

کاربرد ژئوشیمی در تشخیص کانی‌شناسی اولیه و چینه‌شناسی سکانسی نهشته‌های کرتاسه زیرین (آپتین) در برش کوه میش، حوضه زاگرس

علیرضا رستمی^۱، محمد حسین آدابی^۱، عباس صادقی^۱ و سیدعلی معلمی^۲

^۱گروه علوم زمین، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
^۲معاونت امور اکتشاف، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

چکیده

در زون ساختاری زاگرس سازند داریان با سن کرتاسه زیرین (آپتین) به عنوان جوان‌ترین سازند مخزنی گروه خامی بالایی از نظر پتانسیل مخزنی هیدروکربنی دارای اهمیت است. این سازند در برش سطحی کوه میش ۱۳۵ متر ستبراً دارد و از لایه‌های نازک تا ستر و توده‌ای سنگ آهک، سنگ آهک رسی و مارن و شیل تشکیل شده است. در این مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی رسوبات سازند داریان از دید کانی‌شناسی اولیه و کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی استخراج شده از عناصر فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) در تشخیص سطوح چینه‌ای مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات سنگ‌نگاری منجر به شناسایی ۱۳ ریز رخساره شد که در یک پلتفرم کربناته نوع رمپ در چهار نوع محیط رسوبی از رمپ درونی، رمپ میانی، رمپ بیرونی و بخش ژرف حوضه رسوب کرده‌اند. سه سکانس رسوبی رده سوم که در مجموع ۶ دسته رخساره را دربر می‌گیرند بر اساس پراکندگی عمودی رخساره، تغییرات نمودار گامای سطحی، الگوهای برانباش رخساره‌ها، و تغییرات رو به بالا در پاراسکانس‌ها شناسایی شد. ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی بیانگر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای کربنات‌های سازند داریان است. رسم نسبت Sr/Ca در برابر Mn نشان از تأثیر دیاژنز در یک سیستم دیاژنزی نیمه بسته با نسبت متوسط تبادل آب به سنگ (W/R) است. تغییرات مقادیر عناصر آهن و منگنز با پراکندگی دسته رخساره‌ها (system tracts)، توالی‌های رسوبی و مرزهای چینه‌ای، در کربنات‌های سازند داریان در ارتباط بوده و روند تغییرات در بیشترین میزان عناصر یادشده و کمترین میزان آنها به ترتیب بر سطوح حداکثر غرقابی و مرزهای سکانسی منطبق است. می‌توان بر اساس تغییرات میزان عناصر فرعی برای بررسی سطح لایه، مرزهای توالی و همچنین حالت‌های اکسیداسیون و احیا استفاده کرد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۶/۲۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

چینه‌شناسی سکانسی

کانی‌شناسی کربناتی اولیه

آنالیز عنصری

سازند داریان

آپتین

زاگرس

۱- پیش‌نوشتار

بررسی عناصر اصلی و فرعی در کربنات‌ها در شناسایی شرایط تشکیل، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آنها اهمیت دارد (Adabi and Asadi Mehmandostim, 2008). از این رو با توجه به تغییرات میزان عناصر اصلی و فرعی می‌توان محدوده جغرافیایی آنها را در زمان تشکیل شناسایی کرد (Higgins et al., 2018). بررسی رسوبات کربناته عهد حاضر نشان‌دهنده فراوانی آراگونیت در دریا‌های حاره‌ای (Milliman et al., 1974) کلسیت با منیزیم زیاد در دریا‌های معتدله (Adabi, 1996) و کلسیت کم منیزیم فراوان‌ترین کانی در مناطق قطبی هستند (Rao, 1990). تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از ته‌نشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ سنگ‌نگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوبی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرایندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. داده‌های آنالیز ژئوشیمی اطلاعات مهمی درباره

شرایط محیط رسوبی و نیز تغییرات دیاژنتیکی مؤثر بر رسوبات در طی زمان را فراهم می‌آورد (Armstrong-Altrin et al., 2009). هدف از این نوشتار در کنار بررسی کانی‌شناسی اولیه، ارزیابی ارتباط روند تغییرات عناصر فرعی با مرزهای چینه‌نگاری سکانسی تهیه شده بر اساس اجزای داخلی (پراکندگی رخساره، سنگ‌شناسی و سطوح محدود کننده) و شکل ظاهری (الگوی برانباش) توالی‌های است. برای این منظور سعی شده از داده‌های ژئوشیمیایی استخراج شده از آنالیز عناصر فرعی (Fe, Sr, Na, Mn) و اصلی (Ca, Mg) برای بازسازی بهتر شرایط محیط رسوبی به عنوان ابزاری برای تفسیر چینه‌شناسی و تشخیص مرز توالی‌های رسوبی مرتبه سوم و چهارم استفاده شود.

۲- موقعیت جغرافیایی، جایگاه زمین‌شناسی

کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس بخشی از سیر تکامل و رسوبگذاری خود را در زمان کرتاسه زیرین طی نموده است (Sharland et al., 2001;).

سازند گرو تغییر رخساره می‌دهند (مطیعی، ۱۳۷۲؛ James and Wynd, 1965). از طرف فارس به سمت فروافتادگی دزفول و به ویژه در حوالی میادین گچساران و رگ سفید، به شیل‌های سازند کژدمی تبدیل می‌شوند (مطیعی، ۱۳۷۲؛ Vincent et al., 2010). تغییرات حوضه رسوبی در طی آپتین سبب تشکیل بخش شیل میانی (با نام غیر رسمی زبانه کژدمی) در داخل سازند داریان و تقسیم رسوبات این سازند به سه واحد پایینی، میانی و بالایی شده است.

کوه میش در شمال زون فروافتادگی دزفول (دزفول جنوبی - ایزه) واقع شده و برش سازند داریان در کوه میش در فاصله ۸ کیلومتری گچساران، پس از سه راهی امام‌زاده جعفر و شمال باختر روستای نارک واقع در استان کهگیلویه و بویر احمد قرار دارد (شکل ۱). ارتفاع این منطقه از سطح دریا در حدود ۱۲۸۰ متر است. مختصات جغرافیایی قاعده این برش $50^{\circ} 59' 5.6''$ طول خاوری و $30^{\circ} 21' 50.7''$ عرض شمالی است. مختصات جغرافیایی راس این برش $50^{\circ} 56' 37.5''$ طول خاوری و $30^{\circ} 23' 12.58''$ عرض شمالی است. سازند داریان در برش مطالعه شده ۱۳۵ متر ستبراً دارد و از لایه‌های نازک تا ستبر و توده‌ای سنگ‌آهک، سنگ‌آهک رسی و مارن و شیل تشکیل شده و نمونه‌برداری عمود بر جهت امتداد لایه‌ها صورت گرفته است.

(Zigler, 2001; Alavi, 2004) و به دلیل دارا بودن منابع عظیم نفتی همیشه مورد توجه پژوهشگران بوده است (Alavi, 2004). سازند داریان با سن آپتین به عنوان یکی از سازندهای مخزنی گروه خامی بالایی در حوضه زاگرس از نظر توان مخزنی اهمیت دارد. این سازند در بین دو سازند شیلی کژدمی و گدوان قرار گرفته است که به ترتیب به عنوان سنگ منشأ، پوش سنگ‌های مهم در زاگرس معرفی شده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۲؛ James and Wynd, 1965) که این موضوع اهمیت این رسوبات را بیشتر کرده است. سازند داریان در مقطع تیپ شامل ۲۸۶ متر سنگ‌آهک قهوه‌ای تا خاکستری رنگ، ستبر لایه تا توده‌ای، خشن و برجسته متعلق به محیط دریایی کم‌ژرفا است که در آن اربیتولین به فراوانی یافت می‌شود. حد پایینی سازند سنگ‌آهکی داریان به صورت تدریجی و قابل انطباق با شیل‌ها، مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های نازک لایه سازند گدوان است. این حد در رأس بالاترین شیل در ردیف شیل و سنگ‌آهک سازند گدوان انتخاب می‌شود. حد تماس بالایی این سازند با شیل‌های شدیداً فرسایش یافته سازند کژدمی به صورت همشیب در برش الگو است و در بالای اولین آهکی که در زیر کژدمی ظاهر می‌شود، انتخاب می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). رسوبات سازند داریان در بیشتر نواحی زاگرس وجود دارند این رسوبات در جنوب و جنوب باختر لرستان به شیل‌های ژرف



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش کوه میش.

۳- داده‌ها و روش مطالعه

داریان در تعیین عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Fe, Sr, Na, Mn) با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی پژوهشگاه صنعت نفت مورد آزمایش قرار گرفته‌اند (جدول ۱) (لازم به یادآوری است در بررسی ریزرخساره‌ها، برآورد مدل حوضه رسوبی و چینه‌نگاری سکناسی سازند داریان در ناحیه دزفول جنوبی از داده‌های سه برش سطح‌الارضی و پانزده چاه حفاری شده استفاده شد).

۴- ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعه اراگانیسم‌ها، اجزای غیراسکلتی و بافت‌ها در مقاطع نازک سازند داریان در برش کوه میش سبب شناسایی ۱۲ ریزرخساره کربناته و یک رخساره سنگی شده است. این ریزرخساره‌ها در چهار زیر محیط رسوبی شامل حوضه، رمپ بیرونی، رمپ میانی و رمپ درونی نهشته شده و به ترتیب از بخش ژرف حوضه به طرف لاگون در جدول ۲ ارائه شده‌اند.

در این مطالعه پس از انتخاب موقعیت مناسب رخنمون در برش انتخابی، تعداد ۱۰۰ نمونه سنگ در فواصل نیم تا ۲ متری به صورت متراکم و سیستماتیک، همراه با برداشت گامای سطحی با فاصله نمونه‌برداری هر ۳۰ سانتی‌متر یک نمونه از مقطع چینه‌شناسی سازند داریان در کوه میش از پایین به بالا با تأکید بر مرز واحدها جمع‌آوری شد و سپس برای دستیابی به اهداف مورد نظر از ۱۰۰ مقطع نازک تهیه شده از نمونه‌های صحرایی استفاده شد. این مقاطع توسط محلول آلزاین سرخ و فروسیانید پتاسیم به روش (Dickson, 1966) برای تشخیص کانی‌شناسی کلسیتی از دولومیتی و نیز آهن‌دار بودن و میزان آهن در آنها رنگ‌آمیزی شدند. رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها بر اساس روش (Burchette and Wright, 1992) صورت گرفته است. بررسی و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نیز با استفاده از روش فلوگل (Flügel, 2010) انجام شد. تعداد ۳۹ نمونه برای آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب و توسط مته دندانه‌شکی پودر شد. برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، پودر ۳۹ نمونه از سازند

جدول ۱ - تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های مطالعه شده سازند داریان.

Sample Name	Ca	Mg	Na	Fe	Sr	Mn
	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm
SAMA 2112	29.19	0.49	556.4	23584.78	625	534.38
SAMA 2111	25.30	0.52	608.33	21045.85	615	294.29
SAMA 2110	36.99	0.38	185.47	10015.84	432	117.53
SAMA 2107	36.34	0.29	482.21	8763.86	493	125.27
SAMA 2106	37.63	0.30	311.58	5735.33	333	147.83
SAMA 2105	36.11	0.34	497.05	10729.26	425	178.81
SAMA 2104	36.29	0.30	474.79	8330.21	425	209.78
SAMA 2102	35.01	0.34	682.51	10141.74	445	191.06
SAMA 2101	37.26	0.34	363.51	16121.86	405	248.51
SAMA 2100	36.44	0.33	178.05	10092.77	376	271.06
SAMA 2094	33.77	1.13	148.37	18026.16	450	274
SAMA 2093	31.64	0.39	519.3	12680.67	429	255.57
SAMA 2089	36.33	0.35	660.26	11351.75	358	271.06
SAMA 2087	32.25	0.44	645.42	14359.30	343	271.06
SAMA 2083	38.65	0.32	1016.35	5224.74	370	224.59
SAMA 2082	36.13	0.38	608.33	7728.70	369	162.64
SAMA 2078	36.48	0.38	274.49	7840.61	363	170.38
SAMA 2074	36.42	0.32	170.63	6217.93	304	154.89
SAMA 2070	37.88	0.30	712.19	6266.89	353	216.85
SAMA 2067	37.83	0.31	534.14	5847.23	302	385.87
SAMA 2065	38.56	0.25	452.53	6210.94	364	209.1
SAMA 2063A	26.65	0.65	571.23	34088.37	571	356.55
SAMA 2060	11.91	0.75	118.7	47993.04	241	309.78
SAMA 2058	3.02	0.75	511.88	67145.28	166	316.85
SAMA 2055	24.03	0.69	934.74	21003.88	520	263.32
SAMA 2054	23.86	0.69	445.12	22241.87	538	286.55
SAMA 2052	20.03	0.70	630.58	29599.88	531	294.29
SAMA 2050	22.75	0.66	853.14	25221.45	568	286.55
SAMA 2047	35.82	0.29	178.05	12478.20	415	164
SAMA 2045	23.75	0.59	311.58	25655.09	505	163.32
SAMA 2044	16.08	0.65	712.19	38076.97	392	302.04
SAMA 2042	4.97	0.66	511.88	57947.78	209	340.76
SAMA 2040	14.59	0.60	652.84	35020.46	398	255.57
SAMA 2039	38.20	0.26	51.93	13637.04	762	323.91
SAMA 2034	39.14	0.26	378.35	3574.09	603	123.91
SAMA 2027	36.25	0.24	845.72	6763.49	649	110.38
SAMA 2021	36.26	0.29	163.21	14043.08	365	224.59
SAMA 2018	36.04	0.27	348.67	9846.85	456	278.81
SAMA 2011	37.09	0.26	689.93	7092.22	367	170

جدول ۲- ریزرخساره‌های سازند داریان در برش کوه میش.

محیط نهشت	تفسیر	مشخصات	ریز رخساره	
رمپ خارجی تا حوضه	حضور شیل، مارن و سنگ آهک‌های رس‌دار در زمینه گل پشתיان، نشان‌دهنده تشکیل این رسوبات در یک محیط ژرف با سطح انرژی پایین است.	مارن و شیل آهکی خاکستری متمایل به قهوه‌ای تا سبز و سیاه، اغلب عاری از فسیل و در برخی حاوی فرامینفرهای پلاژیک و اکتینودرم (کمتر از ۱٪). حاوی مقادیر بسیار ناچیزی از دانه‌های کوارتز زاویه‌دار در اندازه سیلت.	Marl/calcareous shale	PF1
رمپ خارجی تا حوضه	زمینه گل پشתיان و حضور رادیولر، فرامینفر پلانکتون و سوزن‌های اسفنج و نبود موجودات کف‌زی، بیانگر ته‌نشینی رسوبات در محیط‌های ژرف دریایی و در زیر سطح اثر طوفان و وجود میزان بالایی از مواد آلی در زمینه این رخساره بیانگر شرایط نبود اکسیژن و حاکم‌بودن محیط احیایی در زمان ته‌نشینی این رسوبات است (Michalik et al., 2008; Stein et al., 2012).	رادیولر (اندازه متوسط ۰/۱ میلی‌متر) با فراوانی دانه حدود ۱۰ تا ۴۰ درصد و فرامینفر پلانکتون از نوع گلوبیژون و یا هدبرگلا، سوزن اسفنج به صورت تک محوره تا سه محوره.	Radiolaria wackestone/ packstone	MF1
رمپ خارجی تا حوضه	زمینه گل پشתיان نشان‌دهنده تشکیل این رسوبات در یک محیط با سطح انرژی پایین و حضور دانه‌های اسکلتی نظیر فرامینفر پلانکتون و اسپیکول‌های اسفنج، ته‌نشینی رسوبات در محیط‌های ژرف دریایی و در زیر سطح اثر طوفان.	فرامینفرهای پلانکتون از جنس گلوبیژین (اندازه دانه‌ها در حدود ۰/۱۵ میلی‌متر) با فراوانی حدود ۱۲ تا ۱۵ درصد، حفظ‌شدگی تقریباً خوب و کامل دانه‌ها و فرامینفر بنتیک شوفاتلا و دوکفه‌ای (مقادیر ناچیزی)، دانه‌های پراکنده سوزن‌های اسفنج، زمینه در این رخساره گل‌آهکی تیره رنگ است.	Plagic foram mudstone/ wackestone	MF2
رمپ میانی	زمینه گل پشתיان، موجودات استوهایلین مانند دوکفه‌ای‌ها، اکتینودرم و بازوپایان، نشان‌دهنده شوری نرمال و شرایط نرمال آب‌های آزاد دریا، و نبود حضور موجودات فتوسنتزکننده می‌تواند نشان‌دهنده ته‌نشینی در زیر منطقه نوری می‌باشد. (Cosovic et al., 2004; Romero et al., 2002; Corda and Brandano, 2003)	دوکفه‌ای شامل اگزوزیرا و دوکفه‌ای‌هایی با پوسته نازک، خرده‌های اکتینوئید و سوزن اسفنج و نیز گاستروپود، فرامینفرهای کف‌زی به‌ویژه شوفاتلا و لنتی‌کولینا، فرامینفرهای پلانکتونیک به‌ویژه هدبرگلا و استراکد. همراه بودن فسیل‌های بنتیک و پلانکتونی، دانه‌بندی تدریجی، آشفستگی زیستی شدید در برخی از مقاطع و سیمانی شدن به صورت سیمان درشت پرکننده حفرات و برش‌ها.	Bioclast wackestone with microbreccia	MF3
رمپ میانی	زمینه گل پشתיان، نهشت زیر سطح اساس قاعده مؤثر موج و بالای سطح قاعده امواج طوفانی مربوط به محیط دریای باز کم ژرفا (Flügel, 2010).	دانه‌های اسکلتی خردشده نظیر پلسی‌پود، گاستروپود، قطعات کراینوتید، اکتینید و بربوزوآ و نیز فرامینفرها، اربیتولین، جلبک سبز لیتوکودیوم و داسی کلاکداسه و قطعات مرجانی و سرپولید با جورشدگی ضعیف.	Bioclast wackestone/ packstone with broken skeletal grain	MF4
رمپ میانی	زمینه گل پشתיان، کاسته شدن از تعداد و اندازه دانه‌های اسکلتی و مخلوطی از اجزای بنتیک و پلاژیک نشان‌دهنده نهشت در محیط آرام و بخش‌های پایین دریای باز (Flügel, 2010).	دوکفه‌ای‌های نازک پوسته، گاستروپودهای کوچک، سوزن اسفنج، استراکد، خار اکتینوئید و کرینوتیدهای پلاژیک (اندازه دانه‌ها متغیر و از خرده‌های اسکلتی در حد میکرون تا پوسته‌های دو کفه‌ای در اندازه میلی‌متر) با فراوانی دانه‌ها حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد به همراه فرامینفرهای کوچک بنتیک مانند تکستولاریا، لنتی‌کولینا، ایستومینا و شوفاتلا و با فراوانی بیش از ۵ تا ۶ درصد، گاهی توسعه فراوان آشفستگی زیستی.	Burrowed Small Bioclastic wackestone	MF5
رمپ میانی	حفظ‌شدگی خوب اجزای اسکلتی، عدم مشاهده شواهد حمل مجدد، نشان‌دهنده نهشت در زیر سطح اساس نرمال موج و نشان‌دهنده شوری نرمال و شرایط نرمال آب‌های آزاد دریا است.	پوسته‌های دوکفه‌ای و گاستروپود (با متوسط اندازه حدود ۳ میلی‌متر) و فرامینفرهای بنتیک نظیر اربیتولین، شوفاتلا خرده‌های اسکلتی کوچک نظیر سوزن اسفنج، خار اکتینوئید، پلسی‌پودهای نازک پوسته، جلبک سبز.	Skeletal wackestone and floatstone	MF6
رمپ میانی	زمینه دانه پشתיان و با توجه به ویژگی بافتی، نهشت زیر سطح اساس قاعده مؤثر موج (Flügel, 2010) بوده و حضور اربیتولین‌های کشیده بیانگر شرایط محیط دریایی باز و شرایط نرمال آب‌های آزاد دریا است (Pittet et al., 2000).	اربیتولین‌های کشیده و پهن با اندازه در حدود ۳ تا ۴ میلی‌متر (با فراوانی حدود ۳۵ درصد)، دوکفه‌ای‌های بزرگ، بازوپایان، شکم‌پایان، قطعاتی از مرجان‌های منفرد و جلبک سبز و اکتینودرم می‌باشد. توسعه شدید میکرایتی شدن در اربیتولین‌ها، به صورتی که شبیه به اینتراکلسیت‌های گلی به نظر می‌رسند. پدیده آشفستگی زیستی شدید به صورت بارو و بورینگ.	Orbitolina rudstone	MF7

ادامه جدول ۲-

محیط نهشت	تفسیر	مشخصات	ریز رخساره	
رمپ داخلی - پشته سدی	زمینه دانه پشتیبان نشان‌دهنده حاکم‌بودن شرایط پراثری. حضور دانه‌های خوب جور شده و خوب گرد شده و نیز قطعات پوشش دار بیانگر تشکیل رخساره در یک پشته زیر آبی و انرژی بالاست (Cluff, 1984).	انواع خرده‌های اسکلتی شامل اربیتولین‌های مخروطی با فراوانی بیش از ۲۰ درصد، فرامینفرهای بنتیک (میلیولید، تکتولاریا)، خرده‌های اکتینوئید، گاستروپود، دوکفه‌ای و همچنین خرده‌های جلبک‌های سبز از نوع داسی کلاداسه با فراوانی ۳-۵ درصد و اجزای غیر اسکلتی شامل پلویید (با فراوانی ۱۰-۱۵ درصد) و اینتراکلاست‌های گردشده (با فراوانی ۳-۶ درصد) بیشتر پوسته‌های اسکلتی در این رخساره دارای حاشیه میکرایتی هستند. در برخی میکرایتی شدن بسیار گسترده بوده به‌طوری که منشأ اولیه دانه از بین رفته است. بیشتر بایوکلست‌ها اکثراً خوب گرد شده و تا حدودی جور شده‌اند.	Coated bioclastic grainstone/ packstone	MF8
رمپ داخلی - پشته سدی	زمینه دانه پشتیبان نشان‌دهنده حاکم‌بودن شرایط پراثری مثل پشته‌های سدی در زمان رسوبگذاری این مجموعه رخساره‌ای است (Masse et al., 2003). جورشدگی نسبتاً خوب دانه‌ها در رخساره‌های گرینستون حاوی اجزای اسکلتی به همراه موارد عنوان‌شده در بالا مؤید رسوب‌گذاری این مجموعه رخساره‌ای در محیط پراثری و در بالای خط اثر امواج در پشته‌های سدی (Shoal) است Burchett and Wright, 1992; Palma et al., 2007; Bover-Arnal et al., 2009; Adabi et al., 2010	اربتولین‌ها با فراوانی ۲۵-۳۵ درصد (در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر و با میانگین اندازه ۲ میلی‌متر و پلویید (در اندازه ۰/۲ میلی‌متر) با فراوانی ۱۰-۱۵ درصد فرامینفرهای بنتیک نظیر میلیولید، تروکولینا و تکتولاریا، خرده‌های جلبک سبز و البته خرده‌های اکتینودرم، مرجان، سرپولید و نیز دوکفه‌ای، گاستروپود نیز به میزان محدود.	Peloidal orbitolina packstone/ grainstone	MF9
رمپ داخلی - لاگون	فراوانی بالای جلبک‌های سبز سالینگوپورلا و لیتوکودیم در این مجموعه رخساره‌ای بیانگر شرایط لاگونی و چرخش محدود آب را در زمان تشکیل این رخساره تأیید می‌کند (Geel, 2000; Bachmann et al., 2006)	جلبک‌های سبز با فراوانی در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد (با اندازه حدود ۱ و ۵/۵ میلی‌متر)، پلویید با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد، اینتراکلاست و قطعات بایوکلستی با پوشش میکرایتی، فرامینفرهای بنتیک نظیر میلیولید، تروکولینا و یا اربیتولین مخروطی شکل و نیز قطعات کرنویید، گاستروپود، پلسی پود و قطعات پراکنده از مرجان‌ها. فرایندهای آشفته‌گی زیستی، بورینگ و میکرایتی شدن اجزای اسکلتی در این رخساره معمول است.	Green algae packstone/ grainstone	MF10
رمپ داخلی - لاگون	زمینه گل پشتیبان نشان‌دهنده حاکم‌بودن یک محیط رسوبی کم انرژی و آرام است (Adachi, 2004). نبود موجودات استوهاین و درعین حال گسترش و فراوانی موجودات یوری‌هالین می‌تواند بیانگر شرایط چرخش محدود آب در محیط‌های محدود لاگونی باشد. (Masse, 2003; Mancinelli, 2006; Tasli et al., 2006; Jamalian and Adabi, 2015) از طرفی فراوانی بالای جلبک‌های سبز در این مجموعه رخساره‌ای نیز شرایط لاگونی و چرخش محدود آب را در زمان تشکیل این رخساره تأیید می‌کند (Geel, 2000; Bachmann and Hirsch, 2006)	خرده‌های فسیلی با پوشش میکرایتی، اینتراکلاست، پلویید، خرده‌های اکتینودرم و جلبک سبز بیشتر از نوع داسی کلاداسه (سالینگوپورلا، اسیکولاریا) و لیتوکودیم، فرامینفرهای کوچک مانند میلیولیده، تکتولاریده، تروکولینا، لنتی کولینا، اربیتولین. آشفته‌گی زیستی، فرایند معمول در این رخساره است و بافت سنگ به وسیله موجودات گل‌خوار به هم ریخته و حالت همگنی به خود گرفته است.	Burrowed bioclast wackestone/ packstone	MF11

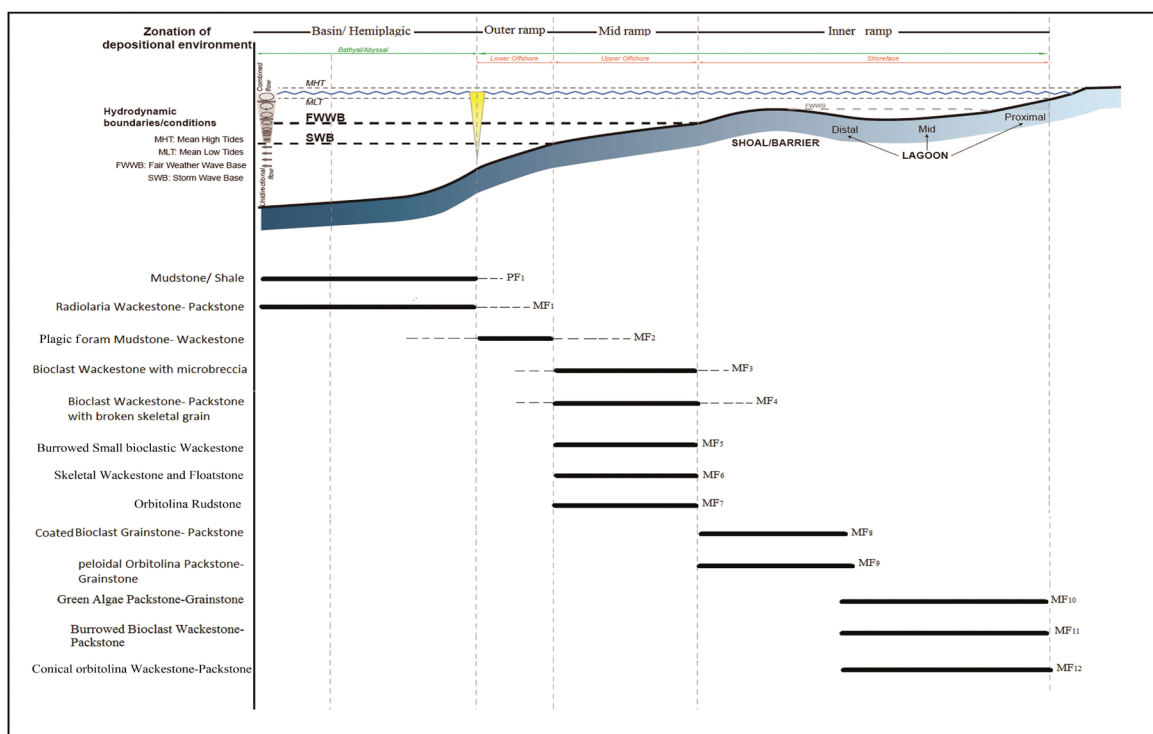
ادامه جدول ۲-

میز رخساره	مشخصات	تفسیر	محیط نهشت
Conical orbitolina Wackestone/ packstone	اریتولین‌های مخروطی شکل، اندازه دانه‌های اریتولین (در حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر) با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد، قطعات اسکلتی شامل فرامینیفرهای بنتیک (میلیولیده، تکستولاریده)، جلبک سبز از نوع داسی‌کلاد، خارپوستان، دوکفه‌ای، گاستروپود و غلاف کرم و اجزای غیر اسکلتی آن پلویید.	زمینه گل پشتیبان نشان‌دهنده حاکم بودن یک محیط رسوبی کم انرژی و آرام است (Adachi et al., 2004). نبود موجودات استنوهالین و نیز گسترش و فراوانی موجودات یوری‌هالین بیانگر شرایط چرخش محدود آب در محیط‌های محدود لاگونی است. (Masse, 2003; Bosence et al., 2005) (Mancinelli, 2006; Tasli, 2006; Jamalian and Adabi, 2015) همچنین فراوانی اریتولین‌های مخروطی شکل را می‌توان دلیلی بر حاکم بودن شرایط کم ژرف دانست (Vaziri-Moghaddam et al., 2006; Muttoni et al., 2007; Badenas et al., 2010)	رمپ داخلی - لاگون
MF12			

۵- مدل رسوبی

تغییر با شیب کم و یکنواخت بوده و تغییر ناگهانی شیب در هندسه کف حوضه دیده نمی‌شود (Read, 1985; Burchette and Wright, 1992). در برش مطالعه شده رخساره بیانگر وجود ساختارهای ریفی که به عنوان حاشیه (Rim) عمل کرده و سبب جدایی بخش‌های کم‌ژرفای حوضه از حوضه اصلی باشد (Read, 1985; Pomar, 2001) مشاهده نشده است. افزون بر این نبود ساخت‌های ریزشی (Slumps) و کلسی‌توریدایت‌ها (Calci turbidite) تأییدی بر یک سیستم رمپ کرناته است.

در برآورد مدل حوضه رسوبی در ناحیه دزفول جنوبی از داده‌های سه برش سطح‌الارضی و پانزده چاه حفاری شده استفاده شده است و بر اساس ویژگی‌های بافتی، نوع دانه‌ها، ساخت‌های رسوبی و همچنین ارتباط عمودی و جانبی رخساره‌ها و روند تغییرات آنها از آپسین تا اوایل آلبن، می‌توان محیط رسوبی سازند داریان را رمپ هموکلینال تا رمپ با انتهای پرشیب (Distally Steepened Ramp) تفسیر کرد (Read, 1985; Burchette and Wright, 1992; Pomar, 2001; Van Buchem, 2010) (شکل ۲). پراکندگی رخساره‌ها نشان می‌دهد روندهای



شکل ۲- مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوبگذاری و موقعیت ریزرخساره‌های سازند داریان در برش کوه میش.

۶- چینه‌شناسی سکانسی

سه سکانس رسوبی رده سوم که در مجموع ۶ دسته رخساره را در بر می‌گیرند. بر اساس توزیع عمودی رخساره، تغییرات نمودار گامای سطحی، الگوهای برانباش رخساره‌ها و تغییرات رو به بالا در پاراسکانس‌ها شناسایی شد که توسط مرزهای توالی (SB) محدود می‌شوند.

۶-۱. سکانس اول داریان (DS1)

شروع این توالی در قاعده سازند داریان به همراه رخساره‌های وکستون بیوکستی بخش کم ژرفا تر رمپ میانی است که به طرف بالا ژرف‌شونده است به طوری تا تشکیل رخساره‌های وکستون- پکستونی مربوط به بخش ژرف‌تر رمپ میانی با حضور فرامینفرهای پلانکتون بیشتر ادامه پیدا می‌کند که رخساره اخیر را به عنوان ژرف‌ترین رخساره و سطح بالایی لایه آن به عنوان سطح بیشترین پیش‌روی (MFS) سکانس اول در نظر گرفته شده است. ستبرای دسته رخساره پیش‌رونده (TST) در سکانس رسوبی اول ۷ متر است. پس از جابه‌جایی رخساره‌ها به سمت خشکی توالی مورد نظر روند پس‌روی و کم ژرف‌شونده به سمت بالا را نشان می‌دهد به طوری که رخساره‌های وکستون بیوکستی بر روی رخساره‌های ژرف‌تر پیشین گسترده می‌شود. اصلی‌ترین اجزای اسکلتی این رخساره را پوسته‌های دوکفه‌ای و ساقه کرینویید تشکیل می‌دهند. در نهایت رخساره‌های وکستون بیوکستی به عنوان کم‌ژرفا‌ترین رخساره حاوی ساقه‌های کرینویید و پوسته‌های بزرگ دوکفه‌ای و شوفاتلا رخساره ظاهر می‌شود. سطح بالایی آخرین لایه حاوی این رخساره به عنوان مرز دسته رخساره تراز بالا (HST) و مرز بالایی سکانس رسوبی اول در نظر گرفته می‌شود. این مرز از نوع SB2 است. ستبرای دسته رخساره تراز بالا در این برش معادل ۶ متر است و در مجموع سکانس رسوبی اول سازند داریان در برش کوه میش ۱۳ متر ستبرا دارد. سکانس اول سازند داریان در برش کوه میش معادل Apt1 (van Buchem, 2010) بر روی ورقه عربی است.

۶-۲. سکانس دوم داریان (DS2)

این توالی ژرف شدن ناگهانی و سریع حوضه را نشان می‌دهد که با پیش‌روی رخساره‌های وکستونی دارای فرامینفرهای پلانکتون و رادیولر فراوان مربوط به رمپ بیرونی بر روی رخساره‌های وکستونی رمپ میانی شروع می‌شود. در ادامه غرق شدن پلتفرم به شکل‌گیری رخساره‌های وکستون- پکستونی حاوی رادیولر مربوط به بخش‌های ژرف حوضه منجر می‌شود که ژرف‌ترین رخساره شناسایی شده در این توالی است. سطح بالایی لایه حاوی رخساره یادشده که مرز بین بخش داریان پایینی و شیل‌های فرسایش یافته داریان میانی است به عنوان سطح بیشترین پیش‌روی (MFS) معرفی می‌شود. ستبرای دسته رخساره پیش‌رونده (TST) در این سکانس ۱۱ متر اندازه‌گیری شده است. این دسته رخساره معادل Apt2 (Van Buchem, 2010) بر روی ورقه عربی است. دسته رخساره تراز بالا (HST) در این توالی با لایه‌های شیلی فرسایش یافته بخش داریان میانی (زبانه کزدمی) که با کاهش محسوس حضور رادیولرها و همراهی فرامینفرهای پلانکتون و میان‌لایه‌های آهک رسی حاوی رخساره‌های رمپ بیرونی هستند، شناخته می‌شود. مرز بالایی آن با تغییر سنگ‌شناسی و ظهور سنگ‌آهک‌های رسی تعیین می‌شود. بنابراین مرز سکانسی آن در بالا با تبدیل شدن رمپ بیرونی به میانی پایان می‌یابد. این مرز از نوع مرز سکانسی نوع دوم است. دسته رخساره تراز بالا (HST) در این توالی معادل Apt3 (Van Buchem, 2010) بر روی ورقه عربی است که در حدود ۲۵ متر ستبرا دارد. ستبرای سکانس دوم سازند داریان در برش کوه میش به ۳۶ متر می‌رسد.

۶-۳. سکانس سوم داریان (DS3)

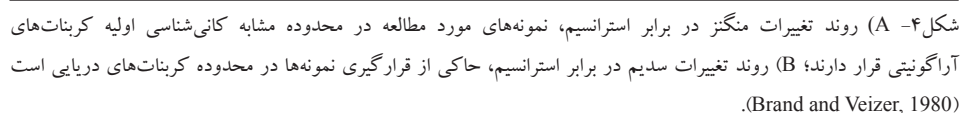
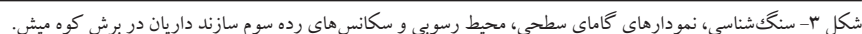
این توالی با تناوب‌های شیل و مارن حاوی فرامینفرهای پلانکتون مربوط به رمپ

بیرونی به عنوان دسته رخساره پیش‌رونده (TST) آغاز می‌شود که در حدود ۲۴ متر ستبرا دارند. سطح بیشترین پیش‌روی (MFS) به صورت تقریبی در بالای ژرف‌ترین رخساره مادستونی حاوی فرامینفرهای پلانکتون در بخش انتهایی داریان میان در نظر گرفته می‌شود. این دسته رخساره معادل Apt4 (Van Buchem, 2010) بر روی ورقه عربی است. دسته رخساره تراز بالا (HST) با وکستون‌های حاوی فرامینفرهای پلاژیک شروع و با گسترش رخساره‌های لایه حاوی پوسته‌های پراکنده دوکفه‌ای و اربیتولین‌های مخروطی تا نسبتاً کشیده مربوط به رمپ میانی ادامه می‌یابد. رخساره‌های عمده در این برش وکستون - پکستون‌های حاوی پلت و پوسته‌های دوکفه‌ای است. دسته رخساره وکستونی و پکستونی حاوی پوسته‌ها دوکفه‌ای، گاستروپود و مرجان به عنوان کم‌ژرف‌ترین رخساره شناسایی شده است و مرز فوقانی این رخساره که دارای آشفته‌گی‌های زیستی است به عنوان مرز بالایی سکانس رسوبی سوم از نوع SB2 در نظر گرفته می‌شود. ستبرای دسته رخساره تراز بالا (HST) در سکانس رسوبی سوم در برش کوه میش ۶۲ متر اندازه‌گیری شده است. این دسته رخساره معادل Apt5 (Van Buchem, 2010) بر روی ورقه عربی است. ستبرای سکانس سوم سازند داریان در برش کوه میش به ۸۶ متر می‌رسد (شکل ۳).

۷- تعیین کانی‌شناسی اولیه

تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی دقیق نخواهد بود. زیرا طی زمان با تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم‌میزیم بافت و ترکیب اولیه سنگ تغییر می‌یابد، اگر چه در طی دیاژنز متوریک و یا تدفینی میزان Sr یا Na در سنگ‌آهک‌های دیرینه کاهش قابل توجهی می‌یابد، اما نسبت‌های Sr /Na می‌تواند معیاری برای تفکیک سنگ‌آهک‌های با کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی از معادل‌های کلسیتی باشد (Adabi et al., 2010). با تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌توان تا حدی دما، میزان Ca و Mg در محلول و درجه شوری را برآورد کرد. به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند داریان از عناصر اصلی Ca و Mg و فرعی Na، Fe، Mn و Sr و رسم این مقادیر در برابر یکدیگر و مقایسه آنها با محدوده‌های معرفی شده توسط پژوهشگران مختلف برای کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها استفاده شده است (Adabi and Rao, 1991; Milliman et al., 1974; Rao, 1991; Adabi and Adasdi Mehmandousti, 2008; Adabi et al., 2010).

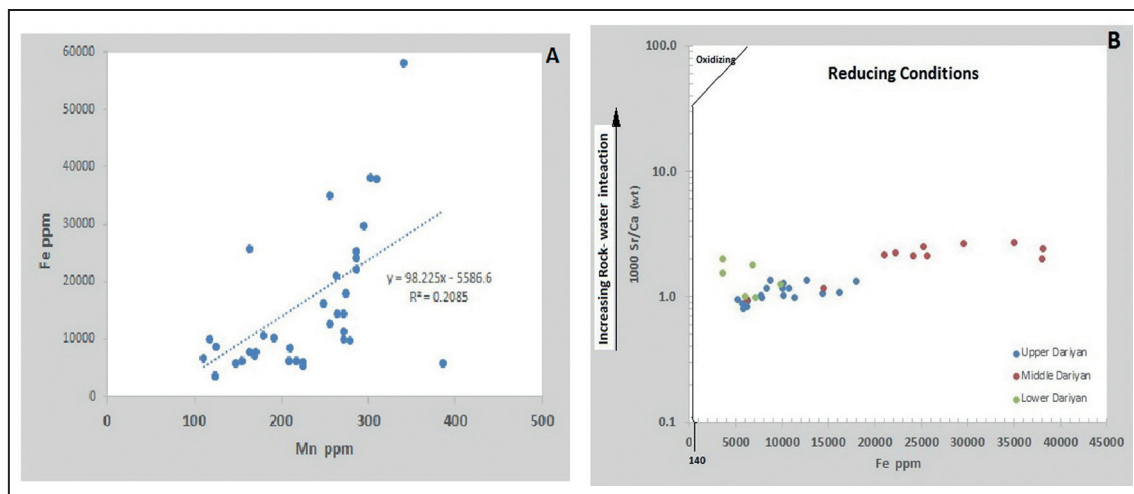
- سدیم (Na): در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی غیریوتیک حاره‌ای عهد حاضر مقادیر سدیم بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند، در حالی که میزان سدیم در کلسیت‌های کم‌میزیم غیر بیوتیک نواحی معتدله، حدود ۲۷۰ پی‌پی‌ام است (Rao and Adabi, 1992). مقدار سدیم با افزایش درصد آراگونیت، شوری و ژرفای آب افزایش می‌یابد. از طریق آنالیز میانبارهای سیال، متوسط میزان آن در آب دریا‌های آپتین حدود ۲۴۳۰ پی‌پی‌ام (Timofeeff et al., 2006) و در سنگ‌آهک‌های دریایی به سن آپتین در حدود ۳۰۰۰ پی‌پی‌ام گزارش شده است (Renard et al., 2007). مقادیر سدیم در نمونه‌های سنگ‌آهکی سازند داریان بین ۵۱ تا ۱۰۱۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۸۷ پی‌پی‌ام) در نوسان است. ضریب توزیع (Partition coefficient) سدیم کمتر از یک بوده و در آب‌های جوی تمرکز پایینی دارد از آنجایی که میزان سدیم در نمونه‌های سازند داریان کمتر از مقادیر اولیه آب دریا‌های آپتین است، میزان محتوای پایین سدیم نشان‌دهنده عدم حفظ محتوای اولیه سدیم در این رسوبات ناشی از تأثیر فرآیندهای دیاژنز جوی است. رسم مقادیر سدیم در برابر استرانسیم نمونه‌ها نشانگر محیط رسوبگذاری کربنات‌های دریایی است (شکل ۴- B).



- آهن (Fe): به دلیل تفریق بیولوژیکی، مقدار آهن در کلسیت و آراگونیت

১২

پی‌پی‌ام (میانگین ۱۶۹۶۷ پی‌پی‌ام) در تغییر است. بر اساس شکل ۵- A ارتباط دو عنصر منگنز و آهن به صورت روند خطی افزایشی با شیب مثبت نشان می‌دهد. دیاژنز جوی و شرایط احیایی باعث افزایش مقدار آهن و منگنز می‌شود (شکل ۵- B).



شکل ۵- A) روند تغییرات منگنز در برابر آهن: روند خطی افزایشی با شیب مثبت، نشان از تأثیر دیاژنز متوریکی است؛ B) روند تغییرات آهن در برابر نسبت استرانسیم به کلسیم: نمایانگر محیط تشکیل احیایی کربنات‌های سازند داریان است (Brand and Veizer, 1980).

۸- بررسی روند تغییرات عناصر با مرزهای چینه‌نگاری سکانسی

ارتباط روندهای مثبت و منفی مقادیر عناصر آهن و منگنز با تغییرات رخساره‌های در دسته رخساره‌های پیش‌رونده و تراز بالای سکانس‌های شناسایی شده مورد ارزیابی قرار گرفت (شکل ۷). در دسته رخساره‌ای پیش‌رونده سکانس اول، به موازات تغییر رخساره‌های وکستون بیوکستی بخش کم ژرفا تر رمپ میانی به رخساره‌های وکستون مربوط به بخش بخش ژرف تر رمپ میانی حاوی فرامینفرهای پلانکتون، روند افزایشی محتوای آهن از ۷۰۹۲ پی‌پی‌ام تا ۱۴۰۴۳ پی‌پی‌ام و مقادیر منگنز از ۱۷۰ تا ۲۲۴ پی‌پی‌ام دیده می‌شود که در بیشترین مقدار خود بر بیشینه پیشروی سطح آب منطبق است. در ادامه در دسته رخساره تراز بالا همزمان با گسترش رخساره‌های وکستون بیوکستی بر روی دسته رخساره‌ای ژرف پیشین به رخساره‌های وکستون بیوکستی حاوی ساقه‌های کرینویید و پوسته‌های بزرگ دوکفه‌ای و شوفاتلا کم ژرفا تر رخساره می‌رسد که طی آن محتوای آهن از ۱۴۰۴۳ پی‌پی‌ام به ۷۶۶۳ پی‌پی‌ام و مقادیر منگنز از ۲۲۴ تا ۱۱۰ پی‌پی‌ام کاهش می‌یابد که در کمترین مقدار منطبق بر سطح مرز سکانس است. در دسته رخساره‌ای پیش‌رونده سکانس دوم، پیشروی رخساره‌های وکستون فرامینفردار حاوی مقادیر بالایی از فرامینفرهای پلانکتون و رادیولر مربوط به رمپ بیرونی بر روی رخساره‌های وکستون بیوکستی رمپ میانی سبب تشکیل رخساره‌های وکستونی و پکستونی حاوی رادیولر می‌شود که به بخش‌های ژرف حوضه تعلق دارد. این رخساره ژرف‌ترین رخساره این دسته رخساره بوده و روند تغییرات محتوای آهن در طول این دسته رخساره از ۷۶۶۳ پی‌پی‌ام تا ۱۳۷۳۷ پی‌پی‌ام و مقادیر منگنز از ۱۱۰ تا ۳۲۳ پی‌پی‌ام روندی افزایشی نشان می‌دهد که بالاترین مقادیر با ژرف‌ترین رخساره انطباق داشته و حداکثر پیشروی سطح آب را نشان می‌دهد. دسته رخساره تراز بالا با کاهش محسوس حضور رادیولرها و حضور فرامینفرهای پلانکتون و میان‌لایه‌های آهک رسی، تبدیل شدن رخساره‌های رمپ بیرونی به میانی به عنوان کاهش نسبی سطح آب مشخص می‌شود که به طور موازی با روند کاهشی تغییرات نسبی محتوای آهن از ۱۳۶۳۷ پی‌پی‌ام به ۱۲۴۷۵ پی‌پی‌ام و مقادیر منگنز از ۳۲۳ تا ۱۶۴ پی‌پی‌ام همراه بوده و در کمترین مقادیر منطبق بر سطح مرز سکانسی است. در دسته رخساره‌ای پیش‌رونده سکانس سوم، گسترش دوباره

بیوتیک نسبت به کلسیت و آراگونیت غیریوتیک افزایش چشمگیری نشان می‌دهد. در کربنات‌های دریایی در زمان آپتین متوسط محتوای آهن در حدود ۲۱۴۷ پی‌پی‌ام گزارش شده است (Renard et al., 2007). مقادیر آهن در نمونه‌های مطالعه شده سازند داریان در برش کوه میش بین ۳۵۷۴ تا ۶۷۱۴۶

افزایش میزان آهن در بازه‌هایی در سازند داریان با پایین آمدن نرخ رسوبگذاری در زمان بیشینه پیشروی سطح آب و تشکیل پوسته‌های آهن‌دار (Iron-Crust) در زمان ته‌نشینی این رسوبات (Van Buchem, 2010) مرتبط است که حضور رخساره‌های پلاژیک حاوی رادیولر، فرامینفرهای پلاژیک نیز این موضوع را تأیید می‌کند. بنابراین استفاده از آنالیز عنصری و ارزیابی تغییرات هم زمان آهن و منگنز به تشخیص سطوح حداکثر پیشروی سطح آب دریا کمک خواهد کرد (شکل ۷).

۷-۱. رسم مقادیر Mn در برابر Sr/Na

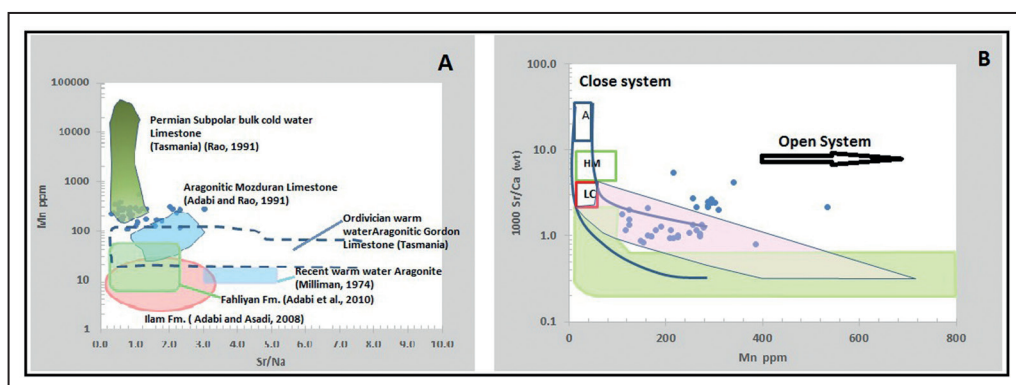
کربنات‌های مناطق حاره‌ای را می‌توان براساس نسبت Sr/Na در برابر Mn از معادله‌های غیر حاره‌ای آنها تفکیک کرد. آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر دارای مقادیر کم Mn و نسبت بالای Sr/Na حدود ۳ تا ۵ پی‌پی‌ام هستند. در حالی که کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدله عهد حاضر مقادیر بالای Mn و نسبت پایین Sr/Na (در حدود ۱ پی‌پی‌ام) دارند (Adabi and Rao, 1991). نمودار تغییرات Mn در برابر Sr/Na نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های آهکی سازند داریان نزدیک محدوده نمونه‌های گزارش شده کربنات‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی واقع می‌شوند (شکل ۶- A).

۷-۲. رسم نسبت Sr/Ca در برابر Mn

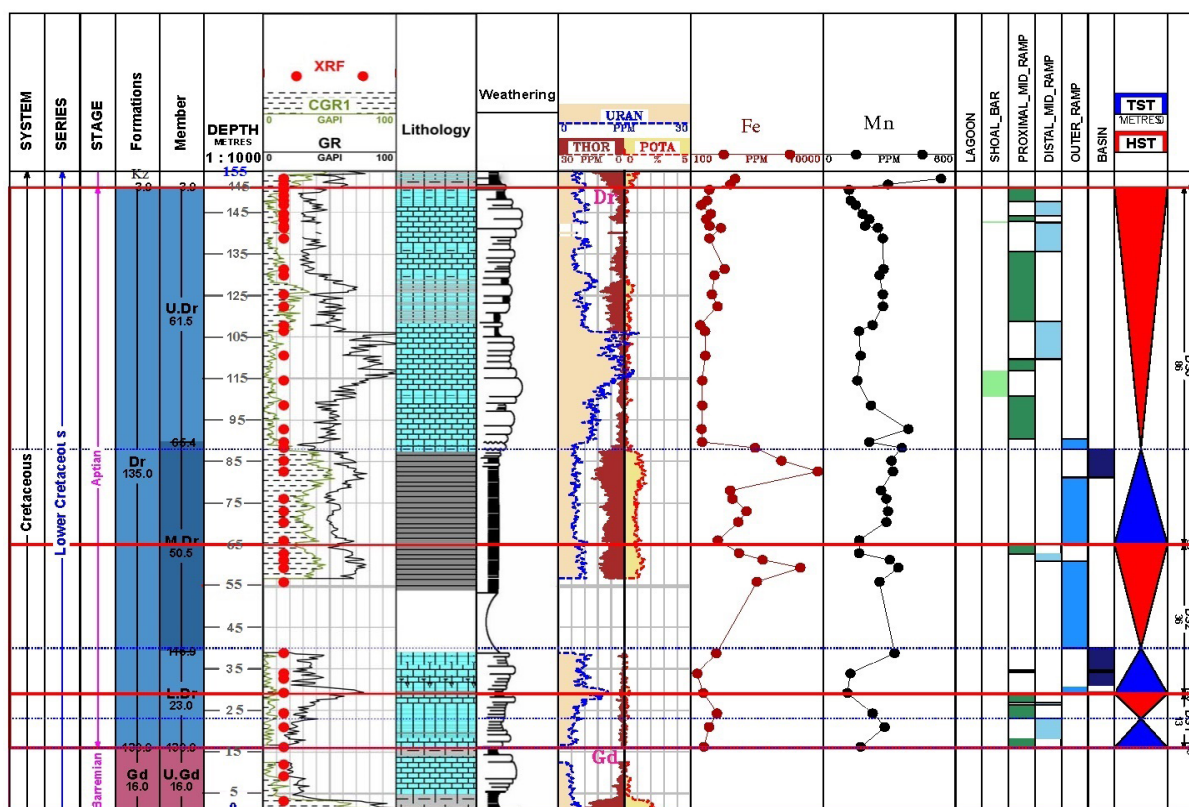
از طریق این نسبت روند دیاژنز در سیستم‌های بسته و باز قابل تعیین است. در سیستم دیاژنری باز با افزایش تبادل آب به سنگ میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای دیاژنری کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در حالی که در سیستم دیاژنری بسته تا نیمه بسته، فعل و انفعالات آب و سنگ کم است. بنابراین نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنری تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت. به طور کلی کاهش مقادیر منگنز در کلسیت دیاژنری نشانگر بسته بودن سیستم دیاژنری است (Brand et al., 2006). افزایش منگنز نشان از باز بودن سیستم دیاژنری و تأثیر آب‌های احیاکننده دارد. بررسی داده‌ها بر روی نمودار حاکی از تأثیر دیاژنز بر نمونه‌های مورد مطالعه است که غالباً "سیستم دیاژنری نیمه بسته و تحت شرایط احیایی را نشان می‌دهد (شکل ۶- B)

موازی با روند کاهشی با دامنه تغییر نسبتاً آرامی در طول دسته رخساره یادشده، از مقادیر آهن از ۳۴۰۸۸ پی‌پی‌ام به ۱۰۰۱۵ پی‌پی‌ام و مقادیر منگنز از ۳۵۶ به ۱۱۷ پی‌پی‌ام کاسته شده و در کمترین میزان بر مرز سکانسی شناسایی شده انطباق دارد. از این مقایسه بین روندهای عنصری و سطوح چینه‌نگاری سکانسی، می‌توان بیان کرد در طول دسته رخساره پیش‌رونده، مقادیر بیشتری از آهن و منگنز دیده می‌شود که در بالاترین روند تغییرات مثبت نشان‌دهنده بیشینه سطح غرقابی بوده و سطوح بیشینه غرقابی با مقادیر مثبت همبستگی خوبی نشان می‌دهد. در حالی که در طول دسته رخساره تراز بالا، مقادیر آهن و منگنز کاهش قابل توجهی را نشان می‌دهند و روند تغییرات و مقادیر آهن و منگنز پایین‌تر با مرزهای سکانس مطابقت دارد.

تناوب‌های شیل و مارن حاوی فرامینیفرهای پلانکتون مربوط به رمپ بیرونی تا ژرف‌ترین رخساره مادستونی حاوی فرامینیفرهای پلانکتون مربوط به بخش ژرف حوضه ادامه می‌یابد، به همین ترتیب روند افزایشی روند مقادیر آهن از ۱۲۴۷۵ پی‌پی‌ام تا ۳۴۰۸۸ پی‌پی‌ام و مقادیر منگنز از ۱۶۴ تا ۳۵۶ پی‌پی‌ام در طول این دسته رخساره دیده می‌شود دسته رخساره تراز بالای این سکانس که تغییر سنگ‌شناسی و رخساره‌ای مشخصی همراه است با وکستون‌های حاوی فرامینیفرهای پلاژیک شروع و با گسترش سنگ آهک‌های متوسط تا سبتر لایه حاوی پوسته‌های پراکنده دوکفه‌ای و اربیتولین‌های مخروطی تا نسبتاً کشیده مربوط به رمپ میانی و در نهایت تا کم ژرف‌ترین رخساره در این دسته رخساره وکستونی و پکستونی حاوی پوسته‌ها دوکفه‌ای، گاستروپود و مرجان مربوط به رمپ درونی ادامه می‌یابد که



شکل ۶- (A) روند تغییرات Mn در برابر Sr/Na: نحوه قرارگیری نمونه‌های سازند داریان حاکی از قرارگیری در نزدیکی محدوده کربنات‌های حاره‌ای و کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران است؛ (B) روند تغییرات Sr/Ca در برابر Mn: در این نمودار، محدوده‌هایی برای روندهای دیانزنی آراگونیت (A)، کلسیت پرمینیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط (Veizer and Brand, 1980) مشخص شده است. نمونه‌ها در محدوده سیستم‌های دیانزنیکی نیمه بسته قرار دارند.



شکل ۷- تلفیق داده‌های سنگ‌شناسی، نمودارهای گامای سطحی، روند تغییر مقادیر عنصری آهن و منگنز در کنار محیط رسوبی و مرزهای چینه نگاری سکانسی: چنانکه دیده می‌شود روند تغییرات میزان آهن و منگنز و محدوده‌های سطوح حداکثر پیشروی آب دریا و نیز سطوح مرزهای سکانسی را همبستگی خوبی نشان می‌دهند (موقعیت نمونه‌های آنالیز شده با دایره‌های قرمز نشان داده شده است).

۹- نتیجه‌گیری

آراگونیت‌های تاسمانیا و آهک‌های آراگونیتی مزدوران، آهک‌های سازند ایلام و فهلیان و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده سازند مزدوران دال بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی، در یک آب و هوای حاره‌ای است.

- رسم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca حاکی از تأثیر دیاژنز در یک سیستم دیاژنری نیمه بسته است.

- روند تغییرات محتوای آهن و منگنز با تغییرات دسته رخساره‌ها (System tract) همبستگی خوبی دارد و در بیشترین میزان و کمترین میزان عناصر یادشده به ترتیب بر سطوح بیشینه غرقابی و مرزهای سکانسی منطبق هستند از این رو براساس ردیابی روند تغییرات آنها می‌توان مرزهای اصلی را با دقت بالایی مشخص کرد.

- از رویکرد چند رشته‌ای یکپارچه شامل توصیف سنگ‌شناسی، چینه‌نگاری، طیف‌سنجی اشعه گامای سطحی و تفسیر نتایج آنالیز عناصر کمیاب برای تفسیر چینه‌نگاری سکانسی استفاده شد. محتوای عناصر آهن و منگنز همراه با پراکندگی رخساره‌های رسوبی و توالی‌های رسوبی برای بررسی و ارتباط مرزهای چینه‌ای، در کربنات‌های سازند داریان، تغییرات عناصر یادشده با بیشینه سطوح غرقابی در ارتباط است. می‌توان بر اساس تغییرات میزان عناصر فرعی برای بررسی سطح لایه، مرزهای توالی و همچنین حالت‌های اکسیداسیون و احیا استفاده کرد.

- در این مطالعه از روش تلفیقی برای بررسی کانی‌شناسی اولیه و تجزیه و تحلیل چینه‌شناسی سکانسی توالی کربناته آپتین - سازند داریان - در برش سطحی کوه میش در حوضه زاگرس استفاده شده است.

- این سازند در برش مطالعه شده ۱۳۵ متر ستبراً دارد و از لایه‌های نازک تا ستبر و توده‌ای سنگ آهک، سنگ آهک رسی، مارن و شیل تشکیل شده است.

- مطالعات سنگ‌نگاری مقاطع نازک منجر به شناسایی ۱۳ ریز رخساره شد که در پلتفرم کربناته نوع رمپ در چهار نوع محیط رسوبی از رمپ درونی، رمپ میانی، رمپ بیرونی و بخش ژرف حوضه نهشته شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های بافتی، روابط عمودی و جانبی رخساره‌ها، نبود وجود جریان‌های توریداتی و نبود حضور توده‌های ریفی بزرگ، محیط رسوبی نهشته‌های آپتین (سازند داریان) را می‌توان به صورت یک رمپ کربناته با انتهای پر شیب تفسیر کرد.

- سه سکانس رسوبی رده سوم که در مجموع ۶ دسته رخساره را در بر می‌گیرند بر اساس پراکندگی عمودی رخساره، تغییرات نمودار گامای سطحی، الگوهای برانباش رخساره‌ها، و تغییرات رو به بالا در پاراسکانس‌ها شناسایی شدند که توسط مرزهای توالی (SB) محدود می‌شوند.

- نمودار تغییرات Mn در برابر Sr/Na و مقایسه آنها با محدوده‌های ارائه شده برای

کتابنگاری

مطبعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.

References

- Adabi, M., Salehi, M., and Ghabeishavi, A., 2010, Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 39, no. 3, p. 148-160. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.011>.
- Adabi, M. H., and Mehmandosti, E. A., 2008, Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, no. 3-4, p. 267-277. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.01.002>.
- Adabi, M. H., and Rao, C. P., 1991, Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, v. 72, no. 3-4, p. 253-267. DOI: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90014-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90014-5).
- Adachi, N., Ezaki, Y., and Liu, J., 2004, The fabrics and origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China: Sedimentary Geology, v. 164, no. 1-2, p. 161-178. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.10.007>.
- Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American journal of Science, v. 304, no. 1, p. 1-20. DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>.
- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma, S. P., and Worden, R. H., 2009, Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis: Geochemistry, v. 69, no. 1, p. 45-60. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2008.09.002>.
- Bachmann, M., and Hirsch, F., 2006, Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change: Cretaceous Research, v. 27, no. 4, p. 487-512. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2005.09.003>.
- Bádenas, B., and Aurell, M., 2010, Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain): Facies, v. 56, no. 1, p. 89. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-009-0199-z>.

- Badenas, B., Aurell, M., and Bosence, D., 2010, Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain): *Sedimentology*, v. 57, no. 4, p. 1021-1048. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01129.x>.
- Bosence, D., 2005, A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic: *Sedimentary Geology*, v. 175, no. 1-4, p. 49-72. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.030>.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J. A., and Bitzer, K., 2009, Sequence stratigraphy and architecture of a late Early–Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain): *Sedimentary Geology*, v. 219, no. 1-4, p. 280-301. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.016>.
- Brand, U., Azmy, K., and Veizer, J., 2006, Evaluation of the Salinic I tectonic, Cancañiri glacial and Ireviken biotic events: Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area, Canada and USA: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 241, no. 2, p. 192-213. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.004>.
- Brand, U., and Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements: *Journal of Sedimentary Research*, v. 50, no. 4, p. 1219-1236. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F7BB7-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Burchette, T., and Wright, V., 1992, Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, v. 79, no. 1-4, p. 3-57. DOI: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A).
- Cluff, R. M., 1984, Carbonate sand shoals in the middle Mississippian (Valmeyeran) Salem-St. Louis-St. Genevieve Limestones, Illinois Basin.
- Corda, L., and Brandano, M., 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, v. 161, no. 1-2, p. 55-70. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00395-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00395-0).
- Ćosović, V., Drobne, K., and Moro, A., 2004, Palaeoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, v. 50, no. 1, p. 61-75. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-004-0006-9>.
- Demico, R. V., Lowenstein, T. K., Hardie, L. A., and Spencer, R. J., 2005, Model of seawater composition for the Phanerozoic: *Geology*, v. 33, no. 11, p. 877-880. DOI: <https://doi.org/10.1130/G21945.1>.
- Dickson, J., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Research*, v. 36, no. 2, p. 491-505. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D714F6-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, Springer Science and Business Media, 984 p.
- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, no. 3-4, p. 211-238. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00117-0).
- Higgins, J. A., Blättler, C., Lundstrom, E., Santiago-Ramos, D., Akhtar, A., Ahm, A. C., Bialik, O., Holmden, C., Bradbury, H., and Murray, S., 2018, Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 220, p. 512-534. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.09.046>.
- Huck, S., Heimhofer, U., Rameil, N., Bodin, S., and Immenhauser, A., 2011, Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian–Aptian shoal-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE 1a: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 304, no. 3, p. 547-558. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.031>.
- Jamalian, M., and Adabi, M. H., 2015, Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran): *Carbonates and Evaporites*, v. 30, no. 1, p. 77-98. DOI: <https://doi.org/10.1007/s13146-014-0211-8>.
- James, G., and Wynd, J., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *AAPG Bulletin*, v. 49, no. 12, p. 2182-2245. DOI: <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>.
- Masse, J., Fenerci, M., and Pernarcic, E., 2003, Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates: Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 200, no. 1-4, p. 65-81. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00445-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00445-0).
- Michalík, J., Soták, J., Lintnerová, O., Halášová, E., Bák, M., Skupien, P., and Boorova, D., 2008, The stratigraphic and palaeoenvironmental setting of Aptian OAE black shale deposits in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians: *Cretaceous Research*, v. 29, no. 5-6, p. 871-892. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.005>.
- Milliman, J., Mueller, G., and Foerstner, U., 1974, Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates: Part, v. 1, p. 375.
- Muttoni, G., and Kent, D. V., 2007, Widespread formation of cherts during the early Eocene climate optimum: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 253, no. 3-4, p. 348-362. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.06.008>.

- Palma, R. M., López-Gómez, J., and Piethé, R. D., 2007, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza province) Neuquén Basin, Argentina: facies and depositional sequences: *Sedimentary Geology*, v. 195, no. 3-4, p. 113-134. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.001>.
- Pittet, B., Strasser, A., and Mattioli, E., 2000, Depositional sequences in deep-shelf environments: a response to sea-level changes and shallow-platform carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain): *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, no. 2, p. 392-407. DOI: <https://doi.org/10.1306/2DC40918-0E47-11D7-8643000102C1865D>.
- Pomar, L., 2001, Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Research*, v. 13, no. 3, p. 313-334. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>.
- Rao, C. P., 1991, Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 6, no. 1, p. 83-106. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF03175385>.
- Rao, C. P., and Adabi, M. H., 1992, Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia: *Marine Geology*, v. 103, no. 1-3, p. 249-272. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90019-E](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90019-E).
- Read, J. F., 1985, Carbonate Platform Facies Models: *AAPG Bulletin*, v. 69, no. 1, p. 1-21.
- Renard, M., De Rafélis, M., Emmanuel, L., Beltran, C., Moullade, M., and Tronchetti, G., 2007, Fluctuations of sea-water chemistry during Gargasian (Middle Aptian) time. Data from trace-element content (Mg, Sr, Mn, Fe) in hemipelagic carbonates from La Marcouline Quarry (Cassis, SE France): *Carnets de géologie*, v. 03, p. 1-28. DOI: <https://doi.org/10.4267/2042/8454>.
- Romero, J., Caus, E., and Rosell, J., 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, no. 1-2, p. 43-56. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00406-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00406-0).
- Sharland, P. R., Casey, D., Davies, R., Simmons, M., and Sutcliffe, O., 2001, Arabian plate sequence stratigraphy, Gulf Petro Link Bahrain, 371 p.
- Stein, M., Föllmi, K. B., Westermann, S., Godet, A., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., and Berner, Z., 2011, Progressive palaeoenvironmental change during the late Barremian–early Aptian as prelude to Oceanic Anoxic Event 1a: Evidence from the Gorgo a Cerbara section (Umbria-Marche basin, central Italy): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 302, no. 3-4, p. 396-406, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.01.025>.
- Stein, M., Westermann, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J. E., and Föllmi, K. B., 2012, Late Barremian–Early Aptian palaeoenvironmental change: The Cassis-La Bédoule section, southeast France: *Cretaceous Research*, v. 37, p. 209-222. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2012.03.021>.
- Tasli, K., Özer, E., and Koç, H., 2006, Benthic foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): *biostratigraphy and paleoenvironments: Geobios*, v. 39, no. 4, p. 521-533. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2005.05.002>.
- Timofeeff, M. N., Lowenstein, T. K., Da Silva, M. A. M., and Harris, N. B., 2006, Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, no. 8, p. 1977-1994. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.01.020>.
- Van Buchem, F. S., 2010, Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate, *Gulf Petrolink*, 2v, 614p.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A., 2006, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, v. 52, no. 1, p. 41-51. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0018-0>.
- Veizer, J., 1983, Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 11, no. 1, p. 265-299. DOI: <https://doi.org/10.1515/9781501508134-012>.
- Vincent, B., van Buchem, F. S., Bulot, L. G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D., and Huc, A. Y., 2010, Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian–Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations): *Geo Arabia Special Publication*, v. 4, no. 1, p. 139-197.
- Ziegler, M., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon implications: *Geo Arabia*, v. 6, p. 445-450.

Original Research Paper

Application of geochemistry in determination of original mineralogy and recognition of stratigraphic sequences of Aptian deposits in the Kuh-e-Mish section, Zagros basin

Alireza Rostami¹, Mohammad Hossein Adabi^{1*}, Abbas Sadeghi¹ and Seyed Ali Moallemi²

¹Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Deputy of exploration, Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 August 11

Accepted: 2021 September 20

Available online: 2022 June 22

Keywords:

Sequence stratigraphy

Original carbonate mineralogy

Elemental Analysis

Dariyan Formation

Aptian

Zagros

ABSTRACT

The Dariyan Formation with the Aptian age is the youngest reservoir formation of the Upper Khami group which is important in terms of hydrocarbon reservoir potential. This formation is 135 meters thick in the Kuh-e-Mish surface section and consists of thin, thick and massive limestone, marl and shale. Petrographic studies led to the identification of 13 microfacies. These have been deposited in four types of depositional environments, including inner ramp, mid ramp, outer ramp and basin, in a ramp type carbonate platform. Based on petrography, lateral and vertical facies changes, 3 third-order cycles distinguished. An integrated multidisciplinary approach including, petrography, surface gamma-ray spectrometry and trace element analysis have been used for recognition of original carbonate mineralogy and stratigraphic interpretations of this succession. Geochemistry of minor and major elements reveal original aragonitic mineralogy of the Dariyan Formation. Bivariate plot of Mn versus Sr/Ca values illustrated that the Aptian carbonates were affected by semi close diagenetic system with moderate water/rock interaction. Trace elements (Fe and Mn) contents are compared with distribution of sedimentary facies and depositional sequences to investigate and correlate stratigraphic boundaries, which are determined by sequence stratigraphy in shallow marine carbonate platform of the Dariyan Formation. The elemental peaks coinciding with the sequence boundaries and elemental peaks are correlated with maximum flooding surfaces.

* Corresponding author: Mohammad Hossein Adabi; E-mail: m-adabi@sbu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2021.298502.1927

dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.2.1.3



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)