در کیفیت مخزنی این توالی شده است. در این مطالعه برای کاهش ناهمگنی مخزن با تعیین واحدهای جریانی هیدرولیکی به شناسایی واحدهای مخزنی نسبتا یکسانی پرداخته شده است. این واحدها به شدت تحت تاثیر دیاژنز بوده است، بنابراین تلفیق تاریخچه دیاژنزی با کیفیت مخزنی مورد توجه قرار گرفته است. **کلید واژه ها**: سازند عرب، ژوراسیک پسین، دیاژنز، واحد جریانی هیدرولیکی

Evaluation of impact of diagenetic evolution on reservoir characterization of the Arab Formation in the Reshadat Field

Masoud Sharifi-Yazdi, M.S. in Sedimentology and Sedimentary Petrology, University of Tehran, msharifiyazdi72@gmail.com

Hossain Rahimpour-Bonab, Full Professor Sedimentology and Sedimentary Petrology, University of Tehran, rahimpor@ut.ac.ir

Vahid Tavakoli, Associate Professor Sedimentology and Sedimentary Petrology, University of Tehran, vtavakoli@ut.ac.ir

Abstract:

The carbonate-evaporite Arab Formation is the biggest hydrocarbon reservoir in the world belonging to the Late Jurassic. This formation consists of eight sedimentary facies reflecting a ramp-like platform in the Reshadat Field. This Formation was influenced by diagenetic processes such as early dolomitization, dissolution, cementation and compaction. Diagenetic processes led to heterogeneity and alternation of reservoir quality in this succession. In this study, determination of hydraulic flow units resulted in identification of homogenous reservoir units. These units were instantly influenced by diagenesis, hence integration of diagenetic history and reservoir quality was considered.

Keywords: Arab Formation, Late Jurassic, Diagenesis, Hydraulic flow unit

\$\$\$\$\$



مقدمه :

مخازن کربناته تحت تاثیر توام ویژگیهای رسوبی و دیاژنزی میباشد (Schlager, 2005; Ahr, 2008). ویژگیهای رسوبی کنترل کننده ی نوع تخلخل اولیه میباشند در حالی که در اثر فرآیندهای دیاژنزی مختلف نوع تخلخل تغییر می کند. در واقع دیاژنز تعیین کننده ی سرنوشت نهایی مخزن خواهد بود. از این رو مطالعات دقیق ویژگیهای دیاژنزی در در ک نحوه تکامل کیفیت مخزنی کمک به سزایی می کند. واحدهای جریانی هیدرولیکی واحدها مخزنی با ویژگیهای یکسانی از نظر کیفیت مخزنی میباشند که توسعه یقابل توجهی در مخزن دارند (Porras, 2008). این واحدهای جریانی تحت تاثیر خصوصیات زمین شناسی مخزن (رسوبی و دیاژنزی) میباشند. تلفیق مطالعات زمین شناسی با واحدهای جریانی هیدرولیکی برای شناخت توزیع خواص کیفیت مخزنی ضروری میباشند. سازند کربناته- تبخیری عرب به عنوان بزرگترین مخزن هیدرو کربوری دنیا فازهای مختلف دیاژنزی را طی کرده است. در میان مطالعات دیگران ا واحدهای جریانی هیدرولیکی میدرو کربوری دنیا فازهای مختلف دیاژنزی را طی کرده است. در میان مطالعات دیگران ای از طریق واحدهای جریانی هیدرولیکی کمتر مورد توجه قرار گرفته که هدف اصلی این مطالعات دیگران ای جنوبی از طریق واحدهای جریانی هیدرولیکی کمتر مورد توجه قرار گرفته که هدف اصلی این مطالعه میباشد.

روش تحقيق:

زمين شناسي منطقه

با ایجاد اقیانوس نئوتتیس در انتهای پرمین پلاتفرم وسیعی به وجود می آید که در اثر آن طی دوره ی ژوراسیک پایانی سازند کربناته- تبخیری عرب در این پلاتفرم نهشته می شود(Ziegler, 2001) . این سازند از بالا به پایین به چهار بخش A، B، C D تقسیم می شود. سازند تبخیری هیث نیز در پایان ژوراسیک بر روی این سازند به صورت هم شیب نهشته شده که نقش پو-ش سنگ را عمل می کند (شکل ۱–۵). پدیده های تکتونیکی همانند دیا پیریسم نمک و کمان قطر –فارس در شکل گیری این میدان نقش اساسی داشته اند و باعث چین خوردگی لایه ها به صورت تاقدیس شده اند. میدان رشادت واقع در ۳۵ کیلو متری میدان بلال در مرکز خلیج فارس قرار دارد (شکل ۱–۵).



شکل (a - 1) ستون چینه شناسی سازند عرب b) موقعیت منطقه ی مورد مطالعه در بخش مرکزی خلیج فارس.





مواد و روشها

در این مطالعه تعداد ۲۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از مغزه به فواصل ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتر از چاه A میدان رشادت مورد استفاده قرار گرفته است. مطالعات رسوبی و دیاژنزی بر اساس این مقاطع صورت گرفته است. بـهمنظور مطالعـهی کیفیت مخزنی سازند عرب تعداد ۱۰۰ دادهی تخلخل و تراوایی استفاده شده است. میزان تخلخل بـا اسـتفاده از گـاز هلیـوم توسط قانون بویل و میزان تراوایی با هوا توسط قانون دارسی اندازه گیری شده است.

مدل رسوبی سازند عرب

بر اساس مطالعه ۲۰۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی، تعداد ۸ رخسارهی رسوبی شناسایی شدند که به ترتیب به محیطهای رسوبی سابخا، بین جزر و مدی، لاگون و شول تعلق دارند (جدول۱). تنوع پایین رخسارهها و همچنین تغییرات تدریجی آنها نمایانگر یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ میباشد (Morad et al., 2012; Daraei et al., 2014). انرژی اینگونه محیط ها از سمت سابخا به سمت شول افزایش می یابد. از نظر کیفیت مخزنی رخساره انیدریتی پایینترین کیفیت مخزنی و رخسارهی شول بالاترین کیفیت مخزنی را دارا میباشند. همچنین رخساره شول بیشترین پتانسیل دیاژنز در میان رخساره ها را داشته است.

Facies code	Facies name	Components	Size	Sorting	Roundness	Energy level	Facies belt
F1	Abhydrite	_	_	_	_	Low	Supratidal
F2	Dolomudstone	_	_	_	_	Low	Intertidal
F3	Peloidal stromatolite boundstone	Peloid	Fine	Poor	Poor	Low	Intertidal
F4	Peloidal ooid packstone- wackestone	Peloid, ooid, gastropod, bivalve	Fine to medium	Good	Good	Medium	Intertidal
F5	Bioclast peloid wackestone- packsone	Gastropod, bivalve, peloid, oncoid	Fine to medium	Poor	Poor	Low	Lagoon
F6	Peloidal oncoid bioclast packstone	Peloid, oncoid, gastropod, bivalve, ooid	Medium	Medium	Medium	Medium	Shoal
F7	Ooid oncoid grainstone	Ooid, gastropod, oncoid, bivalve, peloid	Medium to coarse	Good	Good	Good	Shoal
F8 د	Oncoid bioclast intraclast grainstone محیط تشکیل آنها در منطقهی مور	Gastropod, bivalve, oncoid, intraclast همراه ویژ گیهای رسوبی، بافتی و	Coarse سازند عرب به ه	Medium ک دهندهی	Medium اردهای تشکیل	High ول ۱ - رخس	Shoal جدو

مطالعه.

فرآیندهای دیاژنزی

فر آیندهای دیاژنزی متنوعی سازند عرب را تحت تاثیر قرار داده که می توان به میکرایتی شدن، سیمانی شدن دریایی، دولومیتی شدن، انحلال، سیمانی شدن انیدریتی و فشردگی اشاره کرد. اما در میان آنها فر آیندهای دولومیتی شدن، انحلال،





سیمانی شدن انیدریتی و فشردگی مهمترین فر آیندهای موثر بر روی کیفیت مخزنی می باشند. دولومیتی شدن اولیه در اندازهی ریزبلور (کمتر از ۲۰ میکرون) (شکل ۲-۵) و درشت بلور (۲۰ تا ۴۰۰ میکرون) (شکل ۲-۲) به صورت فراگیر رخساره های کربناته سازند عرب را تحت تاثیر قرار داده است. به طوری که دولومیت ها ریز بلور در رخساره های گل غالب (F2, F3, F4, F5) قابل مشاهده است که دارای کیفیت مخزنی پایینی می باشند. اما دولومیت های (شکل ۲-۵) و حفره ای مخزنی بالا در رخساره های دانه غالب (F6, F7, F8) مشاهده می شوند. انحلال به شکل های قالبی (شکل ۲-۵) و حفره ای (شکل ۲-۹) در سازند عرب مشاهده است که دارای کیفیت مخزنی پایینی می باشند. اما دولومیت های (شکل ۲-۵) و حفره ای مخزنی بالا در رخساره های دانه غالب (F6, F7, F8) مشاهده می شوند. انحلال به شکل های قالبی (شکل ۲-۵) و حفره ای (شکل ۲-۹) در سازند عرب مشاهده می شوند. انحلال قالبی با شست و شوی اجزای آراگونیتی در رخساره های بین جزر و مدی و لاگون(F4, F5) باعث افزایش تخلخل شده و حفرات انحلالی در رخساره های مختلف سازند عرب باعث افزایش مدی و لاگون(F4, F5) باعث افزایش تخلخل شده و حفرات انحلالی در رخساره های مختلف سازند عرب باعث افزایش مدی و تواوایی شده است. پدیده ی سیمانی شدن انیدریتی (شکل ۲-۲) باعث بسته شدن حفرات بین بلورین، قالبی و حفره ای در سازند عرب شده و بر روی پارامترهای تخلخل و تراوایی تاثیر منفی داشته است. فشرد گی عمدتا بین بلورین، قالبی و می مدی در سازند عرب شده و بر روی پارامترهای تخلخل و تراوایی تاثیر منفی داشته است. فشرد گی عمدتا بی بلورین، قالبی و می مدی در سازند عرب شده و بر روی پارامتره ای تخلخل و تراوایی تاثیر منفی داشته است.



شکل۲- فرآیندهای دیاژنزی مختلف در سازند عرب. a) دولومیت ریز بلور b, c) دولومیت درشت بلور d) انحلال قالبی e) انحلال قالبی f, g, h) سیمانی شدن انیدریتی i) فشردگی شیمیایی.

كيفيت مخزني

به منظور بررسی کیفیت مخزنی سازند عرب از روش FZI که توسط آمیفوله و همکاران (Amaefule et al., 1993) ارائه شده است به معرفی واحدهای جریانی هیدرولیکی پرداخته شده است. در این روش با استفاده از فرمول زیر و بر اساس



نقاط شکست در نمودار احتمالی FZI تعداد چهار واحد جریانی هیدرولیکی (HFU) شناسایی شدند: log (RQI) = log (Φz) + log(FZI) ADI هان کن مینین (سب) جغمتانا در ال ها FZI هان مینین (سب)

RQI شاخص کیفیت مخزنی (µm)، **z م** تخلخل نرمال شده، FZI شاخص زون جریانی (µm)

در میان واحدهای جریانی هیدرولیکی، HFU1 بالاترین کیفیت مخزنی و HFU4 پایینترین کیفیت مخزنی را دارا میباشند.



شکل۳- نمودار احتمالی FZI. نقاط شکست نمایانگر تعداد واحدهای جریانی هیدرولیکی میباشد.

تاثیر تکامل فرآیندهای دیاژنزی بر روی واحدهای جریانی هیدرولیکی

تاثیر شدید فر آیندهای دیاژنزی بر روی کیفیت مخزنی مستلزم بررسی آنها در واحدهای مختلف هیدرولیکی میباشد ((شکل ۴). HFU1 با داشتن بیشترین مقادیر تخلخل و تراوایی عمدتا متعلق به رخساره های گرینستونی شول میباشد که علاوه بر داشتن تخلخل بین بلورین دارای تخلخل حفرهای میباشند HFU2 عمدتا شامل رخساره های گرینستونی است که تنها دارای تخلخل بین بلورین میباشند. HFU3 دارای کیفیت مخزنی نسبتا پایینی است. در این واحد رخساره های گرینستونی که دارای سیمان انیدریتی میباشند دارای تراوایی بسیار کمی (کمتر از ۱۰ میلی دارسی) میباشند. رخساره های مادستونی نیز دارای مقادیر تخلخل و تراوایی پایینی هستند اما در اثر انحلال حفره ای تراوایی آنها میتواند تا ۱۰۰ میلی بادستونی نیز دارای مقادیر تخلخل و تراوایی پایینی هستند اما در اثر انحلال حفره ای تراوایی آنها میتواند تا ۱۰۰ میلی بایسترین مقادیر کنیت مخلخل داشته که عمدتا شامل رخساره ها میتواند افزایش تخلخل داشته باشند. HFU4 باینترین مقادیر کیفیت مخزنی را داشته که عمدتا شامل رخساره ها میتواند افزایش تخلخل داشته باشند. HFU4 باینترین مقادیر کیفیت مخزنی را داشته که عمدتا شامل رخساره ها میتواند و یا گرینستون های به سیمانی شده می













شکل۴- لاگ رسوبی چاه مورد مطالعه به همراه ویژگیهای مخزنی.

\$\$\$\$\$

نتیجه گیری:

- ۱- تعداد ۸ رخساره ی رسوبی متعلق به محیط های سابخا، بین جزر و مدی، لاگون و شول شناسایی شدند.
- ۲- فرآیندهای دیاژنزی موثر بر روی کیفیت مخزنی دولومیتی شدن، انحلال، سیمانی شدن انیدریتی و فشردگی می یاشند.
- ۳- بر اساس روش FZI تعداد ۴ HFU شناسایی شدند که از سمت HFU1 به سمت HFU4 کیفیت مخزنی کاهش می یابد.
- + HFU1 دارای بیشترین کیفیت مخزنی دارای تخلخل بین بلورین و انحلال حفرهای میباشد. HFU2 شامل رخساره ی گرینستونی با تخلخل بین بلورین است. HFU3 شامل گرینستونهای سیمانی شده و رخسارههای گل غالب میباشد. HFU4 واحدی با پایینترین کیفیت مخزنی است که حاوی گرینستونهای به شدت سیمانی شده و رخسارههای گل غالب است.

\$\$\$\$

References:

Ahr, W.M., 2008. Geology of Carbonate Reservoirs, The identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks. Wiley, New York, p. 227.

Amaefule, J.O., Altnubay, M., Tiab, D., Kersey, D.G., and Keeland, D.K., 1993. Enhanced reservoir description: using core and log data to identify hydraulic (flow) units and predict permeability in uncored intervals/wells. Society of Petroleum Engineers, SPE 26436, 1-16.

Assadi, A., Rahimpour-Bonab, H., Kadkhodaie-Ilkhchi, R., 2018. Integrated rock typing of the grainstone facies in a sequence framework: a case from the Jurassic Arab Formation in the Persian Gulf. Acta 92, 1432-1450.





Daraei, M., Rahimpour-Bonab, H., Fathi, N., 2014. Factors shaping reservoir architecture in the Jurassic Arab Carbonates: a case from the Persian Gulf. Petroleum Science and Engineering 122, 187-207.

Morad, S., Al-Aasm, I.S., Nader, F.H., Ceriani, A., Gasparrini, M., Mansurbeg, H., 2012. Impact of diagenesis on the spatial and temporal distribution of reservoir quality in the Jurassic Arab D and C members, offshore Abu Dhabi oilfild, United Arab Emirates. GeoArabia 17(3), 17-56.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

Porras, J.C. and CAMPOS, O., 2001. Rock typing: A key approach for petrophysical characterization and definition of flow units, Santa Barbara field eastern Venezuela basin.

Schlager, W., 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM concepts in Sedimentology and Paleontology 8, p. 1-200.

Ziegler, M., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. GeoArabia 6, 445-504.





ریز رخسارهها ، محیطهای رسوبی و اجتماعات کربناته بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در یکی از چاههای میدان نفتی مارون

۱- محمد گودرزی*۲- حسن امیری بختیار ۳- محمد رضا نورایی نژاد
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی دانشگاه فردوسی مشهد
۲- دانشیار شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب
۳- کارشناس ارشد شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب
Mohammadgoodarzi45@vahoo.com

چکیدہ :

میدان نفتی مارون از جمله میادین نفتی مهم حوضه زاگرس میباشد که در فروافتادگی دزفول قرار دارد. در این چاه ۲۵۰ متر از بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری مورد مطالعه قرار گرفت. لیتولوژی در محدوده ی مورد مطالعه عمدتا از سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک دولومیتی و ماسه سنگ تشکیل شده است. در این پژوهش تعداد ۸۰ مطالعه عمدتا از سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک دولومیتی و ماسه سنگ تشکیل شده است. در این پژوهش تعداد ۸۰ مقطع نازک به منظور شناسایی آلو کمها، شناسایی ریز رخسارهها و محیطهای رسوبی مورد مطالعه قرار گرفت. لیتولوژی در محدوده ی مورد معالعه عمدتا از سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک دولومیتی و ماسه سنگ تشکیل شده است. در این پژوهش تعداد ۸۰ مقطع نازک به منظور شناسایی آلو کمها، شناسایی ریز رخسارهها و محیطهای رسوبی مورد مطالعه قرار گرفت. پس از شناسایی آلو کمها، مناسایی ریز رخسارهها و محیطهای رسوبی مورد مطالعه قرار گرفت. پس از شناسایی آلو کمها ، ۸ ریز رخساره متعلق به محیطهای حوضه،(Basin)، رمپ خارجی، رمپ میانی(دیستال و پروکسیمال)، شول(پشته) و رمپ داخلی(ریف کومهای، لاگون نیمه محصور) شناسایی گردید و پس از تعیین و شناسایی میکروفاسیس-

واژگان کلیدی: حوضه زاگرس، میدان نفتی مارون، سازند پابده، سازند آسماری، میکروفاسیس، محیط رسوبی

Microfacies, sedimentary environments and carbonate associations of the upper part of the Pabdeh Formation and lower part t of the Asmari Formation in one of the Maroon oilfield wells

- 1- Mohammad Goodarzi*
- 2- Hassan Amiri Bakhtiar
- 3- Mohamad Reza Noraii Nejad

1: Departmen of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

2, 3: National Iranian oil Company, Ahwaz office.

Mohammadgoodarzi45@yahoo.com

The Marun Oilfield is one of the most important oilFields in the Zagros basin, which is located in Dezful embayment. In this study, 250 meters of the upper part of the Pabdeh Formation and the lower part of the Asmari Formation were studied. The studied section is mainly composed of limestone, dolomite, dolomitic limestone and sandstone. In this study, 80 thin sections were used for identification of alochems, identification of microfacies and sedimentary environments. After recognition of the alochems we distinguished 8 Microfacies belonging to the basin, outer ramp, middle ramp (distal and proximal), shole and Inner ramp (Patch Reef, semi-restricted lagoon). Then, three carbonate associations of nanofer, chloroalgal and rhodoalgal were identified. **Keywords:** Zagros Basin, Marun Oilfield, Pabdeh Formation, Asmari Formation, Microfacies, Sedimentary Environment.

مقدمه



دانگاه بام بسیاری بندهای بنده بنده بندهای بنده بنده بنده بند ب

شناخته شده است. این سازند برای نخستین بار در تنگ گل ترش واقع در کوه آسماری مورد شناسایی قرار گرفت(ریچاردسون، ۱۹۲۴). برش نمونه سازند آسماری با ضخامت ۳۱۴ متر شامل سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک رسی میباشد(مطیعی، ۱۳۷۲، آقانباتی، ۱۳۸۵ و آدامز، ۱۹۶۵). سن سازند آسماری در همه جای زاگرس یکسان نیست و بر اساس پراکندگی روزن داران بزرگ کفزی و تعیین سن به روش ایزوتوپ استرانسیوم سن روپلین – میوسن پیشین برای این سازند در نظر گرفته شده است(لیز، ۱۹۳۳، توماس، ۱۹۴۸، جمیز و وایند ۱۹۵۶، آدامز و بورژوا، ۱۹۶۷، اهرنبرگ، ۲۰۰۷ و لارسن و همکاران، ۲۰۰۹). به دلیل اهمیت این سازند در تولید منابع هیدرو کربوری، در سالهای اخیر مطالعات زیادی بر روی سازند آسماری صورت گرفته که برخی از آنها اشاره شده شده است: آورجانی و همکاران(۱۳۹۰)، کلنات و همکاران (۱۳۹۳)، طاهری و همکاران(۱۳۹۴)، ، ذبیحی زوارم و همکاران (۱۳۹۴)، وزیری مقدم و همکاران(۱۳۹۴)، بینا زاده و همکاران(۱۳۹۶)، غلام پورموگهی و همکاران(۱۳۹۶)، نیسی و همکاران(۱۳۹۶).

Ehrenberg et al., (2007)., Laursen et al., (2009)., van Buchem et al. (2010)., Vaziri-Moghaddam et al. (2006, 2010, 2011)., Zabihi Zoeram et al. (2013, 2015)., Shabafrouz et al., 2015(a). Shabafrouz et al., 2015(b). Sadeghi et al., 2017., Taheri et al., 2017., Allahkarampour Dill, 2018.

موقعیت جغرافیایی:

فروافتادگی دزفول جزئی از کمربند چین خورده – رانده زاگرس است که در جنوب شرقی دزفول و شمال شرقی اهواز قرار دارد(مطیعی ۱۳۷۲). میدان نفتی مارون در چهل کیلومتری شمال شرق شهرستان اهواز، در جنوب فروافتادگی دزفول شمالی، و در میان این ساختمان در امتداد تاقدیس های آغاجاری و رامین قرار گرفته است. شکل ساختمانی مارون بر گرفته از میدان استرسی کلی زاگرس است(سراج، ۱۳۸۴). این میدان در افق آسماری دارای طول ۶۷/۵ کیلومتر و بطور متوسط ۵/۵ کیلومتر عرض میباشد، در بیشترین حالت ۷ کیلومتر و در کمترین حالت ۵/۵ کیلومتر عرض دارد. این میدان از شمال توسط میدان رامین، از جنوب توسط میدان رامشیر، از شرق توسط میدان کوپال و از غرب و شمال غرب توسط میدانهای اهواز و شادگان محدود شده است(شکل ۱).

روش مطالعه:

به منظور انجام این تحقیق تعداد ۸۵ مقطع ناز ک بطور دقیق مطالعه شد. طبقهبندی سنگها به روش دانهام(۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) صورت گرفت. تجزیه و تحلیل ریز رخسارهها بر اساس ویلسون(۱۹۷۵)، باکستون پدلی(۱۹۸۹) و فلوگل(۲۰۱۰) انجام شده است. در این تحقیق تعداد ۸ ریز رخساره متعلق به محیطهای، رمپ خارجی، رمپ میانی(دیستال و پروکسیمال)، شول، رمپ درونی(ریف کومهای، لاگون نیمه محصور) شناسایی گردید(شکل ۲ و ۳).



همچنین پس از بررسی ریز رخسارهها سه اجتماع کربناته، نانوفر، کلرو آلگال و رورد آلگال شناسایی شد.



شکل ۱: موقعیت میدان نفتی مارون و دیگر میادین نفتی جنوب غرب ایران (نقل از داده های منتشر نشده شرکت ملی نفت ایران)

ریز رخسارههای شناسایی شده در چاه مورد مطالعه: MF1: مادستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون

این ریز رخساره بطور کلی از فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل شده است. بافت سنگ مادستون و زمینه آن میکرایتی می-باشد. این ریز رخساره متعلق به بخش فوقانی سازند پابده به سن ائوسن پسین – الیگوسن پیشین میباشد. **تفسیر**: ویژگی بارز این ریز رخساره حضور فرامینیفرهای پلانکتون، زمینه میکرایتی و نبود فرامینیفرهای بزرگ بنتیک و جلبک قرمز میباشد. حضور فرامینیفرهای پلانکتون با زمینه میکرایتی، بافت ریز دانه و نبود ساختهای رسوبی نشان -دهندهی شرایط عمیق، آرام و شوری نرمال دریایی میباشد(2004 مافت) (Cosovicet al., 2004 مافت) برزرگ بنتیک و روزنداران پلانکتون بدون جلبک قرمز و فرامینیفرهای بزرگ همزیست حد زیرین ناحیه نوری را نشان میدهد و خوری نرمال (2004) مهمچنین به لحاظ پالواکولوژی این ریز رخساره در پهنه نوری آفوتیک، شرایط غذایی یوتروفی و شوری نرمال دریایی نهشته شده است. این ریز رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد شماره سه وییلسون (Wilson, 1975)، رخساره شماره 8 ویلسون (Suston 2010) میباشد. (Flugel, 2010) میباشد. محیط تشکیل این ریز رخساره در (Basin) می



MF2: وكستون بيوكلستي حاوي فرامينيفرهاي پلانكتون

مى باشد.

اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای پلانکتون مانند، گلوبیژرین و اوربولینوئیدس تشکیل میدهـد. اجـزای فرعـی این ریز رخساره متشکل از سایر فرامینیفرهای پلانکتون مانند، ائوویژرینا ، تکستولاریا، لنتیکولینا و اکینوئید میباشد. بافت سنگ وکستون و زمینه آن میکرایتی میباشد. این ریز رخساره در مرز دو سازند پابده و آسماری قرار دارد.

تفسیر: این ریز رخساره به لحاظ فونا مشابه ریز رخساره قبلی میباشد با این تفاوت که بافت سنگ و کستون همچنین تنوع فرامینیفرهای پلانکتون بیشتر بوده و دارای قطعات بیو کلستی میباشد. از آنجا که فونای غالب این ریز رخساره فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل میدهد، این ریز رخساره مربوط به محیط عمیق بوده و موقعیت این ریز رخساره به لحاظ ژرفا در عمق کمتری نسبت به ریز رخساره قبلی قرار داشته و مربوط به رمپ بیرونی میباشد. به لحاظ شرایط پالواکولوژیکی مشابه ریز رخساره قبلی میباشد. این ریز رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد شماره سه وییلسون (Wilson, 1975)، رخساره شماره 8 Buxton & Pedley, 1989 میباشد(شکل ۲).

3 MF: **وکستون – پکستون(فلوتستون) حاوی فرامینیفرهای هیالین کشیده(نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده):** اجزای اصلی این ریز رخساره از فرامینیفرهای با پوسته هیالین کشیده و نازک مانند اپرکولینا، هتروستژینا و یولپیدینا تشکیل شده و اجزای فرعی این ریز رخساره را تکستولاریا، نفرولپیدینا و لیتوفیلوم تشکیل داده است. بافت سنگ وکستون – پکستون(فلوتستون) و زمینه آن میکرایتی میباشد. این ریز رخساره مربوط به قاعده سازند آسماری

تفسیو: حضور لپیدوسیکلینیده (یولپیدینا و نفرولپیدینا) و نومولیتیدهای بزرگ (اپر کولینا و هتروستژینا) و کشیده با دیواره ناز ک و حفظ شدگی خوب در یک زمینه میکرایتی نشانه شرایط دریایی با شوری نرمال و انرژی کم تا متوسط است (Vaziri-Moghaddam et al., 2006). همچنین وجود لپیدوسیکلینها و نومولیتیدها با شکل پهن نشان دهندهی رسوبگذاری این ریز رخساره در زون نوری الیگوفوتیک و در قسمت distal رمپ میانی می باشد (:1983, 1983). Hottinger, 1980, 1983) این ریز رخساره در زون نوری الیگوفوتیک و در قسمت distal رمپ میانی می باشد (: Hoheneger, 1980, 1993). طبق نظر 2002 (Romero et al., 2007; Bassi et al., 2007; Brandano et al., 2009) نظر 2002 (Romero et al. کروانی موجودات با شوری نرمال دریایی مانند فرامینیفرهای بز گ هیالین منفذ دار (یولپیدینا) هتروستژینا) حاکی از تشکیل شدن این ریز رخساره در بخش های عمیق رمپ میانی، بین قاعده تاثیر امواج طوفانی و قاعده امواج عادی می باشد. این ریز رخساره معادل رخساره شماره 7، 1989, 1989 همربند رخساره ای شماره ۳ ویلسون، RMF و فلو گل می باشد. با توجه به اینکه فسیل های این قسمت بصورت کشیده و با دیواره هیالین ناز ک می باشد مربوط به قسمت





دیستال رمپ میانی میباشد. این ریز رخساره به لحاظ پالواکولوژی در زون نـوری الیگوفوتیک، شـوری نرمـال و شـرایط الیگوتروفی نهشته شده است(شکل۲).

MF 4: پکستون بایوکلستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل و جلبک قرمز

اجزای این ریز رخساره را جلبک قرمز کورالیناسه آ،هتروستژینا و روتالیا وینوتی تشکیل میدهـد. اجـزای فرعـی ایـن ریـز رخساره را لپیدوسیکلینا، آمفیستژینا، میوژیپسینوئیس و با تعداد خیلی کم، کوینکوئلو کولینـا، پیرگـو، والولینـا، تکسـتولاریا، بریوزوا، دو کفهای تشکیل میدهند. بافت سنگ پکستون و زمینه آن بصورت میکرایتی میباشد.

تفسیو: حضور جلبک قرمز با فرامینیفرهای هیالین عدسی نشان دهنده رسوبگذاری در رمپ میانی میباشد. به لحاظ اندازه فسیل های این ریز رخساره دارای پوسته کوچک، عدسی شکل و ضخیم میباشد که نشان دهنده ی افزایش انرژی و کاهش عمق میباشد که نشانه نهشته شدن این ریز رخساره در بخش پروکسیمال رمپ میانی میباشد. محیط تشکیل این ریزرخساره مربوط به رمپ میانی و معادل(Flugel,2010) Rmf-13 و رخساره شماره ۷ Buxton & Pedley, 1989 و این ریز رخساره SMF-4 و یلسون و کمربند رخساره ای ۳و ۴ می باشد. به لحاظ شرایط پالواکولوژیکی این ریز رخساره در شوری نرمال، زون نوری الیگو – مزوفوتیک و شرایط غذایی الیگوتروف نهشته شده است(شکل ۲).

5 MF: گرینستون حاوی فرامینیفرهای هیالین

اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای هیالین با دیواره ضخیم و پوسته هیالین مانند روتالیا وینوتی، هتروستژینا، آمفیستژینا تشکیل میدهد. اجزای فرعی این ریز را جلبک قرمز کورالیناسه آ و بیجنرینا تشکیل میدهد. بافت سنگ بصورت گرینستون و زمینه آن از سیمان تشکیل شده است است.

تفسیر: بافت گرینستون، زمینه اسپارایتی و فسیل های با اندازه کوچک و دیواره ضخیم نشان دهنده افزایش انرژی محیط و رسوبگذاری در محیطی کم عمق میباشد. این ریز رخساره مربوط به محیط شول و مرز بین رمپ میانی و رمپ درونی می-باشد. این ریز رخساره به لحاظ وضعیت نوری در محدوده زون نوردار(فوتیک) زون قرار دارد. این ریزرخساره معادل (2010) RMF 26 – 27 Flugel و رخساره شماره ۳ باکستون – پدلی و کمربند ۶ و میکروفاسیس شماره ۱۱ ویلسون می باشد. همچنین به لحاظ پالواکولوژیکی در محدوده شوری نرمال، زون نوری(یوفوتیک) و شرایط غذایی مزوتروفی نهشته شده است(شکل۲).

MF 6: باندستون جلبکی







این ریز رخساره بطور کامل از جلبک قرمز تشکیل شده است. با توجه به اتصال ارگانیکی ایـن رخسـاره باندسـتون در نظـر گرفته شده است.

تفسیر: طبق نظر (Beavington-Penney) برخی از جلبکهای غیربندند که بصورت پوسته قلابی هستند نشان دهنده ساز گاری الگوی رشد آنها با چمن زارها و مراتع دریایی می باشد. با توجه به موقعیت چینه شناسی این ریز رخساره و عدم گسترش جانبی آن، این ریزر خساره متعلق به محیط ریف کومهای (لاگون رو به سد) و در بالای سطح اساس امواج می باشد. این ریز رخساره معادل کمربند رخسارهای شماره ۵ و میکروفاسیس استاندارد شماره ۷ ویلسون، RMF 15 (2004)فلوگل می-باشد (شکل۲).

MF7: **کورال باندستون:** این ریز رخساره بطور کامل از مرجان چارچوب ساز تشکیل شده است. زمینه این ریز رخساره بوسیله سیمان اسپارایتی پر شده است. ویژگی بارز این ریز رخساره بافت متصل مرجانی و عدم همراهی هیچ نوع بیوتای میباشد.

تفسیر: با توجه به اینکه این ریز رخساره گسترش کمی داشته متعلق به ریفهای کومهای میباشد. محل تشکیل این نوع ریفهاپشت سد و داخل لاگون میباشد(Flugel, 1982). این نوع ریفها بوسیله موجودات درجا(بیوهرم) در حاشیه پلاتفرم در بالای سطح امواج عادی تشکیل میشود(Wilson, 1975). این ریزرخساره معادل معادل معادل RMF 15 - 12 Flugel, ای 2004 و کمربند رخساره ای شماره ۷ (Buxeston & Pedley) و به محیط لاگون رو به سد نسبت داده میشود(شکل ۲).

8 MF پکستون – گرینستون حاوی فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز این ریز رخساره متشکل از فرامینیفرهای با پوسته هیالین و پورسلانوز میباشد. فرامینیفرهای تشکیل دهنده پوسته پورسلانوز این رخساره را پیر گو، کوئینکوئلو کولینا، آستروتریلینا و میلیولید تشکیل میدهند و فرامینیفرهای با پوسته هیالین را روتالیا وینوتی و میوژیپسینوئیدس تشکیل میدهد. اجزای فرعی این ریزرخساره را، اکینوئید، گاستروپود، بریوزوا و خرده دو کفه-ای تشکیل میدهد. بافت این ریزرخساره پکستون تا گرینستون و زمینه آن میکرایتی تا اسپاریتی میباشد. تفسیر: ویژگی بارز این ریز رخساره حضور همزمان فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین میباشد که خود دلیلی بر شرایط محیطی مناسب برای زیست این دو گروه از فرامینیفرها(پورسلانوز و هیالین) درکنار هم میباشد. فرامینیفرهای با دیواره

هیالین آبهایی با شوری نرمال دریای و فرامینیفرهای با دیواره پورسلانوز آبهای کم عمق لاگونی و شوریهای بالاتر را برای زیست انتخاب میکنند(Geel, 2000, Romero et al., 2002, Vaziri-Moghaddam et al., 2006). حضور همزمان پوسته هیالین و پورسلانوز حاکی از لاگون نیمه محصور با انرژی متوسط و رسوبگذاری در این قسمت میباشد. همچنین به



يك زون نور بالايي كـه ميزان شـورى در آن انـدكى بـالا مـىباشـد نسبت داده مـىشـود (Romero et al, 2000، Vaziri، Vaziri ، Moghaddam et al., 2006، 2008، Zamagni et al., 2008). اين ريز رخساره بـالاتر از قاعـده سـطح اسـاس امـواج عـادى بـوده و معادل

کمربند رخساره شماره ۴ Buxton & Pedley, 1989 و کمربند رخساره شماره ۷ ویلسون (رخساره پلاتفرم دریای باز Open (marine platform facies or Shallow undothem میباشد (شکل ۲).



شکل ۲. MF1: مادستون با فرامینیفرهای پلانکتون. MF2: و کستون بیو کلستی حاوی فرامینیفرهای پلانکتون. MF3: و کستون – پکستون(فلو تستون) حاوی فرامینیفرهای هیالین کشیده(نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده). MF4: پکستون بایو کلستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل و جلبک قرمز. 5 MF: گرینستون حاوی فرامینیفرهای هیالین. MF 6: باندستون جلبکی. 7 MF: کورال باندستون: 8 MF: پکستون – گرینستون حاوی فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز





اجتماعات كربناته:

بطور کلی تمرکز و همراهی دانه های کربناته اجزای اسکلتی و غیراسکلتی سبب تشکیل اجتماعات کربناته می شود، که با ورود مواد آواری به درون حوضه از تشکیل آنها کاسته می گردد. استفاده از الگوی پراکندگی اجتماعات کربناته، سبب درک بالای ما از شرایط آب و هوایی و تغییر عرضهای جغرافیایی در محیط های دیرینه می شود (Flugel, 2004).

فراوانی دانه های کربناته تحت تاثیر عوامل گوناگونی مانند دما، میزان مواد مغذی، انرژی هیـدرودینامیکی آب، شفافیت، عمق بستر، شوری، میزان اکسیژن محلول، غلظت Co2، نسبت MG/Ca، PH آب دریا، میزان ++Ca، نوع پی لایه و نیز

روندهای زیست شناختی و تکاملی تشکیل میگردند. بر این اساس میتوان از رخسارههای تشکیل شده به عنوان نمایه هایی از شرایط محیطی زمان تشکیلشان استفاده کرد(پومار و همکاران ، ۲۰۰۴).

اجتماعات کربناته چاه مورد مطالعه:

اجتماع نانو فر: بطور عمده این اجتماع متشکل از نانو پلانکتونهای آهکی و فرامینیفرهای پلانکتون میباشد (Kindler and Wilson, 2010; Flugel, 2010). در چاه مورد مطالعه ریز رخسارههای یک و دو، متعلق بـه محیطهـای حوضـه(Basin) و رمپ خارجی مربوط به این اجتماع میباشد.

اجتماع فور آلگال: بطور عمده شامل فرامینیفرهای بنتیک بزرگ همراه با جلبک قرمز است(Wilson & Vecsei, 2005). در چاه مورد مطالعه فرامینیفرهای کفزی بزرگ مانند، لپیدوسیکلینا(یولپیدینا و نفرولپیدینا)، هتروستژینا، اُپر کولینا به همراه خردههای جلبک قرمز کورالیناسه آ به طور فراوان دراجتماع کربناته حضور دارند. این اجتماع در چاه مورد مطالعه، در رخسارههای، ۳، ۴ و تا حدودی ۵ دیده می شود و مربوط به رمپ میانی بوده که در زون الیگوفوتیک و تا حدودی مزو فوتیک نهشته شده است.

اجتماع رودوآلگال: این اجتماع شامل جلبک های قرمز با پوسته ی آهکی (بیش از ۳۹ درصد) به همراه بریوزوئر، دو کفه ای، بارناکل و اکینوئید می باشد و در رسوبات ترشیاری گسترش دارد (Carannante et al., 1988). این اجتماع در آب های گرم نواحی معتدل گسترش دارد. این اجتماعات همچنین در مناطق حاره ای جایی شرایط محیطی مانع تشکیل اجتماعات کلروزوئن می شود تشکیل می شوند(2005, Plugel, 2004, Wilson and Vecsei). ریز رخساره ۶ در چاه





مورد مطالعه در این دسته از اجتماعات دانهای قرارگرفته که در زون الیگوفوتیک تا مزوفوتیک رمپ میـانی رسـوب کرده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

نتيجه گيري:

پس از مطالعه ۸۵ مقطع میکروسکوپی تعداد ۸ ریز رخساره متعلق به محیط های حوضه (Basin)، رمپ خارجی، رمپ میانی(دیستال و پروکسیمال)، شول و رمپ درونی(ریف کومهای، لاگون نیمه محصور) شناسایی گردید. با توجه به اینکه در این پروژه بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری مطالعه شده نمی توان به طور دقیق مدل رسوبی آن را تشریح کرد. همچنین بر مبنای مطاعات صورت گرفته سه اجتماع، نانوفر، فورو آلگال و رود آلگال شناسایی گردید.







منابع :

بینا زاده، ط.، بینا زاده، ع.، وفائی، ط.، ۱۳۹۶، ریز رخسارهها، محیط رسوبی و چینه نگاری سازند آسماری در برش دشتروم(جنوب یاسوج)، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۷، شماره ۱۰۶، صفحات ۱۶۹ تا ۱۷۸. طاهری، م.ر، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، غبیشاوی، ع، ۱۳۹۴، ریز رخسارهها و محیط رسوبی سازند آسماری در زون ایذه(منطقه ایذه) حوضه رسوبی زاگرس، نشریه علمی پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال پنجم، شماره ۱۰، پاییز و زمستان ۱۳۹۴، ص ۲۰–۴۵.

غلام پور موگهی، س.، وزیری مقدم، ح.، صالحی، م.ع، ارزانی، ن.، آرمون، ا، ۱۳۹۶، زیست چینه نگاری و ریز رخساره های سازندهای شهبازان و آسماری (گذر از ائوسن به الیگوسن) در نهشته های کربناته شمال فروافتادگی دزفول، حوضه رسوبی زاگرس، نشریه علمی پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال هفتم ، شماره ۱۳، بهار و تابستان ۱۳۹۶، ص ۲۰ – ۴۲.

کلنات، ب.، وزیری مقدم، ح.، وحیدی نیا، م.، ۱۳۹۳، مقایسه چینه نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند آسماری در نواحی فارس، خوززستان و لرستان از حوضه زاگرس، نشریه علمی پژوهشی رخسارههای رسوبی، بهار و تابستان ۱۳۹۳، ۱۷(): ۱۰۷ – ۱۲۴. مطیعی، ه.،۱۳۷۲ .چینهشناسی زاگرس، از انتشارات طرح تدوین کتاب زمینشناسی ایران، ۵۳۶.

نیسی، ع.، قادری، ع.، غبیشاوی، ع.، الله کرم پور دیل، م.، ۱۳۹۶، زیست چینهنگاری، بررسی ریزرخسارهها و چینهنگاری سکانسی سازند آسماری به کمک نرم افزار سیکلولاگ در میدان نفتی قلعه نار، حوضه زاگرس، نشریه علمی پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال ششم، شماره ۱۲ ص ۲۲ – ۴۴.

وزیری مقدم، ح.، عرب پور، ص.ا.، صیرفیان،ع.، طاهری، ع.ا، رحمانی، ع، ۱۳۹۴، چینه نگاری زیستی، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۴ میدان لب سفید(شـمال فروافتـادگی دزفـول، جنـوب غـرب لرسـتان) و تنـگ لنـده(کوه سـفید، شـمال غـرب دهدشت)، نشریه علمی پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال پنجم شماره ۱۰، پاییز و زمستان ۱۳۹۴، ص ۸۷ – ۱۱۹.

Adams T.D., Bourgeois F. 1967: Asmari biostratigraphy. Geol Explor Div, IOOC Rep 1074, Tehran (unpublished). Allahkarampour Dill, 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.

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1–20.

Allahkarampour Dilla, H., Vaziri-Moghaddama, H., Seyrafiana, A., Behdad (Ghabeishavi). 2018. Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. Marine and Petroleum Geology. In press.

Cahuzac, B. & Poignant, A., 1997- Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères.néritiques. Bulletin de la Société géologique de France 168, .155–169.





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 Thirlwall, M.F., 2007. Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), Sw Iran, Journal of Petroleum Geology, 30(2): 107–128.

Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application. Second edition, 984.

Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155(3), 211-238.

Hallock, P., 1979, Trends in test shape with depth in large symbiont-bearing foraminifera: Journal of Foraminiferal Research, 9(1), 61-69.

Hohenegger, J., Yordanova, E., Hatta, A., 2000, Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera): Journal of Foraminiferal Research, 30(1), 3-28.

Hottinger, L., 1980, Repartition compare des grands foraminifères de la mer Rouge et de l'Océan Indien: Annali dell'Università diferrara, 6, 35–51

Lees, G. M., 1933, The reservoir rocks of Persian oil fields: American Association Petroleum Geology Bulletin, 17, (3), 229-240.

Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., and Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.

Pomar, L., Bassant, P., Brandano, M., Ruchonnet, C., Janson, X., 2012. Impact of carbonate producing biota on platform architecture: insights from Miocene examples of the Mediterranean region. Earth-Science Rev. 113 (3–4), 186–211.

Pomar, L., Haq, B.U., 2016. Decoding depositional sequences in carbonate systems: concepts vs experience. Glob. Planet. Change 146, 190–225.

Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia, Journal Institute Petroleum Technology, 10, 256–283.

Romero, J., Caus, E., Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 179 (1–2), 43–56.

Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. Mohammadi, E., 2017. Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. Carbonates Evaporites.

Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A., Moussavi-Harami, R., 2015a. Depositional architecture and sequence stratigraphy of the oligo-miocene Asmari platform; Southeastern Izeh zone, Zagros Basin, Iran. Facies 61 (1).

Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Moussavi-Harami, R., Ghabeishavi, A., Al-Aasm, I.S., 2015b. Facies analysis and carbonate ramp evolution of oligomiocene Asmari formation in the gachsaran and bibi-hakimeh oilfields and the nearby mish anticline, Zagros Basin. Iran Neues Jahrb. für Geol. Paläontologie – Abh 276 (1), 121–146.

Taheri, M.r., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A., 2017. Biostratigraphy and paleoecology of the oligomiocene Asmari formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran). Bol. Soc. Geol. Mex. 69 (1), 59–85.

Thomas, A. N., 1948, The Asmari limestone of southwest Iran; Anglo-Iranian Oil Company Report, 706 p, unpublished.

Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the oligomiocene Asmari formation in SW Iran. Facies 52 (1), 41–51.

van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., Vincent, B., 2010.

Van Buchem F. S. P., Allen T. L., Laursen G. V., Lotfpour M., Moallemi A., Monibi S., Motiei H., Pickard N. A. H., Tahmasbi A. R., Vedrenne V., Vincent B; Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene



deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations), SW Iran, Geological Society, London, special publications, Vol. 329, p. 219-263, 2010.

Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. Rev. Mex. ciencias Geol. 27, 56–71.

Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Consortium- Agreement Area. Iranian Offshore Oil Company, Tehran.

Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Mahboubi, A., & Amiri Bakhtiar, H., 2013. Facies analysis and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the northern area of Dezful Embayment, south-west Iran. Studia UBB Geologia, 58(1), 45 – 56.

Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C), Unpublished Report no. p. 1082, 88.