

کانی‌شناسی اولیه سازند کربناته دلیچای و تفکیک مرز بالایی با سازند لار بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی در شمال خاور سمنان

المیرا شاه کرم^۱، محمد حسین آدابی^۲، داود جهانی^۳ و سید حمید وزیری^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۴ استاد، گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۲۴

چکیده

سازند دلیچای نخستین واحد سنگی از رسوبات دریایی ژوراسیک میانی البرز است که در محیط دریایی نهشته شده است. مرز سازند دلیچای با سازند شمشک ناپوسته از نوع فرسایشی و مرز آن با سازند لار به صورت هم‌شیب است و تشابهات سنگ‌شناختی باعث شده که نتوان مرز آن با سازند لار را به راحتی از یکدیگر شناسایی کرد. همچنین شناسایی کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها به دلیل تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی صرفاً بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی امری مشکل است. در این پژوهش برشی از کوه شرف به سترای ۱۴۲۰ متر و با برداشت ۱۴۹ نمونه مورد مطالعه قرار گرفت. با بررسی عناصر اصلی و فرعی، ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن و ترسیم این مقادیر در مقابل یکدیگر، دریافتیم که کربنات‌های سازند دلیچای دارای ترکیب اولیه آراگونیتی بوده و دیاژنز غیردریایی بیشترین تاثیر را روی آنها گذاشته است. همچنین با ترسیم نسبت Sr/Ca در برابر Mn مشخص شد که این کربنات‌ها تحت تاثیر یک محیط نیمه بسته تا باز دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند. در نهایت با استفاده از تغییرات Sr/Ca ، Sr/Na ، Sr و ایزوتوپ اکسیژن و کربن، توانسته‌ایم مرز این سازند با سازند لار را در سترای ۱۲۰۰ متری مشخص کنیم. همچنین دمای محیط دیاژنتیکی سنگ‌آهک‌های این برش معادل $32/9$ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

کلید واژه‌ها: سازند دلیچای، کانی‌شناسی اولیه، عناصر اصلی و فرعی، ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن، دیاژنز

* نویسنده مسئول: محمد حسین آدابی

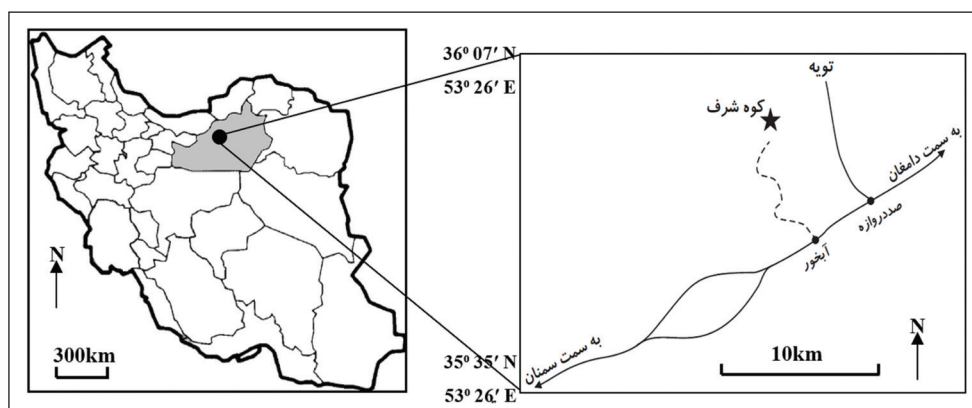
E-mail: m-adabi@sbu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

سنگ‌های رسوبی ژوراسیک میانی در شمال گردنه آهوان (منطقه جام سمنان) گسترش زیادی داشته و از سترای قابل توجهی برخوردار است. منطقه جام و همچنین برش کوه شرف توسط (Alavi-Naini and Hamdi, 1972) مورد مطالعه قرار گرفته و نقشه زمین‌شناسی آن در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده است.

موقعیت مکانی این برش در عرض جغرافیایی $35^{\circ} 56' 12.5''\text{N}$ و طول جغرافیایی $53^{\circ} 45' 51''\text{E}$ در کوه شرف قرار دارد (شکل ۱). این منطقه در گذشته بیشتر از دید فسیل‌شناسی و چینه‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته و تاکنون از نظر ژئوشیمیایی مطالعه نشده است. در این پژوهش سعی شده است تا بر اساس

مطالعات عنصری و ایزوتوپی، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و مرز بین این سازند با سازند لار مشخص شود. کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌تواند اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوب‌گذاری مانند دما، عمق، شوری و نیز فرایندهای دیاژنتیکی در اختیار ما قرار دهد (Rao, 1996; Adabi and Rao, 1991; Adabi et al., 2016; Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008). سترای برش انتخاب شده در رخنمون شرف ۱۴۲۰ متر است و شامل نهشته‌های آهکی فسیل‌دار خاکستری و ماکروفسیل‌های آمونیت و میکروفسیل‌های خارپوست، خرده‌های دوکفه‌ای، گاستروپود و فرامینفر می‌باشد.



شکل ۱- راه‌های دسترسی به کوه شرف واقع در شمال خاور سمنان (رسم شده در CorelDraw توسط المیرا شاه کرم).

۲- روش مطالعه

تحت تاثیر اسید فسفریک و در دمای ۲۵ درجه سانتی گراد قرار گرفت تا گاز CO_2 متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف سنج جرمی (Micromass, 602 D) اندازه گیری شود. خطای اندازه گیری ایزوتوپی $\pm 0.01\%$ بوده است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن نمونه‌ها با نماد دلتا (δ) و بر حسب در هزار (Permil) بیان شده است و نسبت به استاندارد مرجع Pee Dee Blemnite (PDB) اندازه گیری شده است.

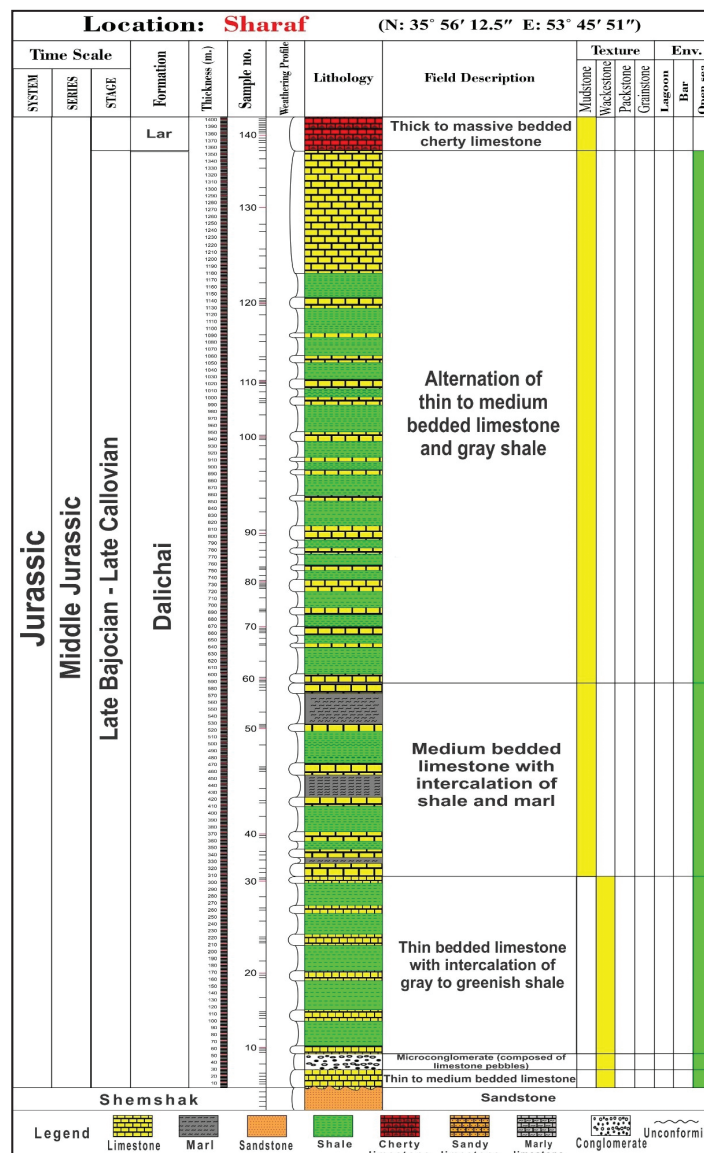
۳- چینه‌شناسی

سازند دلیچای در کوه شرف از تناوب مارن‌های خاکستری متمایل به سبز و سنگ آهک‌های مارنی و گاهی نودولار تشکیل شده است که به علت نرمی سنگ‌های آن با فرسایش مشخص در توپوگرافی و با شیب کمتر از سازند لار قابل تشخیص است دو بخش عمده‌ای که در ستون چینه‌شناسی قابل مشاهده است (شکل ۲) شامل:

- ۱- مارن‌های خاکستری متمایل به سبز تا شیل‌های آهکی با چند لایه نازک سیلیسی قرمز رنگ.
- ۲- تناوب سنگ آهک‌های مارنی خاکستری و سبز نازک تا متوسط لایه و گاهی نودولار که در برخی افق‌ها سیلیسی شده است و لایه‌های ستر مارن سبز

برای بررسی ویژگی‌های رخساره‌ای و ژئوشیمیایی سازند دلیچای در مقطع مورد مطالعه مجموعاً ۱۴۹ نمونه جمع‌آوری شده‌اند که از این تعداد ۱۴ نمونه مربوط به لار است. در انتخاب نمونه‌ها تغییرات سنگ‌شناختی سازند دلیچای مد نظر قرار گرفته است. از این تعداد نمونه، ۱۳۷ مقطع نازک تهیه شده است. مقاطع نازک به وسیله محلول آلزاین سرخ به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شده‌اند.

پس از بررسی دقیق و کامل سنگ‌های کربناته، بر اساس میکرایت که دارای حداقل دگرسانی می‌باشد و عدم وجود رگه‌ها و سیمان‌های تدفینی و متاوریکی، ۵۰ نمونه از این سنگ‌ها برای مطالعه آزمایش‌های عنصری انتخاب شدند. پودر این نمونه‌ها در تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS) مدل Magix pro ساخت شرکت فیلیپس با دقت ۰/۱ درصد برای عناصر Ca و Mg و دقت ۵ ppm برای عناصر Na و Mn, Fe, Sr در آزمایشگاه ژئوشیمی سازمان زمین‌شناسی مورد آزمایش قرار گرفتند. گستره مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (Na, Sr, Mn, Fe) بر حسب پی‌پی‌ام (ppm) اندازه گیری شده‌اند. سپس پودر ۱۸ نمونه از کربنات‌هایی که مورد تجزیه عنصری قرار گرفته بودند برای آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شدند. در این آنالیز ۱۵ میلی گرم از پودر نمونه به مدت ۲۴ ساعت



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی برش شرف.

استرس‌های تکنیکی حاصل می‌شود (Adabi, 1996). به دنبال تراکم فیزیکی، بسیاری از رسوبات، در معرض تراکم شیمیایی قرار گرفته و توسط انحلال فشاری و تشکیل استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی که اغلب با شکستگی‌ها همراه هستند مشخص می‌شوند. از این میان استیلولیت مضرس در اشکال مختلف در سازند دلیچای قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۴-ب). رنگ آمیزی سیمان‌های کلسیتی رگه پرکن، نشانگر آن است که کلسیت‌های رگه‌ای در سازند دلیچای از کلسیت آهن‌دار تشکیل شده است. در بیشتر موارد این رگه‌ها دارای منشأ زمین‌ساختی هستند چون تمامی اجزاء و متن سنگ را قطع می‌نمایند. البته استثنایی نیز وجود دارد که در بعضی موارد این رگه‌ها توسط استیلولیت قطع شده‌اند که احتمالاً در نتیجه وجود دیاژنز تدفینی در تاریخچه دیاژنتیکی سازند دلیچای می‌باشد. شکستگی‌های کوچک مقیاس و چند مرحله‌ای نسبتاً فراوان است (شکل ۴-الف و ۴-ج).

۴-۴. تخلخل (Porosity)

تخلخل عبارت است از نسبت کل فضای خالی به حجم کل سنگ که برحسب درصد بیان می‌شود (Choquette and Pray, 1970). تخلخل زمینه‌ای برای وقوع دیاژنز است. تخلخل حفره‌ای، کانالی و حاصل از شکستگی از انواع تخلخل مشاهده شده در این برش می‌باشد (شکل ۵-الف و ب).

۴-۵. آهن‌دار شدن (Iron Oxide)

آهن‌دار شدن رسوبات کربناته یک فرایند دیاژنتیکی است. ترکیبات آهن‌دار غالباً در امتداد استیلولیت‌ها، رگه‌های انحلالی، داخل حجرات فسیل‌ها و یا در فضاهای متخلخل دیده می‌شوند. آهن‌دار شدن به صورت گسترده مشاهده می‌شود که به صورت پراکنده فضای خالی درون دانه‌ها و بین دانه‌ها و در امتداد استیلولیت‌ها، شکستگی‌ها و گاهی رگه‌های انحلالی را در زمینه میکرایتی پر کرده است (شکل ۵-ب).

۴-۶. دولومیتی شدن (Dolomitization)

دولومیت یک کانی نیمه پایدار می‌باشد که بلورهای ابتدایی آن از نظر زمان تشکیل، توسط فازهای پایدار بعدی به صورت متوالی و در طول زمان‌های تدفین و یا متامورفیسم جانشین می‌شوند (Warren, 1989). دولومیتی شدن در برش شرف به صورت دولومیکرایت و به میزان محدود و به صورت بلور منفرد جانیشینی قابل مشاهده است (شکل ۶-الف و ب).

—سازند شمشک در پایین: این سازند در مجموع از یک ردیف سنگ‌های آواری و عمدتاً از تناوب شیل‌های رسی و ماسه سنگ‌های سبز رنگ تشکیل شده است. بالاترین لایه‌های این سازند تا حدود زیادی هوازده و اکسید شده‌اند. حدود ۵ متر زیر این سطح یک کنگلومرا به ستبرای کمتر از ۱ متر وجود دارد که اجزای آن تماماً از دانه‌های چرت و کوارتز با منشأ دگرگونی است. این افق به احتمال زیاد مربوط به پیشروی دریای باژوسین بالایی پس از رویداد سیمین میانی است (Seyed- Emami and Alavi, 1990 و آقائباتی، ۱۳۷۱).

—سازند لار در بالا: در کوه شرف از سنگ‌آهک‌های مطبق چرت‌دار با تناوبی از مارن ساخته شده است که در بخش بالایی به سنگ‌آهک‌های ستبر لایه و توده‌ای تبدیل می‌گردد. مرز پایینی سازند دلیچای با سازند شمشک به صورت ناپیوسته از نوع فراسایشی و مرز بالای این سازند با سازند لار تدریجی است و در محل حذف لایه‌های مارنی و آغاز لایه‌های چرت‌دار سازند لار انتخاب می‌شود.

۴-۴. فرایندهای دیاژنتیکی سازند دلیچای در برش شرف

۴-۱. سیمانی شدن (Cementation)

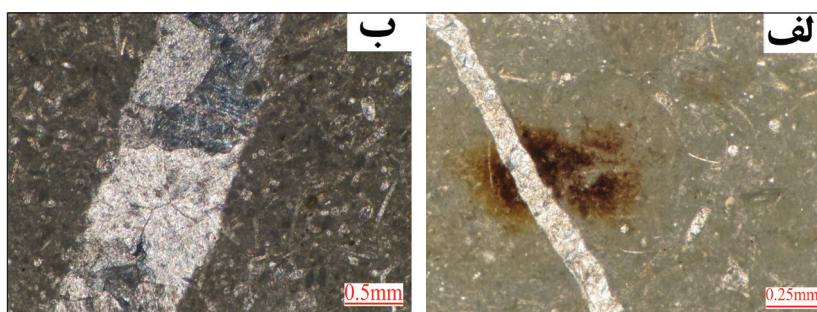
سیمانی شدن از فرایندهای اصلی دیاژنتیکی می‌باشد و در جایی که مقدار زیادی از سیال درون حفره‌ای به حد فوق اشباع برسد انجام می‌شود. مطالعات پتروگرافی بر روی نمونه‌های سازند دلیچای نشانگر آن است که فرایند سیمانی شدن در این برش به گونه‌ای است که بیشتر زمینه از میکرایت می‌باشد و هیچ نوع زمینه سیمانی مشاهده نمی‌شود و سیمان محدود به چند نمونه از ابتدای برش است (شکل ۳). در برش شرف تنوع سیمان‌ها کم بوده و به انواع بلوکی و رگه‌ای محدود می‌شود.

۴-۲. تراکم مکانیکی (Mechanical Compaction)

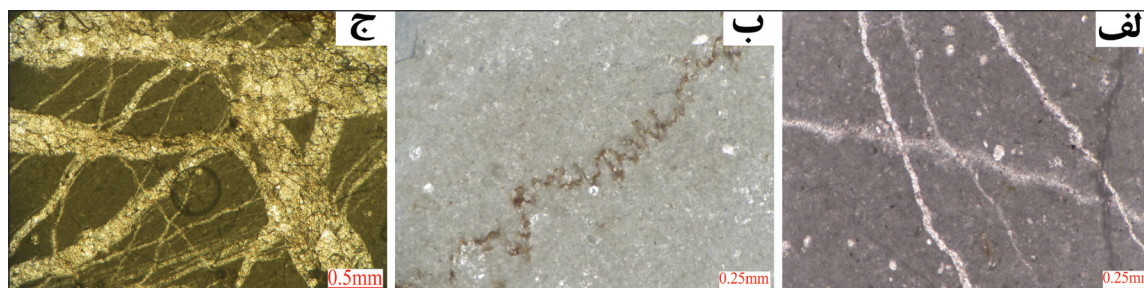
در برش شرف به دلیل تراکم بسیار کم آلومک و گل پشیمان بودن سنگ‌ها، این نوع تراکم به صورت محدود قابل مشاهده است و این نوع فشردگی در تاریخچه دیاژنتیکی این برش از اهمیت چندانی برخوردار نیست.

۴-۳. تراکم شیمیایی (Chemical Compaction)

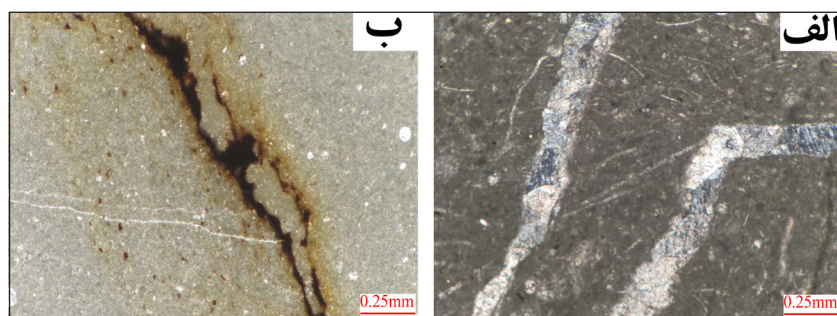
فشردگی شیمیایی یا انحلال فشاری (Pressure Dissolution) فرایندی است که در نتیجه افزایش انحلال‌پذیری دانه‌ها و رسوبات در نتیجه فشار وزن روباره یا



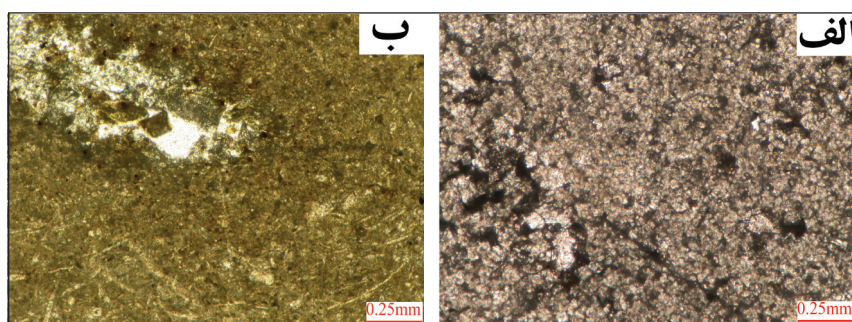
شکل ۳- سیمان‌های سازند دلیچای در برش شرف. الف) نمایی از سیمان رگه‌ای حفره‌پرکن - نور معمولی (PPL)؛ ب) نمایی از سیمان بلوکی که یک رگه را پر کرده است - نور پلاریزان (XPL).



شکل ۴- انواع تراکم در برش شرف. الف) نمایی از شکستگی‌های کوچک مقیاس - نور معمولی (PPL)؛ ب) نمایی از استیلولیت - نور معمولی (PPL)؛ ج) نمایی از شکستگی‌های چندین مرحله‌ای که همدیگر را قطع کرده‌اند - نور معمولی (PPL).



شکل ۵- انواع تخلخل در برش شرف. الف) نمایی از تخلخل کانالی که توسط سیلیس پر شده است- نور پلاریزان (XPL)؛ ب) نمایی از تخلخل حاصل از شکستگی که توسط اکسید آهن پر شده است- نور معمولی (PPL).



شکل ۶- دولومیتی شدن در برش شرف. الف) دولومیتی شدن (دولومیکرایت) - نور معمولی (PPL)؛ ب) دولومیتی شدن - نور معمولی (PPL).

۵- بررسی‌های ژئوشیمیایی

طول زمان و بر اثر فرایندهای دیاژنتیکی، کانی‌های ناپایدار آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم به کانی پایدار دیاژنتیکی کلسیت کم‌مینیزیم تبدیل می‌شوند. در این صورت تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها امری بسیار مشکل است. جدول‌های ۱ و ۲ به ترتیب مقادیر عنصری و ایزوتوپی سازند دلیچای در برش شرف را نشان می‌دهند.

کانی‌های اصلی کربناته‌ای که در آب دریا تشکیل می‌شوند بیشتر از نوع آراگونیت، کلسیت پرمینیزیم (در آب‌های کم‌ژرفا و گرم حاره‌ای) و کلسیت کم‌مینیزیم (در آب‌های ژرف و سرد) هستند. بررسی‌های مختلف نشان دادند که این کانی‌ها با تغییر دما، میزان عناصر Ca و Mg موجود در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک (PCO_2) تغییر می‌کنند (Veizer, 1983, Rao, 1996). همچنین در

جدول ۱- مقادیر عنصری سازند دلیچای در برش شرف.

Element Sample No.	Ca %	Mg %	Sr ppm	Na ppm	Mn ppm	Fe ppm	Sr/Na	Sr/Ca	Sr/Mn
10	34	3.6	326	1484	749	1260	0.22	9.59	0.44
16	35	3.0	292	1261	651	5600	0.23	8.34	0.45
20	35	3.6	190	1120	302	8400	0.17	5.43	0.63
23	27	4.8	183	890	242	9000	0.21	6.78	0.76
25	30	3.6	200	830	214	7700	0.24	6.67	0.93
30	30	4.2	202	816	260	9000	0.25	6.73	0.78
39	35	4.2	202	890	505	7000	0.23	5.77	0.40
40	36	4.2	281	964	609	4900	0.29	7.81	0.46
43	35	4.2	281	964	505	4200	0.29	8.03	0.56
46	37	3.0	270	964	430	3500	0.28	7.30	0.63
47	37	3.0	270	964	430	4200	0.28	7.30	0.63
51	37	4.2	298	964	415	4200	0.31	8.05	0.72

ادامہ جدول ۱

Element Sample No.	Ca %	Mg %	Sr ppm	Na ppm	Mn ppm	Fe ppm	Sr/Na	Sr/Ca	Sr/Mn
53	35	3.6	270	964	430	5600	0.28	7.71	0.63
55	37	3.6	270	964	410	5600	0.28	7.30	0.66
59	37	3.0	243	964	350	3500	0.25	6.57	0.69
63	35	4.2	255	964	358	6300	0.26	7.29	0.71
66	35	4.8	255	964	361	6300	0.26	7.29	0.71
69	37	3.6	320	964	228	3500	0.33	8.65	1.40
70	38	3.0	343	890	228	2800	0.39	9.03	1.50
73	38	3.6	344	890	228	2800	0.39	9.05	1.51
75	38	3.6	344	964	148	2000	0.36	9.05	2.32
76	38	3.0	366	964	130	2000	0.38	9.63	2.82
77	38	3.0	366	890	130	2000	0.41	9.63	2.82
79	38	3.0	400	890	130	1400	0.45	10.53	3.08
80	38	3.0	400	890	152	2000	0.45	10.53	2.63
84	38	3.6	360	964	193	1400	0.37	9.47	1.87
85	38	3.6	360	964	193	2000	0.37	9.47	1.87
90	37	4.2	360	964	193	3500	0.37	9.73	1.87
91	37	3.6	360	964	193	2800	0.37	9.73	1.87
95	38	3.6	380	890	350	2800	0.43	10.00	1.09
96	38	4.2	380	890	350	2800	0.43	10.00	1.09
98	38	3.6	380	890	360	3500	0.43	10.00	1.06
101	38	4.2	416	890	366	7000	0.47	10.95	1.14
104	38	4.2	420	890	340	7000	0.47	11.05	1.24
108	38	4.2	360	890	193	6300	0.40	9.47	1.87
109	38	4.2	360	890	193	6300	0.40	9.47	1.87
113	38	3.0	296	816	130	2000	0.36	7.79	2.28
114	38	3.0	296	816	130	2000	0.36	7.79	2.28
116	37	3.0	296	816	130	9000	0.36	8.00	2.28
118	38	3.0	360	964	193	2800	0.37	9.47	1.87
122	38	3.0	340	964	91	3500	0.35	8.95	3.74
123	38	3.0	345	1929	91	2800	0.18	9.08	3.79
125	38	3.6	345	816	130	3500	0.42	9.08	2.65
126	38	3.6	340	742	135	3500	0.46	8.95	2.52
127	38	5.4	226	742	145	3500	0.30	5.95	1.56
128	38	4.2	226	742	140	2800	0.30	5.95	1.61
131	38	2.4	226	742	130	2000	0.30	5.95	1.74
132	38	2.4	226	742	130	2000	0.30	5.95	1.74
134	38	3.6	310	816	140	3500	0.38	8.16	2.21
149	35	3.6	310	816	538	4800	0.38	8.86	0.58

جدول ۲- مقادیر ایزوتوپی سازند دلیچای در برش شرف.

Sample No.	Height (nA)	Weight (mg)	$d^{13}C_{\text{raw}}$	$d^{18}O_{\text{raw}}$	$d^{13}C_{\text{VPDB}} [‰]$	$d^{18}O_{\text{VPDB}} [‰]$	$d^{18}O_{\text{SMOW}} [‰]$
S-43	7.39	0.52	3.21	-3.63	3.04	-3.30	27.46
S-47	3.22	0.29	3.70	-2.98	3.54	-2.62	28.16
S-55	5.68	0.51	3.49	-4.06	3.33	-3.75	27.00
S-63	3.59	0.25	2.78	-3.53	2.61	-3.19	27.57
S-75	8.69	0.65	2.50	-5.12	2.32	-4.86	25.85
S-77	5.18	0.35	3.01	-4.26	2.84	-3.96	26.78
S-84	3.69	0.28	2.46	-4.73	2.28	-4.45	26.28
S-91	8.71	0.61	2.36	-4.63	2.18	-4.34	26.38
S-96	7.47	0.56	2.48	-3.23	2.30	-2.88	27.89
S-98	6.92	0.48	2.77	-5.11	2.60	-4.85	25.86
S-104	6.49	0.46	2.53	-4.69	2.35	-4.41	26.32
S-108	8.08	0.53	2.71	-4.52	2.54	-4.22	26.51
S-113	6.75	0.48	2.87	-3.77	2.70	-3.44	27.31
S-122	3.48	0.34	2.92	-3.14	2.75	-2.78	27.99
S-126	5.55	0.62	1.77	-5.02	1.58	-4.75	25.96
S-128	8.23	0.51	2.75	-2.86	2.57	-2.49	28.29
S-131	7.57	0.58	2.05	-4.24	1.86	-3.94	26.80
S-134	12.33	0.88	1.61	-4.31	1.42	-4.00	26.73

۶- بررسی کانی‌شناسی اولیه سنگ آهک‌های سازند دلیچای

۶-۱- عناصر اصلی و فرعی

– **استرانسیم:** تغییرات Sr در نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Milliman, 1974). این مقدار در نمونه‌های کل کربناته (bulk carbonate) مناطق معتدله بین ۱۶۰۰ تا ۵۰۰۰ پی‌پی‌ام (به طور متوسط ۳۲۵۰ پی‌پی‌ام) است (Rao and Adabi, 1992). مقدار Sr در آراگونیت بیشتر از کلسیت است زیرا کاتیون‌های بزرگتر از Ca (مثل Na, Sr) ترجیحاً در شبکه باز اورتورومبیک آراگونیت جایگزین می‌شوند. ماکزیمم مقدار Sr که می‌تواند در شبکه کلسیت غیرزیستی (abiotic calcite) وارد شود معمولاً ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است (Veizer, 1983).

میزان استرانسیم در نمونه‌های سنگ‌آهکی سازند دلیچای در برش شرف در محدوده ۱۸۳ تا ۴۲۰ پی‌پی‌ام در تغییر است. مقادیر Sr در این نمونه‌ها کمتر از مقادیر استرانسیم عهد حاضر است که می‌تواند ناشی از تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه دیاژنز متاوریکی باشد (Adabi and Rao, 1991). در شکل ۷ بر اساس مقادیر Na و Sr محدوده‌های آب‌های گرم آراگونیتی عهد حاضر با بالاترین مقدار Sr و Na، محدوده سنگ‌آهک‌های سرد نیمه قطبی پرمین تاسمانیا، محدوده سنگ‌آهک‌های کربناته معتدله عهد حاضر، محدوده آراگونیتی مزدوران و گوردون تاسمانیا و محدوده سنگ‌آهک‌های دلیچای مراغه (آدابی و ابرقانی، ۱۳۸۰) و محدوده سنگ‌آهک‌های فهلان به سن کرتاسه (Adabi et al., 2010) مشخص شده است. ترسیم مقادیر Sr در برابر Na، یکی از ابزارهای تمایز ریزرخساره‌های حاره‌ای از غیر حاره‌ای می‌باشد (Winefield et al., 1996). چنانچه مشاهده می‌شود نمونه‌های سنگ‌آهکی سازند دلیچای در محدوده آراگونیتی سازند دلیچای واقع در برش مراغه به دلیل ترکیب کانی‌شناسی مشابه قرار گرفته است (شکل ۷).

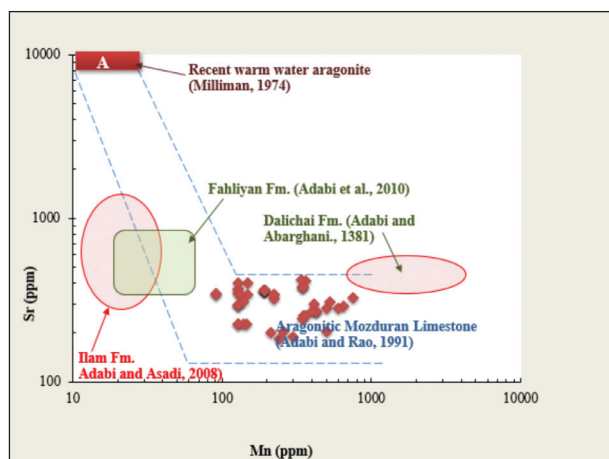
– **سدیم:** مقادیر سدیم در نمونه‌های سنگ‌آهکی سازند دلیچای بین ۷۴۲ تا ۱۹۲۹

پی‌پی‌ام در نوسان است. تمرکز سدیم در نهشته‌های رسوبات کربناته عهد حاضر در ارتباط با درجه شوری، تفریق بیوشیمیایی، آثار جنبشی، کانی‌شناسی و عمق آب است (Milliman, 1974; Winefield et al., 1996). تغییرات سدیم در نهشته‌های آراگونیتی عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام است (Milliman, 1974; Adabi and Rao, 1991). کاهش مقادیر سدیم در نمونه‌های مورد بررسی در مقایسه با کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر به دلیل تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی غیردریایی است (آدابی، ۱۳۹۰).

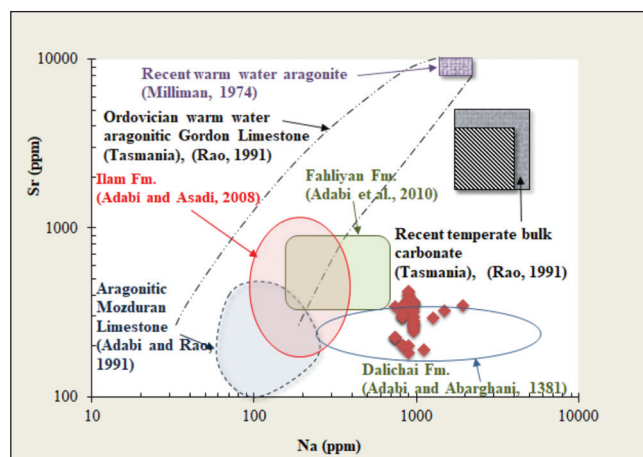
– **منگنز:** دامنه تغییرات منگنز در سازند دلیچای بین ۹۱ تا ۷۴۹ پی‌پی‌ام در نوسان است. در شکل ۸ تغییرات Sr در برابر Mn رسم شده است و ملاحظه می‌شود که نمونه‌ها در محدوده آراگونیتی سنگ‌آهک‌های مزدوران واقع شده‌اند. دامنه تغییرات Mn حاکی از تاثیر سیالات دیاژنتیکی است. در نهشته‌های آراگونیتی عهد حاضر مقادیر Mn و Fe کمتر از ۵۰ پی‌پی‌ام است (Milliman, 1974).

– **نسبت Sr/Ca:** براساس نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان روند دیاژنز در سیستم‌های باز و بسته را تعیین کرد. در شکل ۹ محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم‌منیزیم (LMC) توسط Brand and Veizer (1981) مشخص شده است.

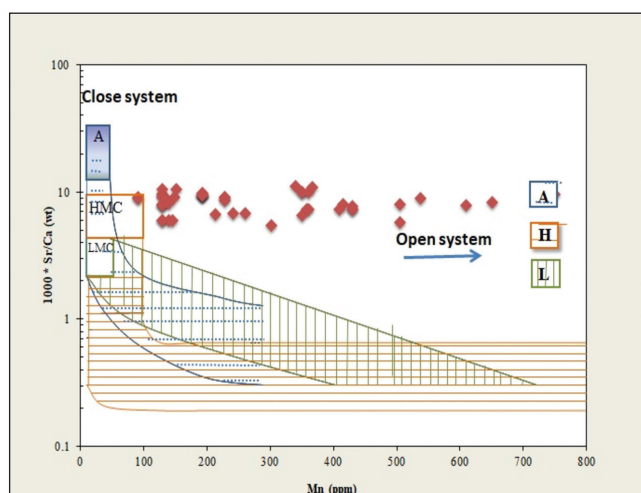
در سیستم دیاژنتزی باز با افزایش برهم‌کنش آب با سنگ میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد. در سیستم‌های دیاژنتیکی نیمه بسته به ویژه بسته (closed diagenetic system) که فعل و انفعالات آب به سنگ کم می‌باشد نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنتزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. عموماً کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بسته بودن سیستم است. نمونه‌های سازند دلیچای به دلیل کمبود مقادیر Mn و کاهش نسبت Sr/Ca بیشتر تحت تاثیر دیاژنز غیردریایی در یک محیط نیمه‌بسته تا باز قرار گرفته‌اند.



شکل ۸- ترسیم روند تغییرات Sr در برابر Mn در نمونه‌های سنگ آهکی سازند دلیچای در برش شرف. قرارگیری نمونه‌ها در محدوده سازند مزدوران به دلیل شباهت کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. بالا بودن مقادیر Mn در سنگ آهک‌های سازند دلیچای مراغه به دلیل تاثیر بیشتر سیالات دیاژنتیکی و دگرسانی بیشتر این سنگ آهک‌ها می‌باشد.



شکل ۷- ترسیم روند تغییرات Sr در برابر Na در نمونه‌های سنگ آهکی سازند دلیچای در برش شرف. با توجه به محدوده‌های تعیین شده اغلب نمونه‌های سنگ آهکی سازند دلیچای در محدوده سازند دلیچای مراغه (آدابی و ابرقانی، ۱۳۸۰) به دلیل کانی‌شناسی آراگونیتی و شرایط دیاژنتیکی مشابه قرار گرفته‌اند.



شکل ۹- ترسیم روند تغییرات $\left(\frac{Sr}{Ca}\right)$ در برابر Mn در برش شرف. با توجه به محدوده‌های تعیین شده توسط Brand and Veizer (1981) نمونه‌های سنگ آهکی سازند دلیچای تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی در یک سیستم نیمه‌بسته تا باز قرار گرفته‌اند.

۷- تشخیص محیط دیاژنتیکی با استفاده از اطلاعات عنصری و ایزوتوپی

Winefield et al. (1996) از تلفیق اطلاعات عنصری توانسته‌اند از روی شیب رگرسیون خطی روندهای مثبت و منفی عناصر درمقابل عناصر را تعیین نموده و بر این اساس محیط‌های دیاژنتیکی را از یکدیگر تفکیک نمایند. با ترسیم خلاصه‌ای از ماتریکس عنصری برای سازند دلیچای در برش شرف مشاهده می‌شود که ۴ علامت از ۶ علامت ماتریکس عنصری (شکل ۱۰) با علائم ماتریکس عنصری مربوط به دیاژنز تدفینی مشابه می‌باشد.

۶-۲. ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

با استفاده از بررسی ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ می‌توان اطلاعات ارزشمندی پیرامون دمای محیط رسوب‌گذاری، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژنز در محیط دیاژنتیکی، شوری، میزان دگرسانی، سرعت رشد و یا سرعت رسوب‌گذاری به دست آورد و کربنات‌های نواحی مختلف را از یکدیگر تفکیک کرد (Marshall, and Ashton, 1980; Rao, 1996; Adabi et al., 2016). تغییرات ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ برای سنگ آهک‌های دلیچای از ۲/۴۹‰ تا ۴/۸۶‰ و تغییرات ایزوتوپی کربن ۱۳ برای سنگ آهک‌های دلیچای از ۱/۴۲‰ تا ۳/۵۴‰ در تغییر می‌باشد.

Mg	Na	Fe	Sr	Mn	
					Mg
		+	+	+	Na
			-	+	Fe
				-	Sr
					Mn

شکل ۱۰- خلاصه‌ای از ماتریکس عنصری مربوط به نمونه‌های سنگ آهکی سازند دلیچای در برش شرف که تحت تاثیر عمده دیاژنز تدفینی می‌باشد.

شده توسط Anderson & Arthur (1983) استفاده شده است که به صورت زیر بیان می‌شود:

$$T^{\circ}\text{C} = 16.0 - 4.14(\delta_{\text{C}} - \delta_{\text{w}}) + 0.13(\delta_{\text{C}} - \delta_{\text{w}})^2$$

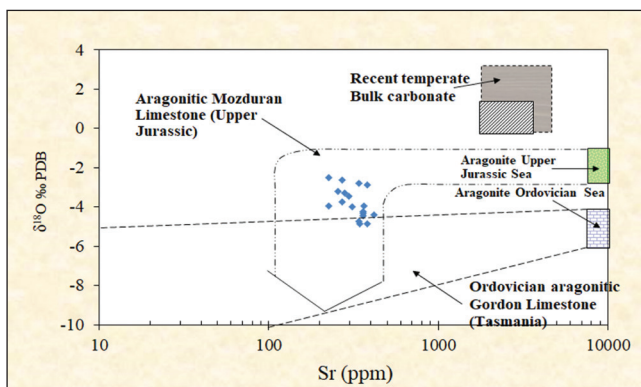
در این فرمول T درجه حرارت بر حسب سانتیگراد، δ_{C} محتوای ایزوتوپ اکسیژن نمونه در ۲۵ درجه سانتی گراد بر حسب PDB و δ_{w} محتوای ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان ته‌نشست کلسیت می‌باشد که بر حسب واحد SMOW بیان می‌شود. مقدار δ_{w} برای آب‌های دریایی عهد حاضر برابر با صفر در نظر گرفته می‌شود؛ اما مقدار δ_{w} در دوره‌های مختلف متفاوت و برای ژوراسیک در حدود ۱/۲% - در نظر گرفته می‌شود (Anderson & Arthur, 1983).

دمای محاسبه شده برای سنگ آهک‌های سازند دلیچای در برش شرف، برابر با ۳۲/۹ درجه سانتی گراد می‌باشد. همانگونه که در بخش‌های پیشین عنوان شد این کربنات‌ها تحت تاثیر انواع فرایندهای دیاژنز غیر دریایی قرار گرفته‌اند. در نتیجه مقدار ایزوتوپ اکسیژن و کربن آنها تخلیه شده و بنابراین محاسبه دما مقادیر بیشتری را نسبت به مقدار واقعی دمای رسوبی در زمان تشکیل نشان می‌دهد. محتوای بسیار بالای Fe (۹۰۰-۱۴۰۰ ppm) و محتوای کم Mn (۷۹۴-۹۱ ppm) به همراه مقادیر کم Na (۱۹۲۹-۷۴۲ ppm) نیز این نظر را تقویت می‌نمایند که این دما مربوط به دمای واقعی محیط رسوب گذاری نبوده و نشانگر دمای دیاژنتیکی در محیط تدفینی کم عمق (very shallow burial) می‌باشد.

۹- تغییرات Sr در برابر ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

تغییرات Sr در شکل ۱۲ در برابر ایزوتوپ اکسیژن و در شکل ۱۳ در برابر ایزوتوپ کربن ترسیم شده‌اند. در این شکل‌ها محدوده نمونه‌های کل کربناته معتدله عهد حاضر، محدوده دریای ژوراسیک فوقانی با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی همراه با محدوده سازند مزدوران با ترکیب آراگونیتی، محدوده آراگونیتی دریای اردوویسین و نیز محدوده آراگونیتی سازند گوردون تاسمانیا مقایسه شده است (Adabi, 1996). چنانکه ملاحظه می‌شود اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کانی‌شناسی آراگونیتی مزدوران واقع شده‌اند.

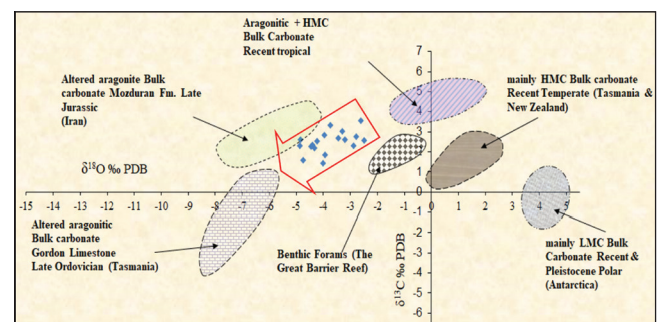
تغییرات ایزوتوپی در کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدله یکنواخت بوده زیرا این کربنات‌ها منشأ دریایی دارند. کربنات‌های سازند دلیچای به دلیل دگرسانی کم و ترکیب کانی‌شناسی مشابه، در محدوده آراگونیت‌های مزدوران قرار می‌گیرند (Adabi, 1996).



شکل ۱۲- تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در برابر Sr سازند دلیچای در برش شرف. همان‌گونه که مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده کانی‌شناسی آراگونیتی و در امتداد محدوده آراگونیتی دریای ژوراسیک فوقانی قرار گرفته‌اند (آدابی، ۱۳۹۰).

روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های سازند دلیچای برش شرف حاکی از تاثیر دیاژنز تدفینی است (شکل ۱۱). معمولاً تغییرات نسبتاً وسیع در مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و تغییرات ناچیز در مقادیر ایزوتوپ کربن حاکی از تاثیر فرایند دیاژنز تدفینی بر روی نمونه‌ها است (آدابی، ۱۳۹۰).

علت تغییرات ناچیز در مقادیر ایزوتوپ کربن در مدل ایزوتوپی تدفینی به این دلیل است که ایزوتوپ کربن عمدتاً از سنگ‌های آهکی میزبان نتیجه می‌شود. همچنین تفریق ایزوتوپی کمتری بین نسبت ایزوتوپ کربن ۱۳ به ایزوتوپ کربن ۱۲ با افزایش دما در مقایسه با نسبت اکسیژن ۱۸ به ایزوتوپ اکسیژن ۱۶ وجود دارد، لذا در دیاژنز تدفینی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن دارای یک روند خطی مایل می‌باشند (Lohmann, 1988).

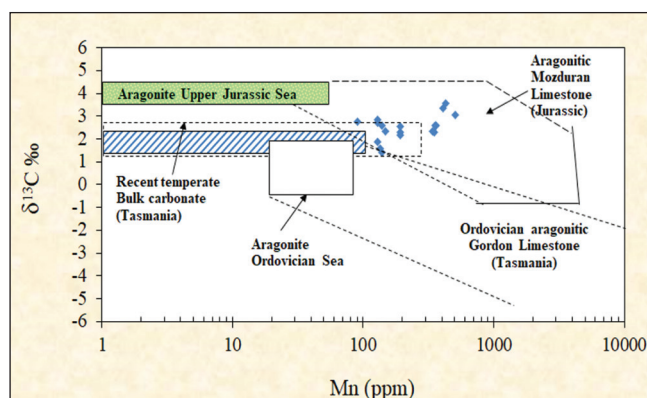


شکل ۱۱- نمودار تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ در برابر تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ سازند دلیچای در برش شرف. روند مایل تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن حاکی از تاثیر دیاژنز تدفینی در یک محیط کم عمق (shallow burial) است (آدابی، ۱۳۹۰).

۸- تعیین دما

معمولاً سنگین‌ترین ایزوتوپ نشانگر دمای محیط رسوبی و سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن نشانگر دمای دیاژنتیکی است (Adabi, 1996). معادلات مختلفی برای تعیین دما با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن ارائه شده‌اند که در این مطالعه از معادله ارائه

مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ دارای تغییرات یکنواختی در محدوده تغییرات Mn در سنگ آهک‌های نواحی معتدل تاسمانیا می‌باشد اما مقدار آن در سنگ آهک‌های آراگونیتی ژوراسیک مزدوران و سنگ آهک‌های آراگونیتی اردووسین گروه گوردون (Gordon) بسته به فرایندهای دیاژنتیکی متغیر بوده و مقدار آن با افزایش مقدار Mn در نتیجه تاثیر دیاژنز غیردریایی سبک‌تر می‌شود (Adabi, 1996). رسم تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقابل Mn در نمونه‌های کربناته نشانگر آن است که همه نمونه‌ها در محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی ژوراسیک فوقانی سازند مزدوران قرار می‌گیرند و بسیار نزدیک به محدوده $\delta^{13}C$ آراگونیت‌های دریایی ژوراسیک فوقانی به دلیل دگرسانی کمتر می‌باشند (شکل ۱۵).



شکل ۱۵- تغییرات $\delta^{13}C$ در برابر Mn سازند دلیچای در برش شرف. ترسیم محدوده سنگ آهک‌های سازند مزدوران همراه با محدوده‌های مربوط به نمونه‌های کربناته مناطق معتدله عهد حاضر، نمونه‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا، آراگونیت‌های دریایی ژوراسیک فوقانی و دریای آراگونیتی اردووسین نشان می‌دهد که در نمونه‌های آراگونیتی سازند دلیچای تغییرات مقدار Mn بسیار نزدیک به محدوده آراگونیت‌های دریایی ژوراسیک فوقانی است و به تغییرات $\delta^{13}C$ بستگی ندارد (آدابی، ۱۳۹۰).

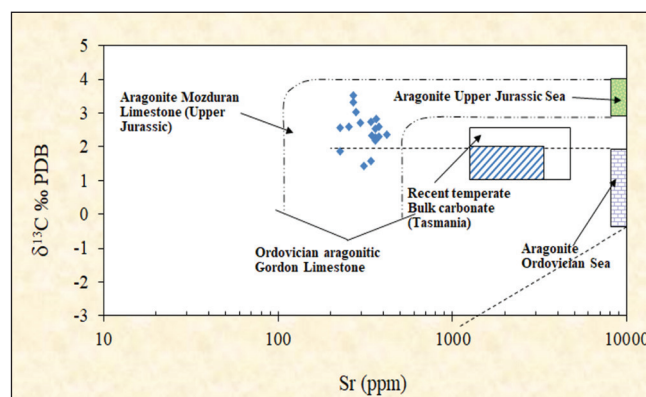
۱۱- تغییرات سدیم در برابر ایزوتوپ اکسیژن و کربن

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در بیشتر نمونه‌های سازند دلیچای در نزدیکی محدوده ایزوتوپی آراگونیت‌های ژوراسیک فوقانی با حداقل درجه دگرسانی قرار دارد. این امر حاکی از این است که این نمونه‌ها احتمالاً کمتر دستخوش فرایندهای دیاژنز غیردریایی قرار گرفته‌اند. ترسیم مقادیر Na در مقابل $\delta^{18}O$ همچنین نشان می‌دهد که تعدادی از نمونه‌های سازند دلیچای به علت ترکیب کانی‌شناسی مشابه در محدوده سنگ‌های کربناته آراگونیتی گوردون تاسمانیا قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶).

تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقابل سدیم در کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدله یکنواخت بوده زیرا این کربنات‌ها دارای منشأ دریایی هستند. در کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران به دلیل تاثیر فرایندهای غیردریایی مقادیر Na با کاهش مقادیر $\delta^{13}C$ کاهش می‌یابد (Adabi and Rao, 1991). کربنات‌های سازند دلیچای به دلیل دگرسانی کم و مینرالوژی مشابه، در محدوده آراگونیت‌های مزدوران قرار می‌گیرند (شکل ۱۷).

۱۲- تغییرات عناصر فرعی (Sr, Sr/Na, Sr/Ca) جهت تشخیص مرز بین سازندها

Sr یکی از عناصر مفید در مطالعه کربنات‌ها است. برخی از پژوهشگران مانند Winefield et al. (1996) پیشنهاد می‌کنند که نسبت Sr/Na به

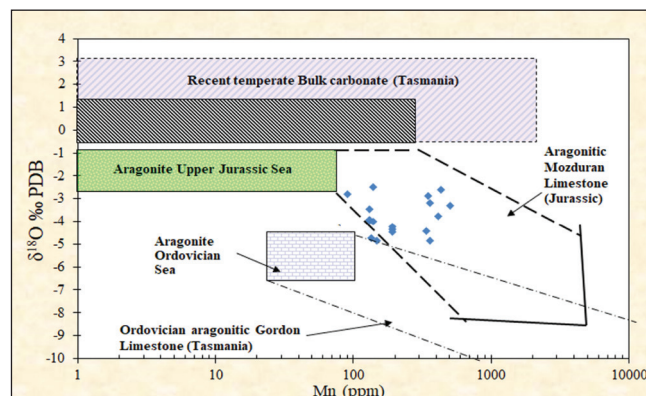


شکل ۱۳- تغییرات $\delta^{13}C$ در برابر Sr سازند دلیچای در برش شرف. تغییرات مقادیر Sr برابر $\delta^{13}C$ بسیار ناچیز است زیرا فرایندهای دیاژنتیکی تاثیر بسیار ناچیزی روی ایزوتوپ کربن دارد (آدابی، ۱۳۹۰).

۱۰- تغییرات Mn در برابر ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

مقدار Mn در کربنات‌ها وابسته به شرایط اکسیداسیونی و احیایی محیط دیاژنتیکی می‌باشد. در شرایط اکسیداسیونی تنها مقدار کمی از Mn می‌تواند وارد شبکه کربنات‌ها شود، در صورتی که تحت شرایط نیمه احیایی تا احیای کامل مقادیر زیادتری Mn وارد شبکه کربنات‌ها می‌شود (Adabi and Rao, 1991). تمرکز Mn همچنین با کاهش عمق آب و یا افزایش مسافت از ساحل (یعنی کاهش مواد آواری) کاهش می‌یابد. از آنجا که مقادیر Mn در بیشتر نمونه‌ها بیش از ۲۰۰ پی‌پی‌ام است، می‌توان چنین نتیجه گرفت که یک شرایط نیمه هوازی یا نیمه احیایی بر محیط دیاژنتیکی حاکم بوده است.

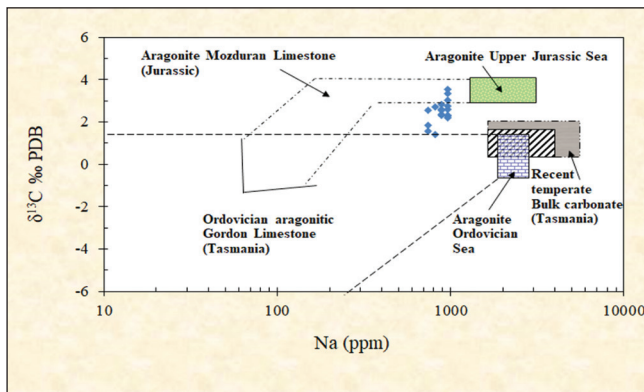
رسم تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل منگنز (شکل ۱۴) در نمونه‌های سنگ آهکی سازند دلیچای نشانگر آن است که همه نمونه‌ها در محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی ژوراسیک فوقانی سازند مزدوران و دور از محدوده سنگ آهک‌های مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا قرار می‌گیرند. این شکل همچنین نشان دهنده افزایش مقدار Mn همزمان با سبک‌تر شدن ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ است که این نشان دهنده فرایند دگرسانی یا تاثیر دیاژنز غیردریایی است.



شکل ۱۴- تغییرات $\delta^{18}O$ در برابر Mn سازند دلیچای برش شرف. در سازند دلیچای در مقایسه با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های نواحی معتدل عهد حاضر و سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون (Gordon) در تاسمانیا (Rao, 1990) و محدوده کربنات‌های آراگونیتی ژوراسیک فوقانی سازند مزدوران (Adabi, 1996) همان‌گونه که مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار دارند (آدابی، ۱۳۹۰).

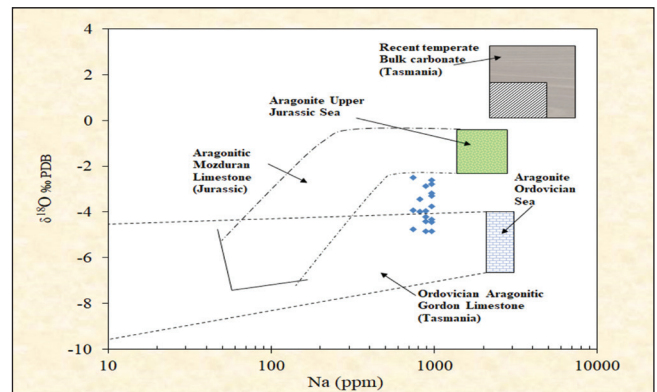
تشکیل این دو سازند باشد. از این رو، به خوبی می‌توان مرز بین این دو سازند را تعیین نمود.

چنانچه مشاهده می‌شود سازند دلیچای و لار به دلیل تغییرات فیزیکوشیمیایی حاکم بر محیط دارای مقادیر متفاوتی از عناصر فرعی هستند، و یک تغییرات مشخصی (shift) در مرز این دو سازند در ضخامت ۱۲۰۰ متری کاملاً مشخص است (شکل ۱۸).

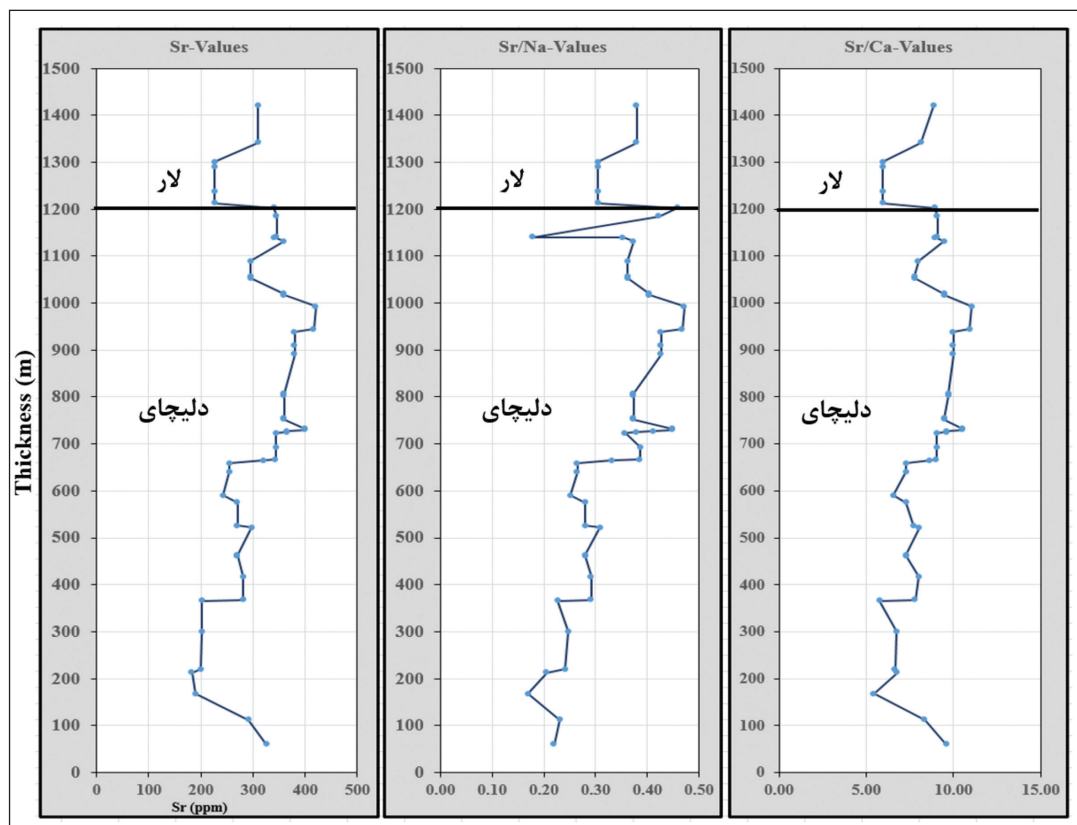


شکل ۱۷- تغییرات مقادیر $\delta^{13}C$ در برابر Na سازند دلیچای در برش شرف. ترسیم محدوده سنگ آهک های سازند مزدوران همراه با محدوده‌های مربوط به نمونه‌های کربناته مناطق معتدله عهد حاضر، نمونه‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا و محدوده‌های محاسبه شده مربوط به آراگونیت های دریایی ژوراسیک فوقانی و اردوئین. کربنات‌های سازند دلیچای به دلیل دگرسانی کم و ترکیب کانی‌شناسی مشابه، در محدوده آراگونیت‌های مزدوران قرار می‌گیرند (آدابی، ۱۳۹۰).

خوبی می‌تواند برای جداسازی رخساره‌ها و تفکیک مرز سازندها (Adabi and Asadi Mehmamdoti, 2008) مورد استفاده قرار گیرد. با قرار دادن تغییرات Sr و نیز نسبت آن با دو عنصر Ca و Na در امتداد ستون چینه‌شناسی به راحتی می‌توان سازند دلیچای و لار را از هم تفکیک کرد. چنانکه شکل ۱۸ نشان می‌دهد مقدار Sr و نیز تغییرات Sr/Ca، Sr/Na در مرزین سازند دلیچای و سازند لار کاملاً آشکار است که این می‌تواند دلیلی بر اختلاف ترکیب شیمیایی آب دریا در زمان



شکل ۱۶- تغییرات $\delta^{18}O$ در برابر Na در سازند دلیچای برش شرف. نمونه‌های سازند دلیچای در مقایسه با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های نواحی معتدل عهد حاضر و سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون (Gordon) در تاسمانیا (Rao, 1990) و محدوده کربنات‌های آراگونیتی ژوراسیک فوقانی سازند مزدوران (Adabi, 1996) ترسیم شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده آراگونیت‌های ژوراسیک فوقانی مزدوران و ترکیب کانی‌شناسی اولیه گوردون تاسمانیا قرار گرفته‌اند (آدابی، ۱۳۹۰).

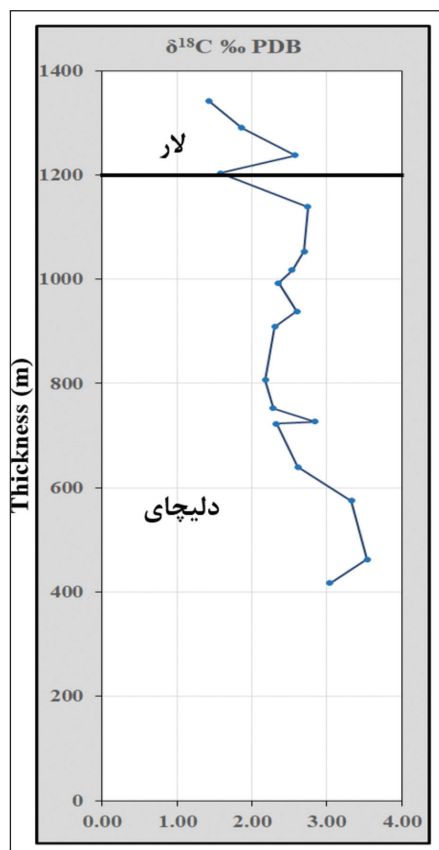


شکل ۱۸- تغییرات میزان Sr (A)، Sr/Ca (B) و Sr/Na (C). در این تصویر تغییرات این عناصر در محدوده ضخامت ۱۲۰۰ متری بسیار مشخص (sharp) است.

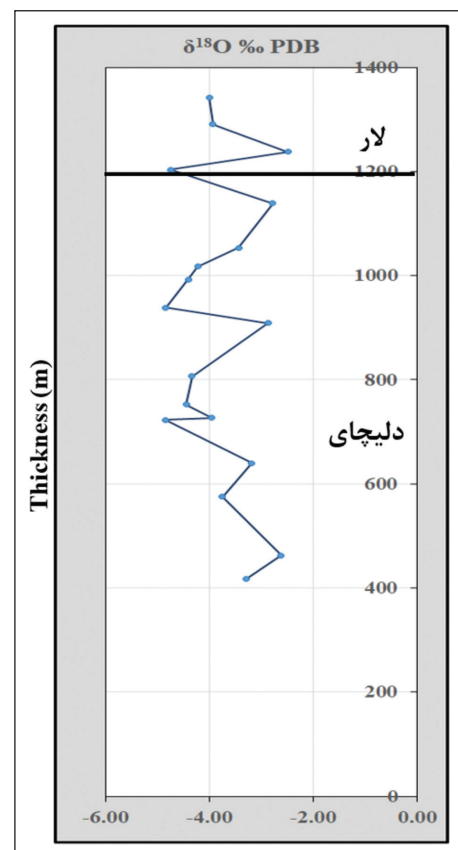
۱۳- ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

۱۳-۱. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در سازندهای دلیچای و لار

رسم تغییرات اکسیژن ۱۸ در مقابل ستبرای سازندهای دلیچای و لار نشانگر تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مرز بین دو سازند است. چنانکه ملاحظه می‌شود ایزوتوپ اکسیژن در سازند دلیچای تغییرات کمتری به ویژه در مرز سازند لار دارد (شکل ۱۹). در مرز سازند دلیچای و لار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ سبک‌ترین مقدار را دارد. این تغییرات باعث جداسازی این دو سازند از یکدیگر شده است. در تجزیه ایزوتوپی سعی شد که از نمونه‌های با حداقل دگرسانی یعنی نمونه‌هایی که خصوصیات اولیه دریایی خود را تا حدی حفظ کرده‌اند استفاده شود. تغییرات زیاد



شکل ۲۰- تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ در سازندهای دلیچای و لار. سبک‌تر شدن ایزوتوپ کربن در محدوده ستبرای ۱۲۰۰ متری باعث تفکیک و جدایی مرز این سازند با سازند لار شده است. این تغییر ناگهانی (shift) ایزوتوپ کربن می‌تواند به دلیل تاثیر فرایند دیاژنز غیردریایی باشد.



شکل ۱۹- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در سازندهای دلیچای و لار. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن بین دو سازند لار و دلیچای کاملاً مشهود است. سبک‌تر بودن ایزوتوپ اکسیژن در سازند لار در مقایسه با سازند دلیچای مرز بین این دو سازند را در محدوده ستبرای ۱۲۰۰ متری تعیین نموده است.

۱۴- نتیجه‌گیری

اولین واحد سنگی ژوراسیک میانی البرز، رسوبات سازند دلیچای است که به ویژه در دامنه جنوبی این کوه‌ها برونزد دارد. نهشته‌های این سازند در یک محیط دریایی نهشته شده است. سازند مارنی دلیچای نقش یک لایه راهنمای زودفرسای مایل به رنگ سبز دارد که ردیف‌های تیره‌رنگ زغالدار پایینی را از صخره‌های بلند فوقانی سازند لار جدا می‌کند. نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی در سازند دلیچای بیانگر آن است که این سازند دارای کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است ترسیم ایزوتوپ اکسیژن در مقابل کربن یک روند دیاژنز تدفینی کم عمق را

نشان می‌دهد. با توجه به تغییرات عناصر فرعی به ویژه نسبت Sr/Ca در برابر Mn و تغییرات $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ در کربنات‌های این سازند، می‌توان نتیجه گرفت که این کربنات‌ها تحت تاثیر دیاژنز غیردریایی در یک محیط نیمه بسته تا باز قرار گرفته‌اند. با توجه به تغییرات عنصر Sr، Sr/Ca، Sr/Na، مرز سازند دلیچای از لار به دلیل تغییرات فیزیوشیمیایی آب دریا و فرایندهای دیاژنتیکی در ستبرای ۱۲۰۰ متری تعیین گردید. تغییر ناگهانی ایزوتوپ اکسیژن و کربن در مرز بین دو سازند دلیچای و لار نیز محدوده ستبرای ۱۲۰۰ متری را مشخص نموده است و با تغییرات عناصر فرعی

فرایندهای دیاژنز متانوریک و تدفینی قرار گرفته‌اند در نتیجه مقدار ایزوتوپ اکسیژن و کربن آنها تخلیه شده و بنابراین محاسبه دما مقادیر بیشتری را نسبت به مقدار واقعی دمای رسوبی (با توجه به $\delta_{18} = -1/2\%$) در زمان تشکیل نشان می‌دهد.

جهت تعیین مرز بین این دو سازند همخوانی داشته و یکدیگر را تایید نموده‌اند. دمای محاسبه شده با استفاده از معادله (Anderson and Arthur (1983) برای سازند دلیچای در برش شرف ۳۲/۹ درجه سانتی گراد می‌باشد. این کربنات‌ها تحت تاثیر انواع

کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آرتین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳ صفحه.
 آدابی، م. ح.، ابرقانی، آ.، ۱۳۸۰- بررسی رخساره‌های سازند دلیچای (ژوراسیک میانی) و لار (ژوراسیک فوقانی) و کاربرد آنالیزهای ایزوتوپی و عناصر فرعی در تفکیک این دو سازند در شمال غرب مراغه، ایران، مجله علوم دانشگاه تهران. جلد ۲۷ شماره اول، صفحات ۵۲-۳۹.
 آقاباتی، ع.، ۱۳۷۱- معرفی رویداد زمین‌ساختی سیمین میانی (ژوراسیک میانی)، فصلنامه علوم زمین، سال دوم شماره ۶.

References

- Adabi, M.H., 1996- "Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonate, Unpubl. Ph. D. Thesis, Uni. Tasmania, Australia 400.
 Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, v. 72, p. 253-267. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90014-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90014-5).
 Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-e-Rashid area, Izeh, S.W. Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2008.01.002>.
 Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghobeishavi, A., 2010- Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), South-West Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 148-160. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2010.03.011>.
 Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2016- Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran) *Carbonates and Evaporites*, p. 1-17. <https://doi.org/10.1007/s13146-015-0242-9>.
 Alavi-Naini, M. and Hamed, A.R., 1972- Map 1:100000 Jam; Geological Survey of Iran.
 Anderson, T.F. and Arthur, M.A., 1983- Stable Isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems: in *Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course*, v. 10, Section 1.1-1.151. <https://doi.org/10.2110/scn.83.01.0000>.
 Brand, U. and Veizer, J., 1981- Chemical Diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable Isotopes: *Journal. Sed. Petrology*, v. 51, p. 987-997. <https://doi.org/10.1306/212f7df6-2b24-11d7-8648000102c1865d>.
 Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970- Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geology bulletin*, v. 54(2), p. 207-250. <https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
 Dickson, J.A.D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section, *Natures* v. 205, p. 287. <https://doi.org/10.1038/205587a0>.
 Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst: In *Paleokarst: New York, Springer-Verlag*, p. 58-80. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3748-8_3.
 Marshall, D.J. and Ashton, M., 1980- Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardgrounds in the Jurassic of eastern England. *Sedimentology*, v. 27(3), p. 271-289. <https://doi.org/10.1002/9781444304510.ch9>.
 Milliman, J.D., 1974- Recent Sedimentary Carbonates, Part 1, Springer-Verlag, Berlin, p. 375. https://doi.org/10.1007/978-3-642-65528-9_1.
 Rao, C.P., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes Gordon Group carbonate (Ordovician), Florentine Vally, Tasmania, Australia, *Sedimentary Geology*, v. 66, p. 83-97. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90008-h](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90008-h).
 Rao, C.P., 1996- Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, v. 11, p. 1-18. <https://doi.org/10.1007/bf03175781>.
 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, p. 249-272. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90019-e](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90019-e).
 Seyed- Emami, K. and Alavi, M., 1990- Bajocian Stage in Iran: Mem. Description. Carta Goel. Ital 40, p. 215-222.
 Veizer, J., 1983. Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates: In Reeder, R. J., (Eds), *Carbonates, Mineralogy and Chemistry. Reviews in Mineralogy*, Blacksburg, v. 11, p. 265-299. <https://doi.org/10.1515/9781501508134-012>.
 Warren, J. K., 1989- *Evaporite Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation*: Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall Advanced Reference Series, 285 p.
 Winefield, P.R., Nelson, C.S. and Hodder, A.P.W., 1996- Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, v.11, p. 19-31. <https://doi.org/10.1007/bf03175782>.

Primary mineralogy of Dalichai carbonate formation and separation of upper boundary with Lar formation based on geochemical studies in northeast of Semnan

E. Shahkaram¹, M. H. Adabi^{2*}, D. Jahani³ and S.H. Vaziri⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Professor, School of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁴ Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2019 June 14

Accepted: 2019 December 15

Abstract

The Dalichai Formation is the first rock unit of the Middle Jurassic in the Alborz sedimentary basin that has occurred in a marine environment. The boundary of the Dalichai formation with Shemshak Formation is erosional unconformable while it is concordant with Lar formation. Due to lithological similarity, the boundary of the Dalichai formation with the Lar formation is unclear. It is also very difficult to identify the primary carbonates mineralogy, due to the effects of diagenetic processes solely on the basis of petrographic studies. We studied a section of Sharaf mountain with a thickness of 1420m and 149 samples was studied. The study of the major and minor elements, the Oxygen and Carbon isotopes, and plotting of these values against each other represents that the Dalichai formation have had original aragonite mineralogy, and the nonmarine diagenesis have had the highest impact on them. Plotting the Sr/Ca ratio versus Mn value, shows that these carbonates are affected in a semi-closed to open diagenetic system. Using Sr, Sr/Na, Sr/Ca, Oxygen and Carbon isotopes, the boundary of this formation with the Lar Formation is recognized in thickness of 1200m. The diagenetic environment temperature for this section limestones is 32.9°C.

Keywords: Dalichai Formation, primary mineralogy, major and minorelements, Oxygen and Carbon isotopes, diagenesis

For Persian Version see pages 13 to 24

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