

تشخیص کانی‌شناسی اولیه و تعیین فرآیندهای دیاژنتیکی در سنگ آهک‌های سازند سلطانیه در برش نمونه با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی

علی‌اصغر ثیاب قدسی^(۱,*)، محمدحسین آدابی^(۲)، بهالدین حمدی^(۳)، عباس صادقی^(۴)

۱.

۲. دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۳.

۴. دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

چکیده

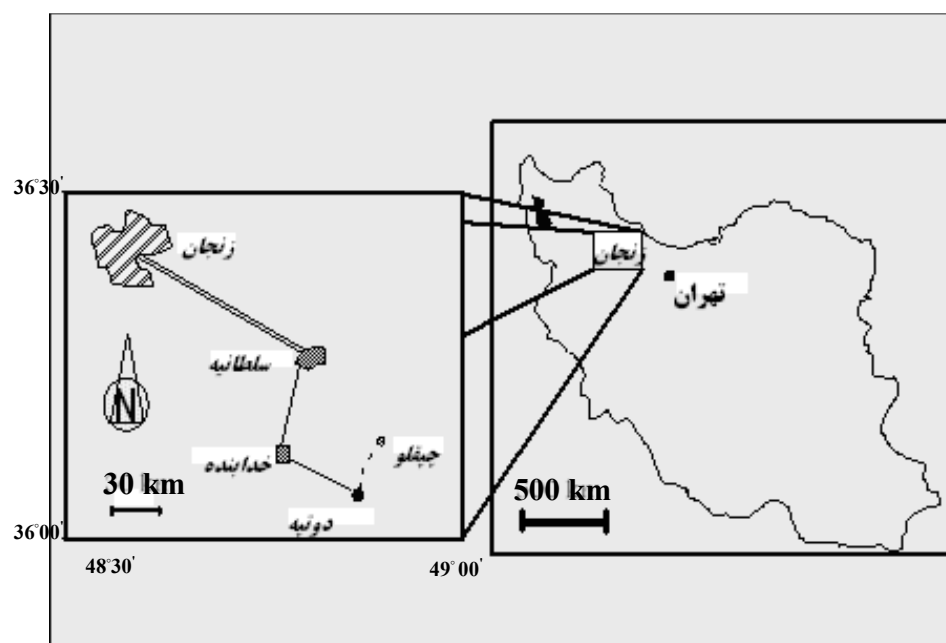
نهشته‌های سازند سلطانیه در جنوب خاوری زنجان به‌طور عمده از تناوب سنگ‌های کربناتی و شیل تشکیل شده است. سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه به‌طور عمده تحت تأثیر دیاژنومتئوریکی در یک سیستم باز قرار گرفته‌اند. با توجه به توزیع عناصر اصلی و فرعی و گستره ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن نهشته‌های آهکی سازند سلطانیه قابل مقایسه با سنگ‌آهک‌های مزدوران و گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی است. ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی در سنگ آهک‌های نئوپروتروزوئیک سایر نقاط جهان قبلاً توسط محققین دیگر تأیید شده است (Fairchild and Spiro, 1987). این مطالعات نشان می‌دهد که این سنگ آهک‌ها، مانند سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا، تحت تأثیر فرآیندهای متئوریکی قرار گرفته‌اند. نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه از نظر مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن سبک می‌باشند و سبک شدن $\delta^{13}\text{C}$

(میانگین VPDB $0/00$ -4.57) در نمونه‌های سازند سلطانیه به دلیل تأثیر شدید دیاژنز متئوریکی است. تغییرات Sr/Mn حاکی از میزان انحلال بالا در این سنگ آهک‌ها است. دمای تشکیل این آهک‌ها بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن (معادل $0/00$ $-5/83$) و δ_w آب دریا (معادل 1 ± 3) به ترتیب ۲۳ و ۳۱ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی اولیه، ایزوتوپ پایدار، ژئوشیمی، دیاژنز، سازند سلطانیه، ایران

مقدمه

برش نمونه سازند سلطانیه با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 55' 48''$ شرقی و $36^{\circ} 11' 38''$ شمالی در شمال شرقی روستای چپقلو واقع در جنوب شرقی شهرستان سلطانیه قرار دارد. برای دسترسی به مقطع مورد نظر می‌توان از طریق راه آسفالته زنجان - تهران و سلطانیه - خدابنده بعد از طی ۹۰ کیلومتر از طریق جاده دو تپه به مقطع مورد نظر در روستای چپقلو رسید (شکل ۱).



شکل ۱ - نقشه راه‌های دسترسی به برش الگو واقع در روستای چپقلو (سازند سلطانیه)

در این پژوهش سعی بر آن بوده است تا بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی بتوان ترکیب کانی‌شناسی اولیه سنگ آهک‌ها را تعیین نمود، زیرا تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها درک صحیحی از شرایط محیط رسوبی

چون دما، عمق، شوری و نیز فرآیندهای دیاژنتیکی ارائه می‌نماید.

چینه‌شناسی سازند سلطانیه در برش الگو (چپقلو)

سازند سلطانیه واقع در برش الگو با ضخامت ۱۱۳۵ متر از پنج عضو زیر تشکیل شده است (شکل ۲).

۱- عضو دولومیت زیرین: این عضو در این برش به طور تدریجی بر روی شیل‌های سازند کهر قرار گرفته

است و از ۱۶۵ متر دولومیت‌های متراکم خاکستری رنگ همراه با نوارهای چرتی تشکیل شده است (شکل ۳).

۲- عضو شیل زیرین: عضو دولومیت زیرین به‌طور تدریجی به شیل زیرین (شیل چپقلو) تبدیل می‌گردد. این

عضو با ضخامت ۱۲۰ متر از شیل‌های سیلتی - رسی بعضاً ماسه‌دار با رنگ سبز خاکستری تا خاکستری

تیره تشکیل شده است (شکل ۳).

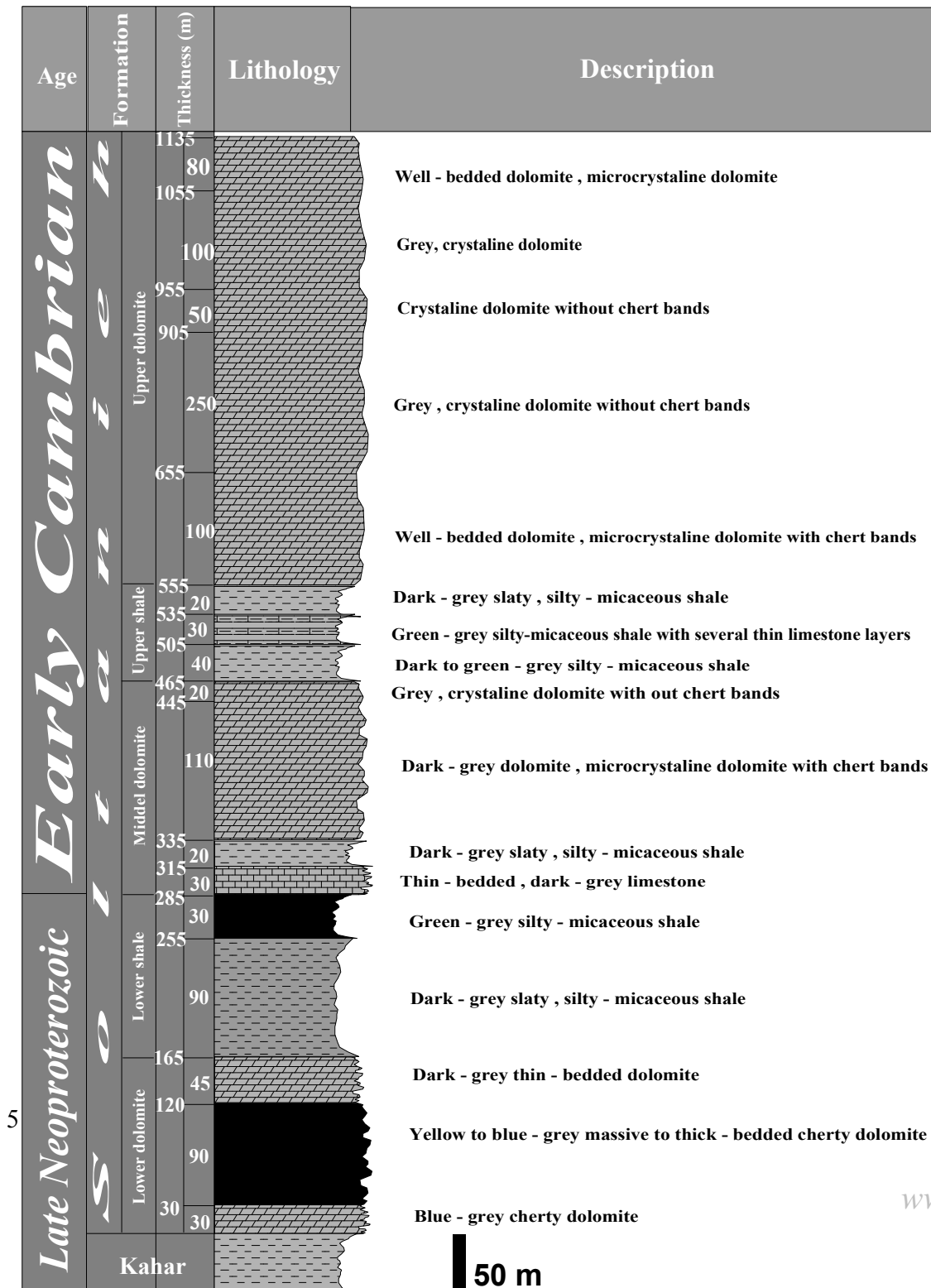
۳- عضو دولومیت میانی: این عضو از دولومیت‌های توده‌ای تا دولومیت آهکی روشن به ضخامت ۱۸۰ متر

تشکیل شده است (شکل ۳).

۴- عضو شیل بالایی: شیل بالایی با ضخامت ۹۰ متر همانند عضو شیل زیرین است با این تفاوت که دانه‌بندی

این شیل درشت‌تر (شیل ماسه‌ای) و لایه‌بندی ضخیم‌تر می‌باشد و رنگ آن نیز خاکستری تا سبز تیره

می‌باشد (شکل ۴).



5

50 m

شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازند سلطانیه در برش چپقلو



شکل ۳- کنتاکت همشیب سازند کهر با عضو دولومیت زیرین سازند سلطانیه در برش الگو (چپقلو) (دید به طرف جنوب غرب)

۱- عضو دولومیت بالایی: این عضو از دولومیت‌های بلورین صخره‌ساز به رنگ روشن تا خاکستری روشن با ضخامت ۵۸۰ متر تشکیل شده است (شکل ۴).



شکل ۴- رخنمون عضو شیل بالایی که به‌طور همشیب با دولومیت بالایی در برش چپقلو قرار دارد (دید به طرف جنوب غرب)

روش مطالعه

مطالعات ژئوشیمیایی

تعیین عناصر اصلی و فرعی

در این مطالعه تعداد ۶۰ نمونه از سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه (جدول ۱) جهت انجام آزمایشات عنصری

انتخاب، پودر نمونه‌ها تهیه و جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS)

مدل Shimadzu model AA-6300 series در آزمایشگاه شیمی تجزیه و ژئوشیمی دانشکده علوم دانشگاه ارومیه مورد آزمایش قرار گرفته‌اند. در این روش ۰/۱۲۵ گرم از هر نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک قرار داده و پس از ۲ ساعت با دستگاه اسپکترو فتومتر جذب اتمی، مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) برحسب درصد و عناصر فرعی (Mn, Fe, Sr, Na) برحسب ppm اندازه‌گیری شده است.

بررسی و تعیین ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$

برای انجام آنالیزهای مربوط به تعیین و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن تعداد ۱۶ نمونه از سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه انتخاب شده است (جدول ۲). پس از تهیه پودر نمونه‌ها به وسیله دستگاه (Beremen auto sampler) مقدار $40 - 60 \mu\text{g}$ از پودر نمونه‌های آهکی برای آنالیز ایزوتوپی به آکادمی علوم کشاورزی روسیه (انستیتو خاک‌شناسی داکوتایوا) ارسال شده است. این نمونه‌ها تحت تأثیر اسید فسفریک ($\rho > 1.89 \text{ gmL}^{-1}$) و دمای 70°C درجه سانتیگراد قرار گرفته و گاز CO_2 متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف سنج جرمی (Finnigan MAT 252) اندازه‌گیری شده است. خطای اندازه‌گیری برای $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ به ترتیب در حد $\pm 0.1\%$ و $\pm 0.2\%$ است. مقدار ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن بر حسب در هزار (per mil) $^0/_{00}$ و نسبت به استاندارد مرجع Vienna Pee Dee Blemnite (VPDB) سنجیده شده است.

مطالعات عنصری در سنگ آهک‌های سازند سلطانیه

عناصر فرعی

تمرکز Na , Sr در کربنات‌های قدیمی به مقدار قابل توجهی در حین دیاژنز متئوریک و یا تدفینی کاهش پیدامی‌کند (Brand and Morrison 1987; Marshall, 1992; Winefield et al., 1996). نسبت Sr/Na در کربنات‌های قدیمی معیار خوبی برای تفکیک ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی از کلسیتی فراهم می‌نماید (Rao, 1991; Adabi and Rao, 1991).

استرانسیوم (Sr)

مقدار Sr در نمونه‌های کل کربناته (bulk) مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Milliman, 1974)، در حالیکه در نمونه‌های کل کربناته نواحی معتدله بسیار پایین‌تر و بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) در تغییر می‌باشد (آدابی، ۱۳۸۳).

مقادیر Sr ارتباط مستقیم با ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها دارد، به‌طوری‌که مقدار Sr با افزایش آراگونیت افزایش و با افزایش کلسیت کاهش می‌یابد (Rao and Adabi, 1992). همچنین فراوانی Sr در کربنات‌ها ارتباط مستقیمی با دمای آب دریا نشان می‌دهد (Morse and Mackenzie, 1990).

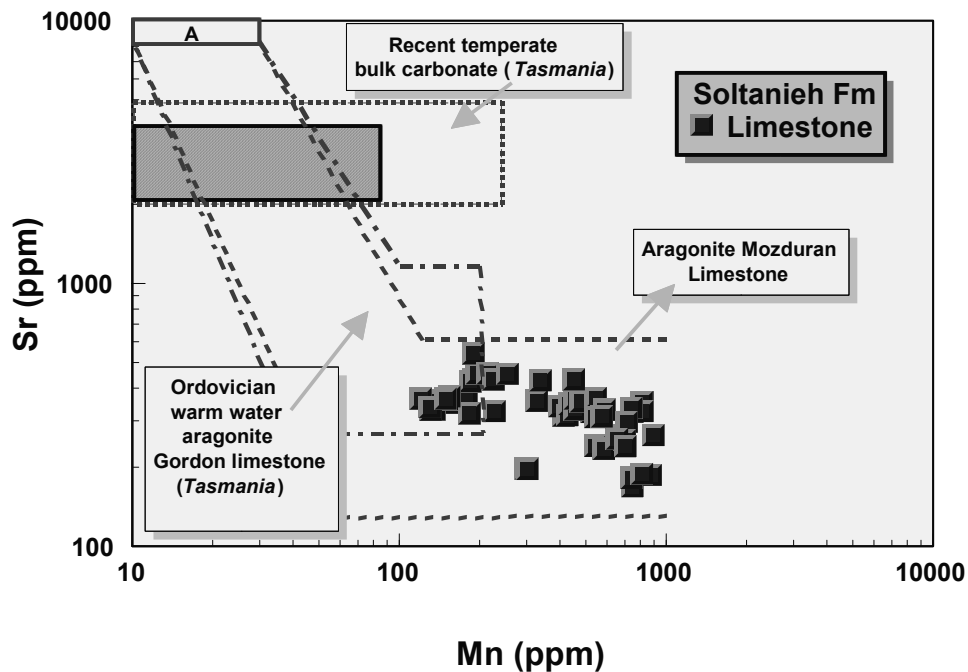
مقدار این عنصر در طی دیاژنز متئوریک در کربنات‌های قدیمه به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد (Winefield et al., 1996).

معمولاً کانی‌های نیمه پایدار Ca CO_3 در طی دیاژنز متئوریک و یا تدفینی به کلسیت تغییر می‌یابند، بنابراین فراوانی استرنسیوم عمدتاً به ضریب توزیع^۱ و تمرکز آنها در محلول‌های تدفینی وابسته است. ضریب توزیع Sr در آب‌های متئوریکی بسیار پایین می‌باشد لذا کلسیت دیاژنتیکی حاصله از نظر Sr تمرکز پایینی خواهد داشت (آدابی، ۱۳۸۳).

مقادیر Sr در سنگ‌آهک‌های سازند سلطانیه بین ۱۶۹ تا ۵۴۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۵۵ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. مقادیر Sr در این نمونه‌ها بسیار پایین‌تر از نمونه‌های آهکی مشابه عهد حاضر می‌باشد که این می‌تواند بدلیل تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی بویژه دیاژنز متئوریکی باشد (Adabi and Rao, 1991).

مقادیر Sr در مقابل Mn در این نمونه‌ها نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های سازند سلطانیه به دلیل تشابه ترکیب کانی شناسی در محدوده آراگونیتی آهک‌های مزدوران (Adabi, 1996) واقع می‌شوند (شکل ۵).

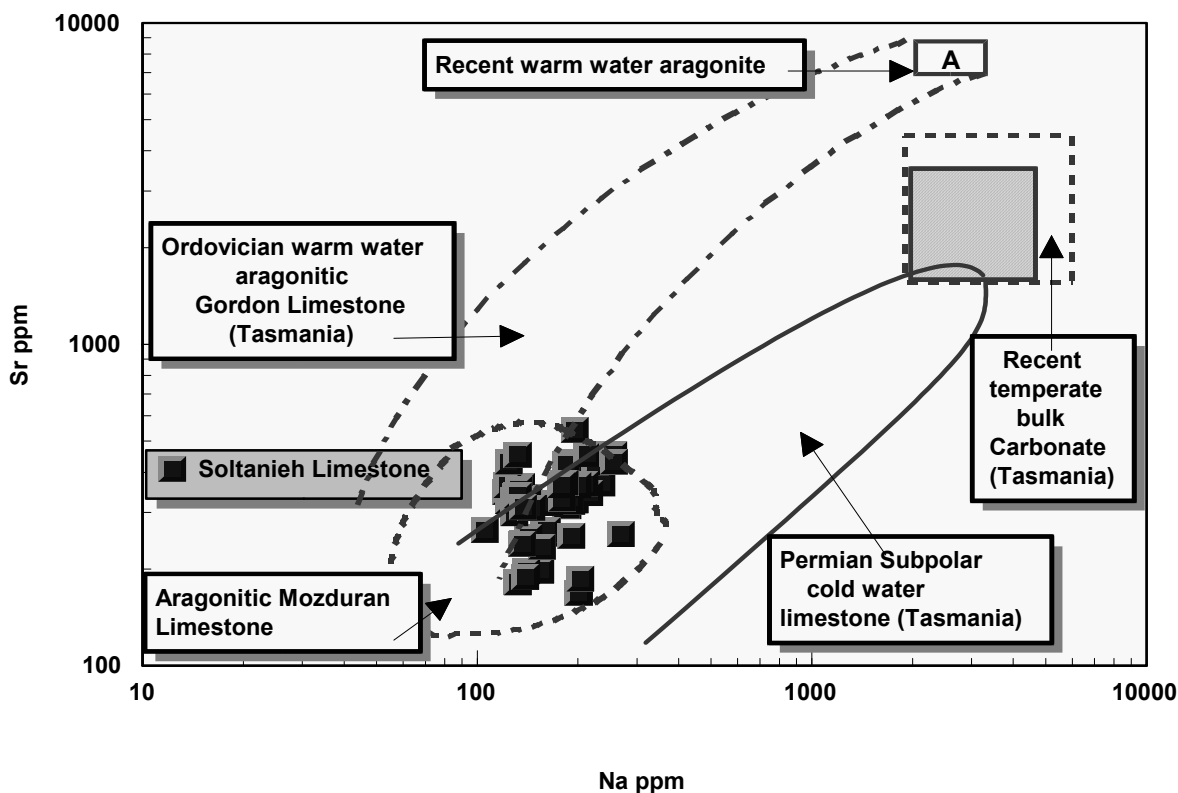
^۱. partition coefficient



شکل ۵- روند تغییرات Sr به Mn در سازند سلطانیه با محدوده‌های ارائه شده برای سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و نمونه‌های کربناته عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995) مقایسه شده است. همانگونه که مشاهده می‌شود اغلب نمونه‌ها درون محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران و نیز محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا واقع شده است، که این حاکی از تشابه ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی بین آنها می‌باشد. افزایش مقادیر Mn و کاهش مقادیر Sr در اغلب نمونه‌ها می‌تواند بدلیل تاثیر دیاژنز غیر دریایی، احتمالاً متاوریکی باشد.

سدیم (Na)

میزان سدیم بین ۱۰۵ تا ۲۶۸ پی پی ام (میانگین ۱۸۶ پی پی ام) در این نمونه‌ها نسبت به کربنات‌های عهد حاضر به دلیل تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی کاهش چشمگیری نشان می‌دهد (شکل ۶). به دلیل ضریب توزیع پایین Na در آب‌های متئوریکی مقدار این عنصر در این آب‌ها بسیار پایین بوده و لذا محصولات نهایی دیاژنتیکی آنها کاهش قابل توجهی نسبت به Na نشان می‌دهند.



شکل ۶- میزان سدیم در سنگ آهک‌های سلطانیه نسبت به کربنات‌های عهد حاضر به دلیل تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی (احتمالاً متئوریکی) کاهش چشمگیری نشان می‌دهد.

منگنز (Mn)

مقدار Mn در سنگ آهک‌های سازند سلطانیه بین ۱۲۰ تا ۸۱۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۶۵ پی‌پی‌ام) در تغییر است.

مقدار Mn در کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر بسیار پایین (کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد (Milliman,

1974)، در حالی‌که این میزان در سنگ‌های کربناته مناطق معتدله عهد حاضر به حدود ۳۰۰ پی‌پی‌ام می‌رسد

(Rao and Adabi, 1992).

بالتر بودن میانگین Mn در سازند سلطانیه (۴۶۵ پی پی ام) نسبت به سازند مزدوران (۲۴۳ پی‌پی‌ام)

نشان‌دهنده این است که شدت تاثیر دیاژنز متئوریک در سازند سلطانیه نسبت به سازند مزدوران بالاتر بوده

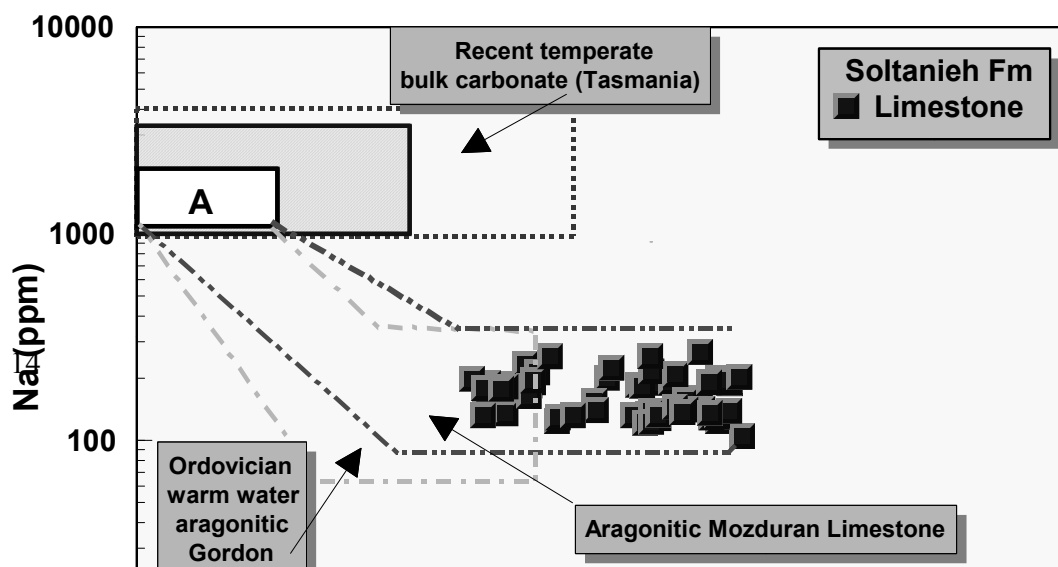
است.

مقادیر Na-Mn و Sr-Mn (شکل‌های ۵ و ۷) نشان می‌دهد که سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه مشابه با سنگ

آهک‌های سازند مزدوران و گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی

می‌باشد و در نتیجه ترکیب کانی‌شناسی اولیه سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه نیز آراگونیت بوده است.

همچنین با توجه به این نمودارها می‌توان گفت که سنگ آهک‌های سازند سلطانیه تحت تاثیر دو مرحله فاز دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند که نخستین مرحله با کاهش Na و Sr و افزایش غیر محسوس Mn همراه است که این مرحله به علت تبدیل سریع آراگونیت به کلسیت دارای منیزیم بالا (HMC) صورت گرفته و دومین مرحله، مرتبط به افزایش قابل ملاحظه Mn بدون تغییر عمده در Na و Sr می‌باشد که می‌توان گفت این مرحله ناشی از تبدیل کلسیت HMC به LMC است (آدابی، ۱۳۸۳; Brand and Veizer, 1980). نظیر چنین مراحل در سنگ آهک‌های اردویسین گوردون تاسمانیا (Rao, 1990)، سنگ آهک‌های ژوراسیک فوقانی سازند مزدوران (Adabi, 1996) سنگ آهک‌های سازند لار (ابرقانی، ۱۳۷۹) مشاهده شده است.



شکل ۷- روند تغییرات Na نسبت به تغییرات Mn در سازند سلطانیه. اکثر نمونه‌ها درون محدوده سنگ آهک‌های مزدوران و گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی واقع شده‌اند. افزایش مقدار Mn حاکی از تأثیر شدید دیاژنز غیردریایی احتمالاً از نوع متئوریکی است.

آهن (Fe)

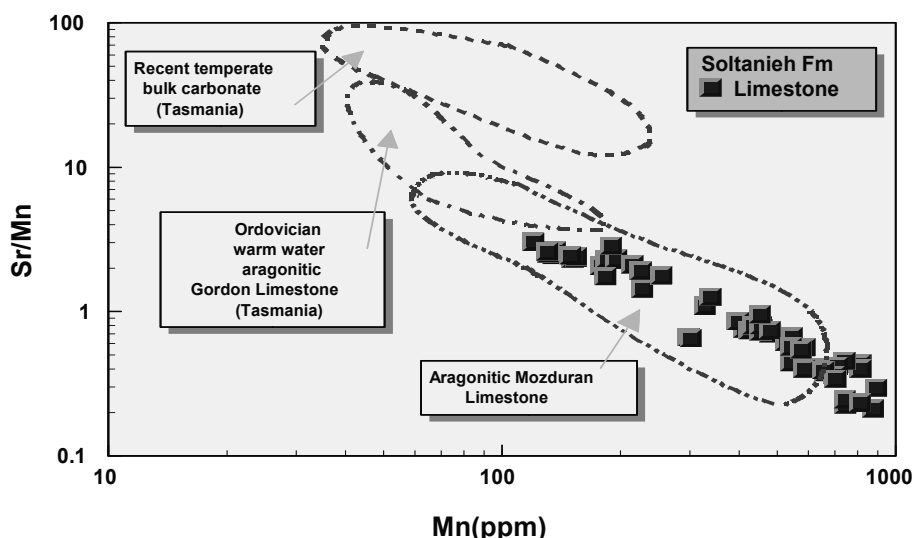
تمرکز آهن در نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه بین ۶۹۵ تا ۲۸۷۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۷۸۴ پی‌پی‌ام) در تغییر می‌باشد. مقدار آهن ارتباط مستقیمی با مقدار Mn نشان می‌دهد و با افزایش Mn مقدار آهن نیز افزوده

می‌گردد. این ارتباط گویای این حقیقت است که سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه دستخوش تاثیر فرآیندهای دیاژنتیکی به‌ویژه متئوریکی قرار گرفته‌اند. مقدار آهن همانند Mn با افزایش شرایط احیایی نیز افزایش می‌یابد.

نسبت Sr/Mn

در طی فرآیند انحلال و تبدیل آراگونیت نیمه پایدار به کلسیت پایدار، میزان استرانسیوم کاهش یافته اما مقدار Mn افزایش می‌یابد (Bathurst, 1975). این فرآیند به طور فزاینده توسط خروج رسوبات از آب و حضور سیالات متئوریکی تسهیل می‌گردد (Budd, 1992). از آنجایی که این فرآیندها موجب کاهش نسبت Sr/Mn می‌گردد، لذا ترسیم نمودار Sr/Mn در مقابل Mn (شکل ۸) می‌تواند بازگو کننده میزان انحلال کربنات‌ها باشد (Rao, 1991).

افزایش چشمگیر مقادیر Mn و کاهش نسبت Sr/Mn در تعدادی از نمونه‌ها می‌تواند به دلیل تأثیر گسترده دیاژنز متئوریکی در یک سیستم باز (open system) باشد (به شکل ۱۰ مراجعه شود).



شکل ۸- در این نمودار تغییرات Sr/Mn در مقابل Mn درون محدوده سنگ آهک‌های مزدوران (Adabi, 1996) قرار داشته است، تغییرات زیاد Sr/Mn حاکی از انحلال بیشتر کربنات‌های سازند سلطانیه نسبت به سازند مزدوران است.

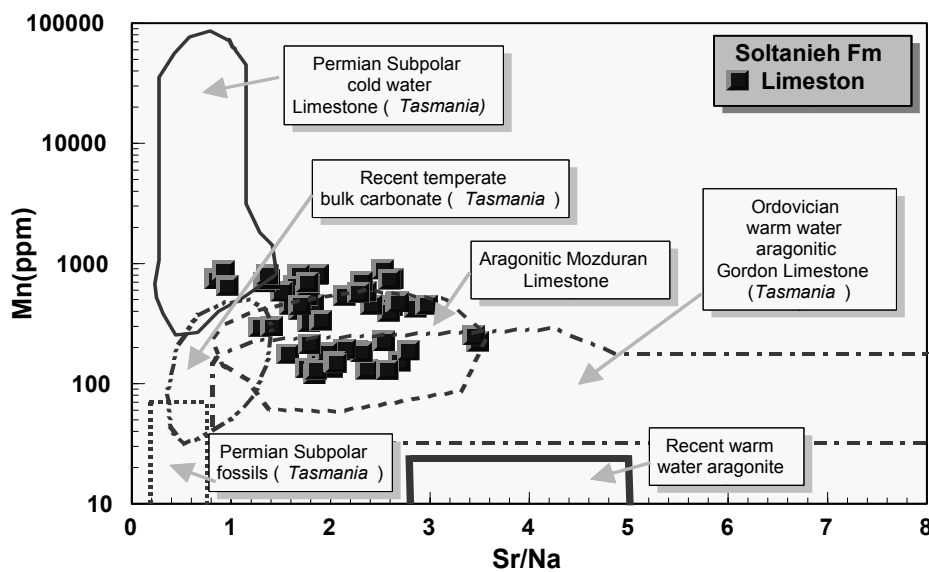
نسبت Sr/Na

کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر مناطق حاره‌ای را براساس نسبت Sr/Na موجود در آنها به راحتی می‌توان از کربنات‌های کلسیتی عهد حاضر مناطق معتدله تفکیک نمود (Adabi and Rao, 1991; Winefield et al., 1996).

رسوبات کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر دارای مقادیر کم منگنز و نسبت بالای Sr/Na بین ۳ تا ۵ می‌باشند، در حالیکه این نسبت برای کربنات‌های مناطق معتدله عهد حاضر که دارای ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی می‌باشند، حدود ۱ است (Rao, 1991).

در شکل ۹ روند تغییرات نسبت Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. مقادیر Sr/Na در نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه بین ۱/۶ تا ۲/۸۵ (میانگین ۲/۲۲) تعیین شده است. همان‌گونه که در نمودار ۹ مشاهده می‌شود اغلب نمونه‌ها درون محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران که میانگین Sr/Na آنها معادل ۳ و مقدار Mn متوسط دارند، واقع شده است. با توجه به کلیه مطالعات عنصری انجام شده می‌توان چنین نتیجه گرفت که

ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی که برای کربنات‌های نئوپروتروزوئیک توسط تاکر (Tucker, 1986) و فیرچیلد و اسپاریرو (Fairchild and Spiro, 1987) نیز گزارش شده است در این سازند نیز تأیید می‌شود.



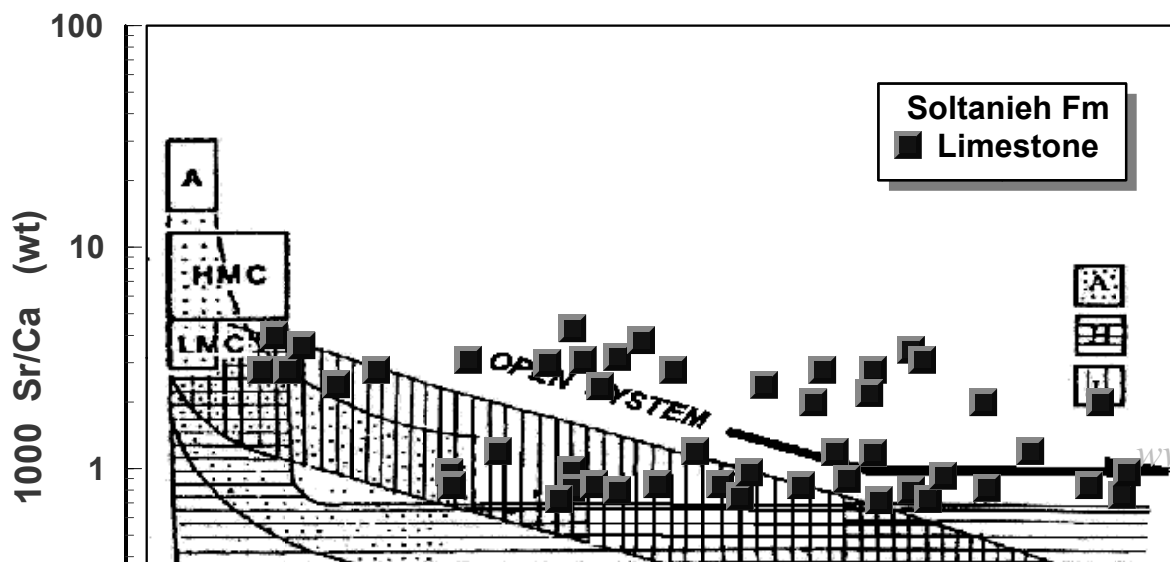
شکل ۹- روند تغییرات مقادیر Sr/Na نسبت به Mn در نمونه‌های آهک سازند سلطانیه مشابه آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Rao, 1990, 1991) می‌باشد. اغلب نمونه‌های سازند سلطانیه همچنین درون محدوده آهک‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi, 1996) واقع شده‌اند

نسبت Sr/Ca

بر اساس نمودار نسبت Sr/Ca در مقابل مقادیر Mn می‌توان روند دیاژنز متئوریکی در سیستم‌های باز و بسته را تعیین نمود (شکل ۱۰). در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنز متئوریکی آراگونیت (A)، کلسیت پرمینیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط برند و وایزر (Brand and Veizer, 1980) مشخص گردیده است.

در سیستم دیاژنزی باز، با افزایش تبادل آب به سنگ (Water/rock interaction) میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود، اما در سیستم دیاژنزی نیمه بسته (semiclosed) که فعل و انفعالات آب به سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. افزایش محتوای Mn در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر بازبودن سیستم و تاثیر آب‌های احیاءکننده می‌باشد (Andreasen and Delaney, 2000a; Cicero and Lohmann, 2001).

با توجه به (نمودار ۱۰) نسبت Sr/Ca در مقابل Mn، اغلب نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه تحت تاثیر یک سیستم دیاژنتیکی باز قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۰- با توجه به نسبت مقادیر Sr/Ca ترسیم شده در مقابل Mn و محدوده‌های تعیین شده توسط برند و وایزر (۱۹۸۰)، اغلب داده‌های سازند سلطانیه در محدوده تغییر و تبدیل از آراگونیت به کلسیت دیاژنتیکی قرار می‌گیرد. این نمونه‌ها تحت تأثیر یک سیستم دیاژنتیکی باز قرار گرفته‌اند.

ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در سازند سلطانیه

میزان ایزوتوپ اکسیژن آهک‌های سازند سلطانیه 5.83‰ VPDB تا 9.03‰ VPDB (میانگین -)

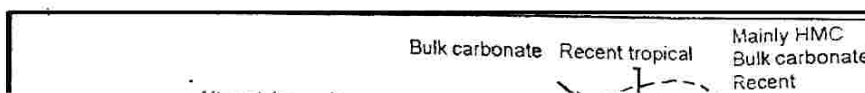
7.43‰ VPDB و همچنین میزان ایزوتوپ کربن در این نمونه‌ها بین 0.83‰ VPDB تا 8.31‰

VPDB (میانگین $0/00$ VPDB -4.57) در تغییر می‌باشد. روند تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در شکل ۱۱ ترسیم شده است. در این شکل محدوده ایزوتوپی مربوط به کربنات‌های عهد حاضر مناطق تروپیکال، معتدله و قطبی نیز رسم شده است. معمولاً کربنات‌های تروپیکال عهد حاضر دارای $\delta^{13}\text{C}$ (>4 $0/00$ VPDB) و $\delta^{18}\text{O}$ نسبتاً سنگین (2 to 3 $0/00$ VPDB) می‌باشند، در حالیکه رسوبات کربناته مناطق معتدله دارای $\delta^{18}\text{O}$ مثبت (0 $>0/00$ VPDB) و $\delta^{13}\text{C}$ مثبت تا منفی

(-1 to $+3$ $0/00$ VPDB) هستند (Rao and Nelson, 1992; Glumac and Spivak-Brindorf, 2002).

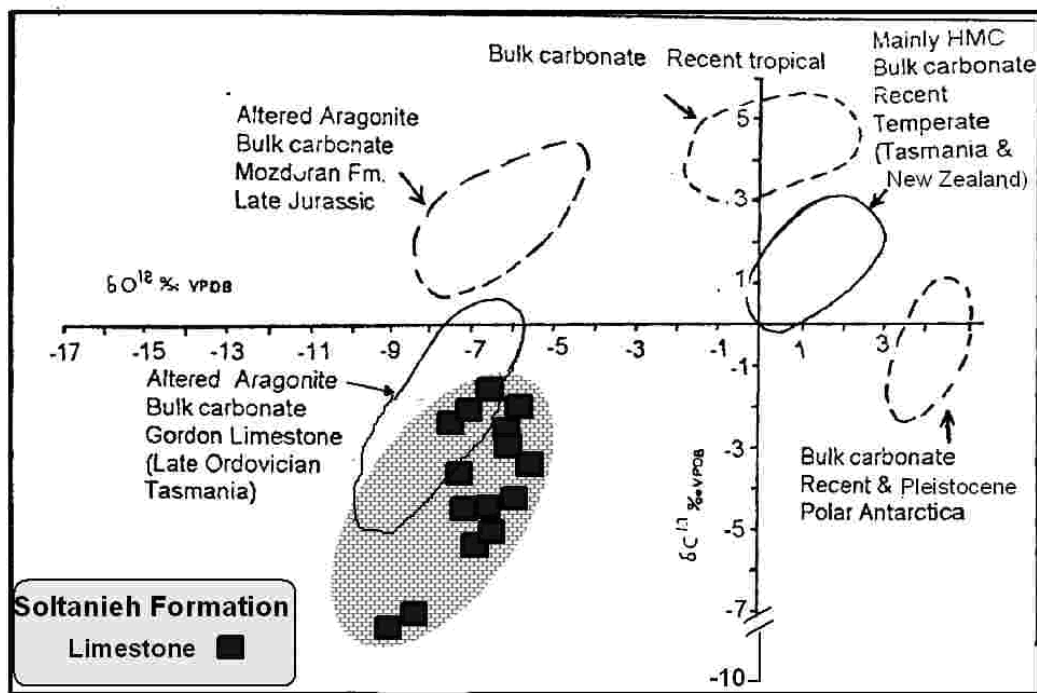
با توجه به (شکل ۱۱) مشاهده می‌شود که نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه از نظر مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن سبک می‌باشند و در رابطه با سبک بودن $\delta^{18}\text{O}$ عقاید متفاوتی ابراز شده است. محققان بسیاری (Perry and Ahmad, 1983; Karhu and Epstein, 1986; Cozzi et al., 2004) عقیده دارند که سبک بودن $\delta^{18}\text{O}$ در کربنات‌های پرکامبرین به دلیل گرم بودن آب در آن زمان می‌باشد. آنها مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بسیار سبکی را برای چرت‌های مربوط به آن زمان نیز گزارش نموده‌اند (Hoefs, 2004).

سبک بودن $\delta^{18}\text{O}$ در سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه با توجه به تفاوت چشمگیر بین $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ می‌تواند متأثر از فرآیندهای شدید دیاژنز متئوریکی باشد (Lohmann, 1988; Cicero and Lohmann, 2001)، زیرا ایزوتوپ کربن برعکس ایزوتوپ اکسیژن تغییرات چشمگیری نشان می‌دهد، به عبارت دیگر تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی تخلیه شده است. نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه نزدیک به محدوده آراگونیتی نمونه‌های گوردون



تاسمانیا که تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی قرار گرفته، واقع شده است. این مجاورت تأییدی بر ترکیب

کانی‌شناسی و دیاژنتیکی مشابه با سازند گوردون تاسمانیا می‌باشد (Rao and Wang, 1990).



شکل ۱۱- در این نمودار داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه با سنگ آهک‌های تروپیکال عهد حاضر (Milliman and

Muller, 1977)، کربنات‌های نواحی قطبی (Rao and Nelson, 1992)، کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا و نیوزیلند، (Muller, 1977)

و کربنات‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Adabi and Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi, 1996) استرالیا

مقایسه شده است. محدوده (Rao and Wang, 1990)

در نمونه‌های سازند $\delta^{13}C$ نمونه‌های آهکی سازند سلطانیه در مجاورت کربنات‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا می‌باشد. تخلیه

(Lohmann, 1988). سلطانیه به دلیل تأثیر شدید دیاژنز متئوریکی است

محاسبه دمای قدیمه براساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن

برای تعیین دمای قدیمه معمولاً از نمونه‌هایی که دارای کمترین میزان دگرسانی می‌باشد استفاده می‌شود. دمای قدیمه (palaeothermometry) سازند سلطانیه با استفاده از معادله آندرسون و آرتور (Anderson and Arthur, 1983)، به صورت زیر محاسبه گردیده است.

$$T^{\circ}C = 16 - 4.14 (\delta_c - \delta_w) + (\delta_c - \delta_w)^2$$

در این معادله T دمای تشکیل، δ_c عبارت است از مقدار ایزوتوپ سنگین‌ترین نمونه آهکی که معادل $VPDB$ 5.83 ‰ می‌باشد و δ_w عبارت است از مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا که کلسیت از آن نهشته شده است، و معادل 1 ± -3 (Fairchild and Spiro, 1987) δ_w برای نئوپروتروزوئیک در نظر گرفته شده است. بنابراین دمای محاسبه شده برای آهک‌های سازند سلطانیه بین 23 تا 31 درجه سانتیگراد بوده است.

نتیجه‌گیری

مطالعات انجام شده نشان داده است که ترکیب کانی‌شناسی سنگ آهک‌های سازند سلطانیه براساس روند تغییرات Na نسبت به تغییرات Mn و نسبت Sr/Na و مقایسه آن با سنگ آهک‌های مزدوران و گوردون تاسمانیا آراگونیتی می‌باشد. این نظریه توسط محققین دیگر برای سنگ آهک‌های نئوپروتروزوئیک تأیید شده است. مطالعات عنصری (Sr/Ca) در مقابل Mn بر روی این سنگ آهک‌ها حاکی از تأثیر دیاژنز متئوریکی در یک سیستم باز است. تغییرات زیاد Sr/Mn حاکی از انحلال بالای کربنات‌های سازند سلطانیه است. سبک بودن

$\delta^{18}\text{O}$ و تخلیه شدید ایزوتوپ کربن در سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه می‌تواند متاثر از فرآیندهای شدید دیاژنز متئوریکی باشد. قرارگیری نمونه‌های آهکی در محدوده ایزوتوپی نمونه‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا حاکی از تشابه کانی‌شناسی و روند دیاژنز متئوریکی مشابه می‌باشد. دمای قدیمه سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه در هنگام تشکیل ۲۳ و ۳۱ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

منابع

- آدابی، محمدحسین، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. آراین زمین. ۴۴۸.
- ابرقانی، آرش، ۱۳۷۹. ژئوشیمی و محیط رسوبی نهشته‌های ژوراسیک میانی و فوقانی (سازندهای دلیچای و لار) شمال غرب مراغه، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۱.
- Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and Geochemistry of Carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D.thesis (Unpublished).University of Tasmania. Australia. 470.
- 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 : Sed . Geology, 72,253 - 267
- Anderson, T.F. and Arthur, M.A., 1983. Stable Isotope of Oxygen and Carbon and their Application to Sedimentologic and Paleoenvironmental Problems: in Stable Isotope in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course, v.10,

Section 1.1-1.151

-Andreasen, G.H. and Delaney, M.L., 2000a. Bulk Calcite Size Fraction Distribution and Sr/Ca Composition for Deep –sea Sediments at Selected Age Horizons. *Mar. Geol.*, 169, 185-205.

-Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. *Development in Sedimentology*, v .12 , Elsevier , Amsterdam ,658.

-Brand, U. and Morrison, J.O., 1987. Biogeochemistry of Fossil Marine Invertebrates: *Geosci.Canada*, 14, 85-107.

-Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical Diagenesis of Multicomponent Carbonate System, II: Stable Isotopes: *Jour .Sed .Petrology*, 51, 987-997.

-Budd, D.A., 1992. Dissolution of High-Mg Calcite Fossils and the Formation of Biomolds During Mineralogical Stabilization: *Carbonates and Evaporites*, 7, 74-81.

-Cicero, A. and Lohmann, K.C., 2001. Sr/Mg Variation During Rock – Water Interaction : Implication for Secular Changes in the Elemental Chemistry of Ancient Seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65,741-761.

-Cozzi, A., and Allen, P.A., Grotzinger, J.P., 2004. Understanding Carbonate Ramp Dynamics Using $\delta^{13}\text{C}$ Profiles: Example from the Neoproterozoic Buah Formation of Oman. *Terra Nova*, 16, 62-67.

-Fairchild, I.J., and Spiro, B., 1987. Petrological and Isotopic Implications of some Contrasting Late Precambrian Carbonates, NE Spits Bergen : *Sedimentology* , 34 , 973-989.

-Glumac, B., and Spivak-Brindorf, M.L., 2002. Stable Isotopes of Carbon as an Invaluable Stratigraphic Tool: An Example from the Cambrian of the Northern Appalachians, USA

Geology, 30, 563-566.

-Hoefs, J., 2004 . Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag , Heidelberg, 244 p.

-Karhu, J. and Epstein, S., 1986. The Implication of the Oxygen Isotope Records in Coexisting Cherts and Phosphates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1745-1756.

-Lohmann , K.C., 1988. Geochemical Patterns of Meteoric Diagenetic System and their Application to Studies of Paleokarst. In: James, N.P., and Choquette, P.W., (eds.), *Paleokarst*: New York, Springer - Verlag, 58-80.

-Marshall, J.D., 1992. Climatic and Oceanographic Isotopic Signals from the Carbonate Rock Record and their Preservation. *Geol. Mag.* 129, 143-160.

-Milliman, J. D., 1974. *Marine Carbonates*: New York, Springer - Verlag, 375.

-Milliman, J.D. and Muller, J., 1977. Characteristics and Genesis of Shallow-water and Deep-sea Limestones: In Anderson, N.R. and Malahoff, A. (eds.), *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans* : New York , Plenum Press, 655-672.

-Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*: New York, Elsevier, 707.

-Perry, E.G. and Ahmad, S.N., 1983. Oxygen Isotope Geochemistry of Proterozoic Chemical Sediments .*Mem .Geol. Soc .Am.* 161, 253-263.

-Rao, C.P., 1990. Petrography, Trace Elements and Oxygen and Isotopes of Gordon Group Carbonates (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia: *Sed . Geology*, 66, 83-97.

-Rao, C.P., 1991. Geochemical Difference Between Subtropical (Ordovician), Temperate (Recent and Pleistocene) and Subpolar (Permian) Carbonates, Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites* , 6 , 83-106 .

-Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate Minerals, Major and Minor Elements and Oxygen and Carbon Isotopes and their Variation with Depth in Cool, Temperate Carbonates ,

Western Tasmania, Australia: Mar. Geology, 103, 249-272.

-Rao, C.P. and Amini. Z.Z., 1995. Faunal relationship to Grain - size, Mineralogy and Geochemistry in Recent Temperate Shelf Carbonates, Western Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, 10, 114-123.

-Rao, C.P. and Nelson, C.S., 1992. Oxygen and Carbon Isotope Fields for Temperate Shelf Carbonates from Tasmania and New Zealand: Mar. Geology, 103, 273-286.

-Rao, C.P. and Wang, B., 1990. Oxygen and Carbon Isotope Composition of Gordon Group Carbonates (Ordovician). Florentine Valley, Tasmania, Australia: Aust. Jour. Earth Sci., 37, 305-316.

-Tucker, M.E., 1986. Formely Aragonitic Limestones Associated with Tillites in the Late Precambrian of Death Valley, California: Jour. Sed. Petrology, 56, 818-830.

-Winefield, P.R., Nelson, C.S. and Hodder, A.P.W., 1996. Discrimination Temperate Carbonates and their Diagenetic Environments Using Bulk Elemental Geochemistry: a Reconnaissance Study based on New Zealand Cenozoic Limestone: Carbonates and Evaporites, 11, 19-31.

جدول ۱- مقادیر عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های آهکی سازند سلطانیه

Sample	Ca(%)	Mg(%)	Fe(ppm)	Mn(ppm)	Sr(ppm)	Na(ppm)	Sr/Na	Mg/Ca
L-So-01	33.95	0.76	1301	444	350	134	2.611	0.022
L-So-02	32.24	0.85	1356	412	314	186	1.688	0.026
L-So-03	30.10	0.81	1301	541	241	137	1.759	0.026
L-So-04	33.23	0.71	1321	397	341	132	2.583	0.021
L-So-05	32.30	0.89	1335	457	346	190	1.821	0.027
L-So-06	31.01	0.75	1354	480	341	128	2.664	0.024
L-So-07	31.84	0.46	1361	745	169	201	0.840	0.014
L-So-08	32.01	0.82	1289	425	315	184	1.711	0.025
L-So-09	31.00	0.74	1302	434	348	122	2.852	0.023
L-So-10	33.24	0.68	1387	814	354	189	1.873	0.020
L-So-11	32.04	0.89	1350	525	324	191	1.696	0.027
L-So-12	33.56	0.63	1156	132	336	142	2.366	0.018
L-So-13	31.22	0.69	1465	745	325	124	2.620	0.022
L-So-14	31.23	0.64	1258	327	358	201	1.781	0.020
L-So-15	31.92	0.62	1254	136	358	178	2.011	0.019
L-So-16	32.86	0.95	2874	189	432	191	2.261	0.028

L-So-17	31.09	0.60	1025	151	352	187	1.882	0.019
L-So-18	33.05	0.56	1554	810	354	190	1.863	0.016
L-So-19	31.21	0.94	1452	654	258	158	1.632	0.030
L-So-20	33.50	0.70	1350	803	327	195	1.676	0.020
L-So-21	30.02	0.90	2054	178	369	235	1.570	0.029
L-So-22	29.32	0.98	1006	298	198	154	1.285	0.033
L-So-23	31.23	0.74	1473	805	187	203	0.921	0.023
L-So-24	32.75	0.91	2660	184	425	184	2.309	0.027
L-So-25	30.00	0.74	1305	455	345	216	1.597	0.024
L-So-26	32.24	0.78	980	338	428	225	1.902	0.024
L-So-27	30.71	0.83	2135	195	456	213	2.140	0.027
L-So-28	32.52	0.46	695	135	332	189	1.756	0.014
L-So-29	31.25	0.89	1304	652	265	161	1.645	0.028
L-So-30	33.91	0.75	1356	154	363	135	2.688	0.022
L-So-31	35.01	0.67	1294	454	332	138	2.405	0.019
L-So-32	31.41	0.85	2140	183	321	164	1.957	0.027
L-So-33	32.56	0.89	2152	189	542	195	2.779	0.027
L-So-34	28.22	0.92	1004	301	197	140	1.407	0.032
L-So-35	31.20	0.70	1564	802	265	105	2.523	0.022
L-So-36	31.01	0.75	1320	454	365	123	2.967	0.024
L-So-37	31.52	0.68	1398	478	356	133	2.676	0.021
L-So-38	30.03	0.74	1412	544	368	209	1.760	0.024
L-So-39	32.78	0.56	814	120	365	199	1.834	0.017
L-So-40	31.04	0.85	1325	664	252	142	1.774	0.027
L-So-41	31.27	0.63	1542	584	235	156	1.506	0.020
L-So-42	32.49	0.54	854	214	455	255	1.784	0.016
L-So-43	31.79	0.58	1302	740	337	130	2.592	0.018
L-So-44	32.25	0.74	1001	225	432	124	3.483	0.022
L-So-45	32.49	0.39	894	131	331	179	1.849	0.012
L-So-46	31.01	0.79	1425	586	331	141	2.347	0.025
L-So-47	31.65	0.54	1453	710	298	129	2.310	0.017
L-So-48	32.37	0.75	1003	227	327	129	2.534	0.023
L-So-49	31.02	0.69	1365	698	254	191	1.329	0.022
L-So-50	33.90	0.62	1165	130	339	132	2.568	0.018
L-So-51	32.23	0.74	1124	254	454	132	3.439	0.022
L-So-52	31.89	0.61	1159	154	372	182	2.043	0.019
L-So-53	32.87	0.41	1654	741	182	132	1.378	0.012
L-So-54	31.21	0.65	1232	654	257	268	0.958	0.020
L-So-55	32.54	0.91	2514	451	432	256	1.687	0.027
L-So-56	30.21	0.74	1254	541	310	145	2.137	0.024
L-So-57	31.56	0.70	1256	149	365	178	2.050	0.022
L-So-58	33.10	0.38	1561	811	189	139	1.359	0.011
L-So-59	31.09	0.78	1325	701	240	136	1.764	0.025
L-So-60	31.12	0.84	1314	573	312	137	2.277	0.026

جدول ۲- نتایج داده های ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ در سنگهای آهکی سازند سلطانیه

Sample	$\delta^{13}C_{\text{‰}}^{\text{PDB}}$	$\delta^{18}O_{\text{‰}}^{\text{PDB}}$
CH.15-D	-2.75	-6.04
CH.17-D	-4.34	-6.15
CH.20-D	-5.89	-7.05
CH.22-D	-8.03	-8.56
CH.24-D	-8.31	-9.03

CH.27- D	-4.31	-6.54
CH.28- D	-0.88	-6.27
CH.30- D	-2.56	-6.31
CH.34- D	-1.50	-6.05
CH.35- D	-1.54	-7.23
CH.37- D	-2.32	-6.21
CH.38- D	-3.14	-5.83
CH.40- D	-2.24	-6.34
CH.41- D	-2.05	-7.65
CH.42- D	-0.83	-6.75
CH.43- D	-2.53	-6.23