

## پetroگرافی و ژئوشیمی دولومیت های سازند جمال در شمال بجنستان - جنوب غربی خراسان رضوی

مهناز صباغ بجنستانی، دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد

اسداله محبوبی، دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد \*

رضا موسوی حرمی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

محمد حسین محمودی قرایی، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

### چکیده

برش مورد مطالعه در ۱۰ کیلومتری شمال شهر بجنستان در کوه قراول قرار گرفته است. ضخامت سازند جمال در این منطقه ۳۴۹ متر اندازه گیری شده است که شامل سنگ آهک و دولومیت است. مرز زیرین با سازند سردر به صورت ناپیوستگی فرسایشی است. بر اساس مطالعات پتروگرافی در سازند جمال پنج نوع دولومیت ریز بلور زینوتاپیک A، ریز تا متوسط بلور ایدیوتاپیک P، متوسط بلور شکل دار ایدیوتاپیک E، متوسط بلور و درشت بلور ایدیوتاپیک S و دولومیت های ایدیوتاپیک C به فرم سیمان، تفکیک شده اند. تمرکز Sr در دولومیت های سازند جمال بین ۴۰ تا ۱۶۰ پی پی ام در تغییر است. مقدار Na در این دولومیت ها از ۱۳۹۹۰ تا ۴۰۵۸۰ پی پی ام است که بیشتر از مقدار Na در دولومیت های تشکیل شده در محیط های دریایی است. تمرکز Fe و Mn به ترتیب بین ۱۰۲۰ تا ۳۷۷۰ و ۱۴۰ تا ۵۸۰ پی پی ام در تغییر است. با توجه به مطالعات پتروگرافی و آنالیز عنصری، دولومیت های سازند جمال در منطقه بجنستان در طی دیاژنز اولیه (آب دریا) و دیاژنز تدفینی کم عمق تا متوسط تشکیل شده اند. منشاء منیزیم مورد نیاز دولومیت های نوع اول آب دریا و برای انواع دیگر می توان آب های بین دانه ای، دیاژنز شیل های همراه با سنگ آهک ها و یا شیل های سازند سردر را در نظر گرفت.

**واژه های کلیدی:** سازند جمال، بجنستان، دولومیت، پتروگرافی، آنالیز عنصری

## مقدمه

بجستان در جنوب غربی استان خراسان رضوی و در حریم شهرستان های فردوس و گناباد در مختصات  $34^{\circ},30'$  تا  $34^{\circ},40'$  عرض شمالی و  $58^{\circ}$  تا  $58^{\circ},30'$  طول شرقی واقع گردیده است. این ناحیه از نظر ساختاری بر اساس تقسیم بندی علوی (۱۹۹۱) در بخش شمالی بلوک لوت از بلوکهای ایران مرکزی واقع شده است. واحدهای سنگی منسوب به پالئوزوئیک در این منطقه شامل سازندهای سردر (کربونيفر) و جمال (پرمین) است که در ارتفاعات شمالی بجستان (کوه قراول) رخنمون دارد (شکل ۱). سازند جمال در این منطقه ۳۴۹ متر ضخامت دارد و عمدتاً از سنگ های کربناته تشکیل شده است که بر روی یک واحد ماسه سنگی قرار گرفته اند (شکل ۲). یزدی (۱۹۹۹) واحد ماسه سنگ کوارتزیتی را به قاعده سازند جمال نسبت داده است که بصورت فرسایشی بر روی سازند سردر قرار گرفته اند. اما بر اساس مطالعات لون و طاهری (۲۰۰۳)، لون و وزیري مقدم (۲۰۰۴) و عارفي فرد و همکاران (۱۳۸۵) این ماسه سنگها راس سازند سردر در نظر گرفته شده است. در این تحقیق با استفاده از مطالعات پتروگرافی و آنالیز عنصری دولومیت های سازند جمال مورد بررسی قرار گرفته است.

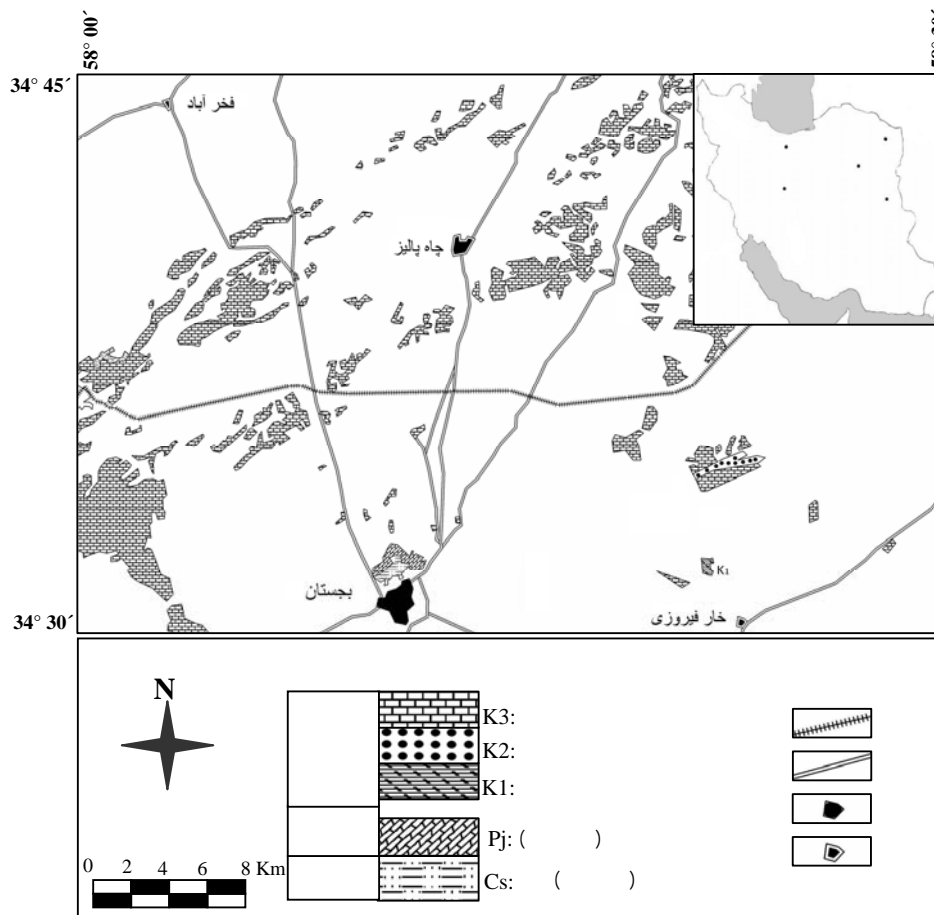
## روش مطالعه

در این مطالعه یک برش چینه شناسی از سازند جمال در محدوده ۱۰ کیلومتری شمال شهر بجستان اندازه گیری و

تعداد ۱۳۴ نمونه برداشت شده است. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت کلیه مقاطع نازک با آلزارین قرمز به روش دیکسون (۱۹۶۶) رنگ آمیزی شده اند. تعداد ۱۹ نمونه از انواع دولومیتها و ۱۰ نمونه از گل های آهکی جهت تعیین عناصر Ca، Mg، Na، Sr، Fe و Mn توسط دستگاه جذب اتمی مدل شیماتروی در آزمایشگاه ژئوشیمی گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد آنالیز شده اند. از این تعداد، ۴ نمونه (شامل ۳ دولومیت و یک گل آهکی) به دلیل داشتن بیش از ۱۰ درصد مواد غیر قابل حل (IR) حذف گردیده اند.

## بحث و بررسی

دولومیت یک کانی کربناته است اما مکانیزم دقیق تشکیل آن در محیط های رسوبی هنوز بطور کامل شناخته نشده است (Schmidt et al. 2005; Wacey et al. 2007). این کانی در محیط های کربناته کم عمق قدیمی فراوان تر است و با جوان شدن سن رسوبات مقدار آن کمتر می شود، به گونه ای که در رسوبات هولوسن کمیاب است (Warren 2000). اگرچه دولومیت بیشتر بصورت یک کانی جانشینی ثانویه است، اما می تواند به صورت سیمان نیز تشکیل شود. بطور کلی مکانیزم تشکیل دولومیتها را می توان با استفاده از فابریک و اندازه بلورها، ویژگیهای رسوب شناسی، تفریق ایزوتوپی، دما، شوری، ترکیب سیال و شرایط اکسیداسیون و احیا تشخیص داد (Rao 1996).

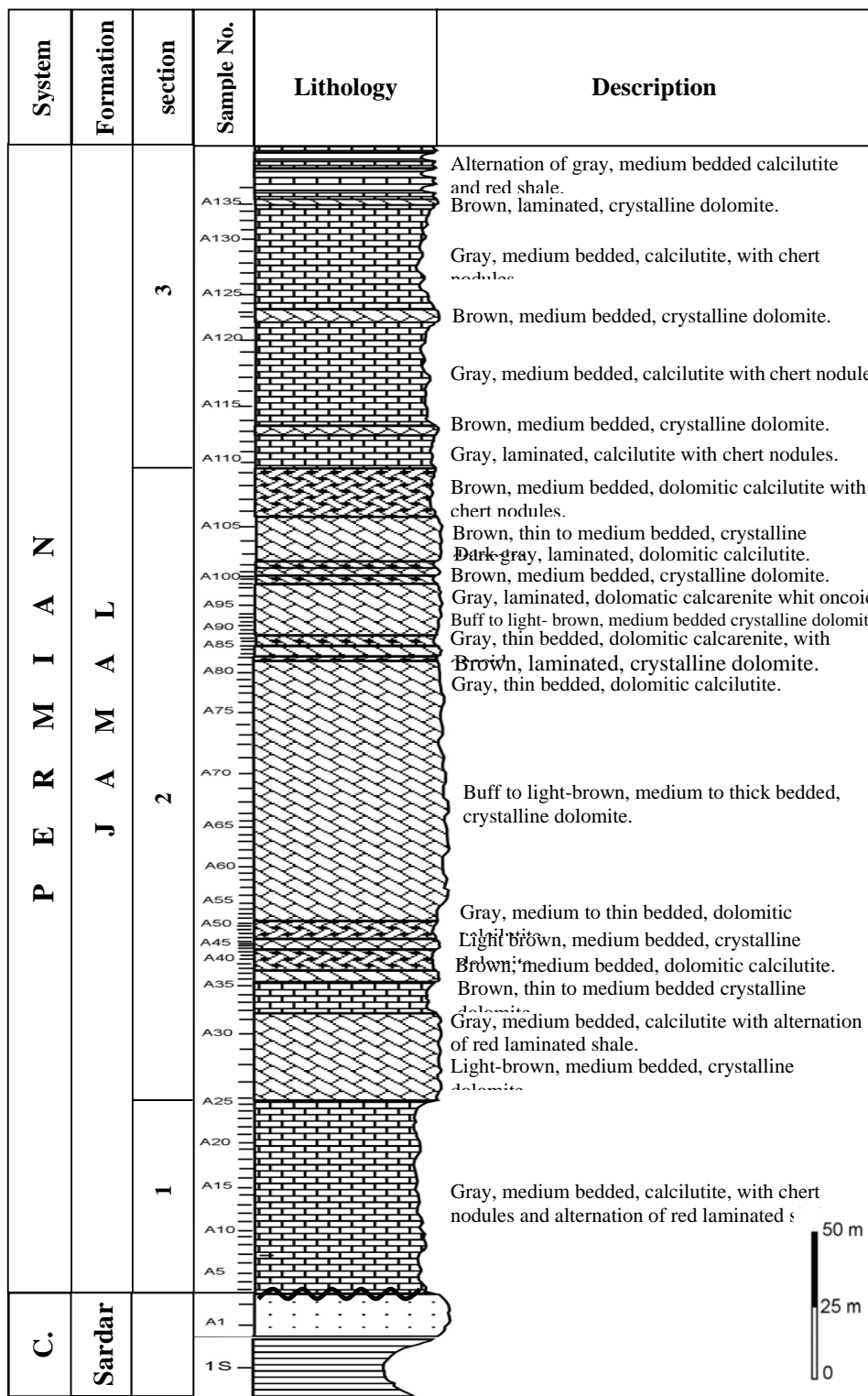


شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بجنستان (اقتباس از عاشوری و همکاران ۱۳۸۶)

**دولومیت های نوع ۱ (زینوتاپیک A)** - این نوع دولومیت از بلورهای تقریباً هم اندازه و بی شکل همراه با سطوح بلوری نامنظم تشکیل شده اند. اندازه این بلورها از ۱۰ تا ۳۰ میکرون در تغییر است. این دولومیتها متراکم، تیره رنگ، فاقد فسیل و همراه با دانه های کوارتز آواری است (شکل ۳- الف).

### پetroگرافی دولومیت ها

دولومیت های سازند جمال در منطقه مورد مطالعه دارای فابریک متفاوتی هستند. با استفاده از طبقه بندی سیلی و گرگ (Sibely and Gregg 1987) و بر اساس روش مازولو (Mazullo 1992) و فریدمن (Friedman 1965) دولومیت های منطقه مورد مطالعه به ۵ نوع به شرح زیر تقسیم می شوند.



شکل ۲- ستون چینه شناسی سازند جمال در شمال بجنستان

به فرم سیمان در داخل حفرات و فضاهای خالی تشکیل شده است (شکل ۳-ط). بطور معمول ابعاد بلورها به اندازه فضاهای خالی موجود بستگی دارد که از دیواره به سمت مرکز حفرات و شکستگی ها افزایش می یابد.

### آنالیز عنصری

از آنجاییکه شناسایی فرآیندهای دیاژنتیکی در دولومیتها به ترکیب سیال دولومیت ساز بستگی دارد (Rao 1996)، در نتیجه ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیتها می تواند ترکیب سیال دولومیت ساز را مشخص کند (Warren 2000). ترکیب متفاوت این عناصر در دولومیت ها، به مقدار قابل توجهی به دلیل ترکیب متفاوت سیالات دولومیت ساز (شیرین، لب شور، دریایی و فوق العاده شور) است (Rao 1996). بدلیل مخلوط بودن برخی از دولومیت ها با سنگ آهک و دشوار بودن تهیه نمونه از آنها در سازند جمال، از انواع دولومیت های شناسایی شده در منطقه بجنستان فقط از دونوع دولومیت ۱ و ۴ برای آنالیزهای ژئوشیمیایی استفاده شده است.

بر اساس آنالیز عنصری دولومیت های سازند جمال مقادیر Ca بین ۳۰/۷ تا ۳۴/۷ درصد، Mg بین ۷/۳۷ تا ۱۳/۱ درصد، Sr بین ۴۰ تا ۱۶۰ پی پی ام، Na بین ۱۳۹۹۰ تا ۴۰۵۸۰ پی پی ام، Fe بین ۱۰۲۰ تا ۳۷۷۰ پی پی ام و Mn بین ۱۴۰ تا ۵۸۰ پی پی ام در تغییر است (جدول ۱).

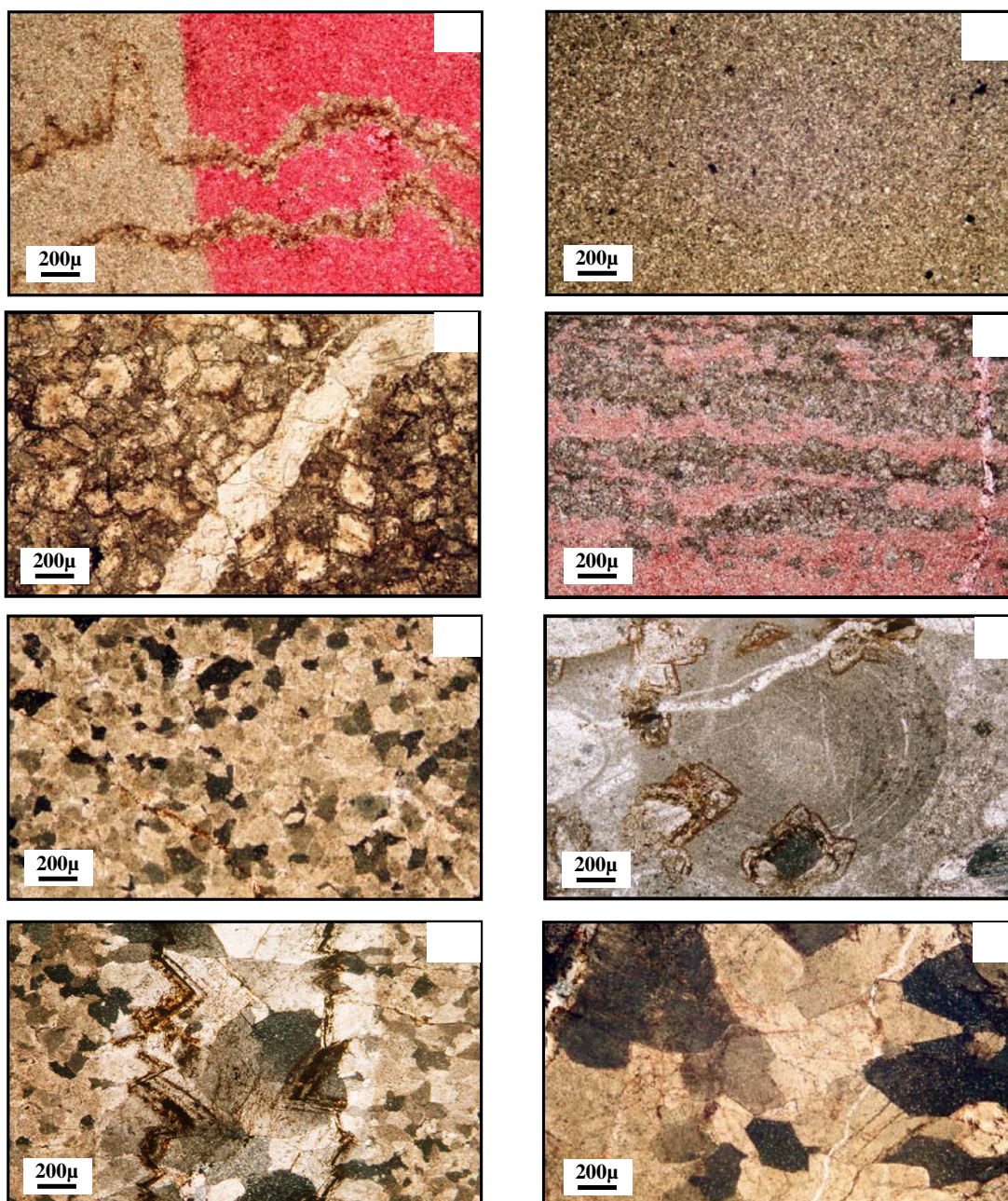
**دولومیت نوع ۲ (ایدیوتاپیک P)** - این نوع دولومیت شامل بلورهای ریز تا متوسط، شکل دار تا نیمه شکل داری است، که در یک زمینه آهکی شناورند. اندازه این بلورها از ۳۰ تا ۱۰۰ میکرون در تغییر است. این دولومیت ها عمدتاً در اطراف شکستگی ها و استیلولیت ها و یا بصورت پراکنده و بطور انتخابی جانشین ماتریکس و یا برخی از دانه ها شده اند (اشکال ۳-ب، ۳-ج).

**دولومیت های نوع ۳ (ایدیوتاپیک E)** - دولومیت های نوع ۳ از بلورهای شکل دار با مرزهای بلوری مسطح (planar-e) تشکیل شده اند (شکل ۳-د). اندازه بلورهای این نوع دولومیت بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ میکرون است. برخی از این دولومیت ها دارای هسته ابری و یا کلسیتی هستند. برخی از آنکوئید ها نیز به فرم پراکنده بوسیله این نوع دولومیت، دولومیتی شده اند (شکل ۳-ه).

**دولومیت نوع ۴ (ایدیوتاپیک S)** - این نوع دولومیت از بلورهای متراکم نیمه شکل دار تا شکل دار با مرزهای بین بلوری مسطح تشکیل شده اند. این گروه با توجه به اندازه خود به دو دسته تقسیم می شوند. گروه اول شامل بلورهای با اندازه ۶۰ تا ۲۰۰ میکرون (شکل ۳-و) و گروه دیگر شامل بلورهایی با اندازه ای بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون (شکل ۳-ز) است. دولومیت های نوع ۴ فراواترین نوع دولومیت در سازند جمال در منطقه مورد مطالعه است. این دولومیت ها از نظر بافتی مخرب بوده بطوریکه بافت رسوبی اولیه را از بین برده اند.

**دولومیت نوع ۵ (ایدیوتاپیک C)** - این دولومیت ها از بلورهای شکل دار به اندازه ۱۰۰ تا بیش از ۳۰۰ میکرون و





شکل ۳- انواع مختلف دولومیت سازند جمال در شمال بجنستان (XPL) (الف) دولومیت زینوتاپیک A. (ب) دولومیت ایدیوتاپیک P در اطراف استیلولیت ها. (ج) لایه های میکروبیالی که بطور جزئی توسط دولومیت های ایدیوتاپیک P دولومیتی شده اند. (د) دولومیت ایدیوتاپیک E. (ه) دولومیتی شدن بخشی از نوع ایدیوتاپیک E در آنکوئیدها. (و) دولومیت های متوسط بلور ایدیوتاپیک S. (ز) دولومیت های درشت بلور ایدیوتاپیک S. (ط) دولومیت های ایدیوتاپیک C.

جدول ۱- نتایج آنالیز عنصری دولومیت های سازند جمال در منطقه بجنستان

Type of dolomite	Sample No.	Ca%	Mg%	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Na (ppm)
Xenotopic A	A37 b	33.34	9.84	110	360	3590	17650
	A122 a	33.8	9.22	80	560	3200	24230
	A122 b	33.53	8.72	90	580	3770	23470
	A134 b	34.69	7.37	160	177	3450	13990
Idiotopic-S(M)	A29	32.14	12.15	60	240	2080	22700
	A36	32.38	11.1	90	180	2040	26890
	A43	32.87	10.53	50	200	1140	15000
	A60	30.66	13.14	60	140	2400	38390
	A62	32.78	10.93	80	150	1090	22610
	A63	32.43	11.86	80	190	2110	17970
	A72	31.64	11.96	70	140	1020	35650
	A91	31.43	13.38	50	170	1960	21610
Idiotopic-S(L)	A28 a	31.5	10.67	50	180	2940	13920
	A28 b	31.66	13.07	50	160	2650	40580
	A79 a	31.58	11.99	40	290	2170	23650
	A79 b	31.71	12.7	60	210	2430	23650

کوارتز، فابریک چشم پرنده ای و عدم وجود فسیل، این دولومیت ها همزمان با رسوبگذاری و یا در مراحل اولیه دیاژنز در یک محیط سوپراتایدال تا اینترتایدال بالایی تشکیل شده اند (Al-Aasm and Packard 2002). از نظر آنالیز عنصری این نوع از دولومیت ها دارای بیشترین مقادیر Ca (میانگین ۳۳/۸٪)، Sr (میانگین ۱۱۰ پی پی ام)، Fe (میانگین ۳۵۰۳ پی پی ام) و Mn (میانگین ۴۱۹ پی پی ام) و کمترین مقادیر Mg (میانگین ۸/۸٪) و Na (میانگین ۱۹۸۳۵ پی پی ام) هستند. تمرکز استرانسیم در دولومیت های

تلفیق داده های ژئوشیمیایی و اطلاعات پتروگرافی می تواند درک بهتری از منشا، زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز را فراهم کند (Azmy et al. 2001; Swart et al. 2005).

**دولومیت های زینوتاپیک A:** بطور کلی اندازه بلورهای دولومیت می تواند برای تشخیص دولومیت های دیاژنتیکی اولیه از ثانویه مورد استفاده قرار گیرد (Amthor and Friedman 1992; Ye and Mazzullo 1993). با توجه به فابریک و اندازه ریز بلورها، وجود ذرات پراکنده

انجام آنالیزهای عنصری از این نوع دولومیت نمونه ای گرفته نشده است.

**دولومیت های متوسط بلور ایدیوتاپیک E:** از نظر ترمودینامیکی امکان تشکیل بلورهای شکل دار دولومیت در دماهای پایین یا درجه اشباع شدگی پایین و در زمان طولانی بیشتر است (Sibley and Gregg 1987; Arvidson and Mackenzie 1998). بدلیل ویژگیهای بافتی و اندازه بلورها، احتمالاً این دولومیت ها در مرحله تدفین کم عمق بصورت جانیشینی تشکیل شده اند (Machel 2004; Whitaker et al. 2004). از این نوع دولومیت ها نیز به دلیل مخلوط بودن با سنگ آهک های سازند جمال برای انجام آنالیزهای عنصری نمونه ای گرفته نشده است.

**دولومیت متوسط و درشت بلور ایدیوتاپیک S:** بافت مسطح این دولومیت ها در اثر رشد بلورها به دنبال جریان پیوسته ای از سیال دولومیت ساز در دمای پایین به وجود آمده است (Sibley and Gregg 1987). بین فابریک و اندازه بلورهای دولومیت ها یک ارتباط مستقیم وجود دارد، بطوریکه با افزایش اندازه بلورها مرزهای بلوری مسطح افزایش می یابند (Kirmac and Akdag 2005). بافت این دولومیت ها نشان دهنده جانیشینی دیاژنتیکی سنگ آهک اولیه و یا تبلور مجدد دولومیت های اولیه، است. احتمالاً این جانیشینی و یا تبلور مجدد در زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتیگراد) در مرحله تدفین کم عمق تا متوسط تشکیل شده اند (Whitaker et al. 2004). آنالیز عنصری این نوع از دولومیت ها بر روی ۹ نمونه از دولومیت های متوسط بلور و ۴ نمونه از دولومیت های درشت بلور انجام گرفته است. دولومیت های متوسط

نوع ۱ نسبتاً بالاتر از سایر دولومیتها در منطقه مورد مطالعه است.

بطور کلی، دولومیت های اولیه دانه ریز دارای مقادیر Sr بیشتری نسبت به دولومیت های درشت بلور دیاژنتیکی هستند (Warren 2000). در دولومیت های ریز بلور زینوتاپیک A که در طی دیاژنز اولیه ایجاد شده اند، مقدار آهن و منگنز بدلیل وجود کانی اکسید آهن در نمونه ها، بالاتر از دولومیت های دیاژنتیکی ثانویه است. آب دریا تنها منبع منیزیم دولومیت های ریز بلوری است که در نزدیکی سطح و تحت شرایط دمای پایین در پهنه های جزر و مدی تشکیل شده اند (Land 1985).

**دولومیت ایدیوتاپیک P:** دولومیت های پراکنده در گل های آهکی در طی مراحل تدفین کم عمق تشکیل شده اند. آب های بین دانه ای غنی از یون منیزیم، که حاصل انحلال کلسیت با منیزیم بالا در حین تدفین کم عمق هستند، می تواند منشاء یون منیزیم برای این نوع از دولومیت ها باشد (Mukhopadhyay et al. 1996). در سازند جمال همچنین دولومیت ها بطور جزئی در امتداد استیلولیت ها دیده می شوند. احتمالاً سیال حاوی منیزیم حاصل فرآیند انحلال فشاری، با سنگ آهک های مجاور در سطح استیلولیت واکنش داده و دولومیت تشکیل شده است (Lee and Friedman 1987) و یا اینکه استیلولیت بعنوان مجرای جهت حرکت سیال دولومیت ساز در شرایط تدفین کم عمق عمل نموده است (آدابی ۱۳۸۳). اگرچه به دلیل وجود درصد کمی از دولومیت ها در امتداد استیلولیت ها، انحلال فشاری نمی تواند منبع مهمی برای منیزیم در منطقه به شمار آید. به دلیل مخلوط بودن این نوع از دولومیت ها با سنگ آهک های سازند جمال، برای



می شود. این دولومیت ها در بعضی موارد خاموشی موجی از خود نشان می دهند که نشان دهنده تشکیل شدن آنها تحت شرایط فشار و دمای بالا است اما حرارت و فشار به حدی نبوده است که باعث تشکیل دولومیت زین اسبی شود. این نوع از دولومیت ها آخرین نسل دولومیت در سازند جمال هستند. به دلیل دشواری تهیه نمونه از این دولومیت ها در بررسی های ژئوشیمیایی استفاده نشده است.

علاوه بر روش رنگ آمیزی که معمولترین روش جهت تفکیک سنگ آهک از دولومیت است، با استفاده از داده های ژئوشیمیایی نیز می توان این نمونه هارا از یکدیگر جدا نمود.

مقدار متوسط کلسیم در دولومیت های سازند جمال در منطقه مورد مطالعه ۳۲/۵ درصد و متوسط مقدار منیزیم ۱۱ درصد است. اما متوسط میزان Ca در گل های آهکی ۳۷/۳۴ درصد و متوسط مقدار Mg ۱/۲۳ است (جدول ۲). تغییرات Mg در دولومیت ها معمولاً بین ۱۰ تا ۱۳ درصد و در سنگ آهک ها این مقدار بین ۰ تا ۳ درصد در تغییر است. مقادیر Mg و Ca در سنگ های آهکی و دولومیتی یک ارتباط معکوس را نشان می دهند، زیرا در دولومیت ها مقدار Ca کم و مقدار Mg در مقایسه با سنگ آهک ها بیشتر است. بنابراین با ترسیم مقادیر Ca و Mg در مقابل هم می توان نمونه های آهکی را از دولومیتی جدا کرد (شکل ۴). ترسیم مقادیر منیزیم در مقابل نسبت منیزیم به کلسیم در دولومیت های سازند جمال یک روند مثبت را نشان می دهد (شکل ۵).

مقادیر استرانسیم در دولومیت های سازند جمال بین ۴۰ تا ۱۶۰ پی پی ام (میانگین ۷۶ پی پی ام) و در گل های آهکی این سازند بین ۱۹۰ تا ۴۵۰ پی پی ام (میانگین ۲۹۷ پی پی

بلور بطور میانگین دارای ۳۲ درصد Ca، ۱۱/۹ درصد Mg، ۶۷/۵ پی پی ام Sr، ۲۳۴۱۵ پی پی ام Na، ۱۷۳۰ پی پی ام Fe و ۱۷۶ پی پی ام Mn است. همچنین دولومیت های درشت بلور آن بطور میانگین دارای ۳۱/۶ درصد Ca، ۱۲/۲ درصد Mg، ۵۰ پی پی ام Sr، ۲۵۴۵۰ پی پی ام Na، ۲۵۴۸ پی پی ام Fe و ۲۱۰ پی پی ام Mn هستند. با توجه به اندازه دولومیت ها و مقادیر بیشتر عناصر Fe، Mn و Na همچنین مقادیر کمتر Sr در دولومیت های درشت بلور نسبت به متوسط بلور چنین استنباط می شود که دولومیت های درشت بلور در عمق تدفین بیشتری نسبت به دولومیت های متوسط بلور تشکیل شده اند. مقادیر کم استرانسیم در دولومیت های متوسط و درشت بلور ایدیوتاپیک S نسبت به دولومیت های ریز بلور زینوتاپیک A در سازند جمال می تواند بعلاوه تبلور مجدد این دولومیت ها در طول دیاژنز تدفینی باشد. منبع منیزیم برای تشکیل دولومیت های متوسط تا درشت بلور می تواند از طریق تراکم شیل های زیرین و یا شورابه های حوضه ای تامین شده باشد. شورابه های حوضه ای به عنوان مهمترین منبع منیزیم برای دولومیتی شدن در تدفین متوسط تا عمیق در نظر گرفته می شوند (Gao and Land 1991; Srinivasan et al., 1994). مقادیر قابل توجهی یون منیزیم در طی دیاژنز شیل ها از طریق تبدیل اسمکتیت به ایلیت (با از دست دادن منیزیم) در طی تدفین حاصل می شود (Friedman 1965). میان لایه های شیلی در سازند جمال و یا شیل های سازند سردر می تواند منشاء احتمالی منیزیم مورد نیاز جهت دولومیتی شدن در سازند جمال باشند.

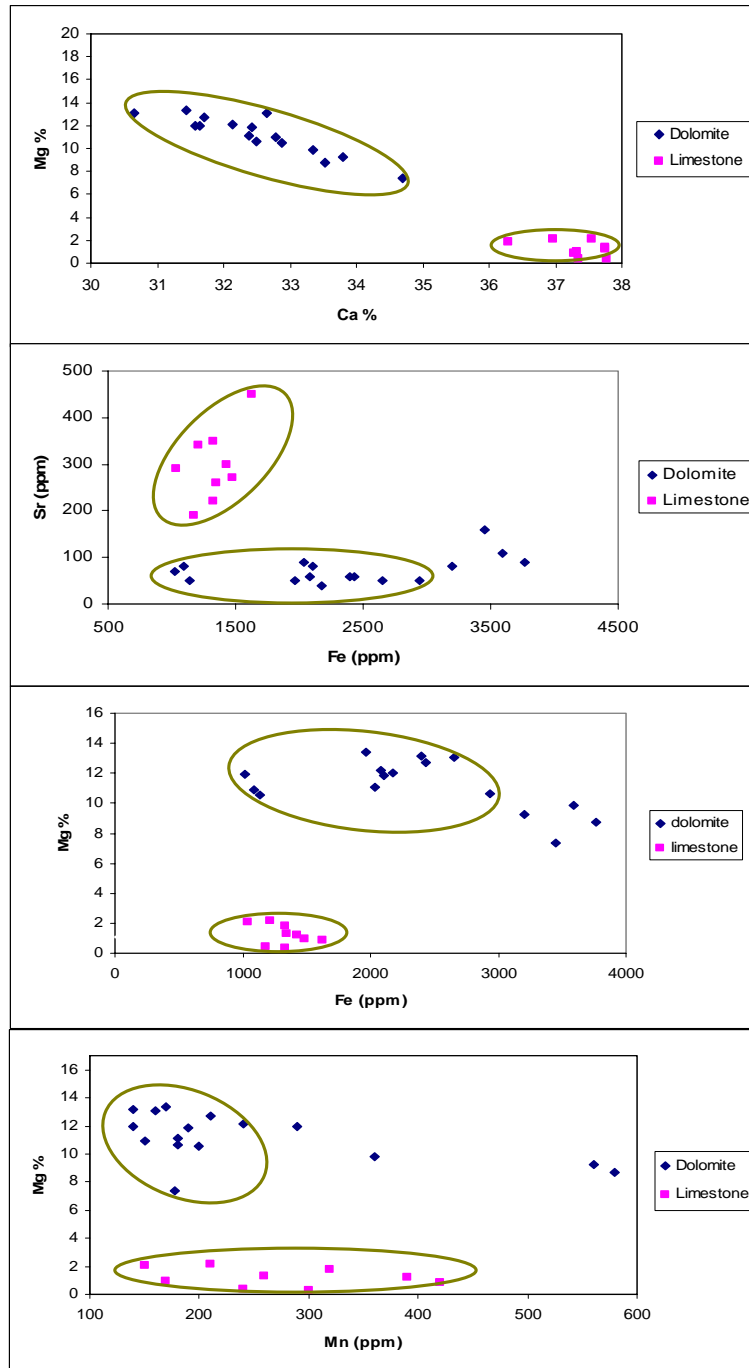
**دولومیت های ایدیوتاپیک C:** این نوع از دولومیت ها به صورت رگه ای در داخل سنگ های سازند جمال دیده

های مایع یا جامد از NaCl و یا آلتراسیون کانی های رسی غنی از سدیم باشد (Akçay et al. 2003; Kirmac and Akdag 2005). همچنین مقدار بالای سدیم در این دولومیت ها ممکن است بدلیل شوری زیاد سیالات دولومیت ساز باشد. ترسیم مقادیر سدیم در مقابل منیزیم نشان می دهد که با افزایش درصد منیزیم مقدار سدیم نیز افزایش می یابد (شکل ۷).

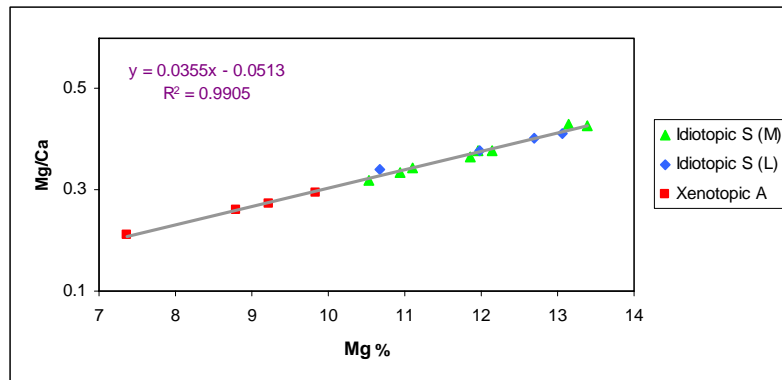
ام) در تغییر است (جدول ۲). پایین بودن میزان استرانسیم در دولومیت ها نسبت به سنگ آهک ها، عمدتاً به دلیل ضریب توزیع کمتر استرانسیم در دولومیت ها است (Veizer 1983). با ترسیم مقادیر Sr در مقابل Fe می توان نمونه های آهکی را از دولومیتی جدا نمود (شکل ۴). همچنین ترسیم مقادیر استرانسیم در مقابل منیزیم روند منفی را نشان می دهد (شکل ۶). این روند منفی به علت جانشین شدن استرانسیم به جای کلسیم در شبکه دولومیت است. Na فراوانترین کاتیون موجود در آب دریا است و تمرکز آن در دولومیت ها درجه شوری سیال مادر را تعیین خواهد کرد (Warren 2000; Suzuki et al. 2006). مقدار سدیم دولومیت های سازند جمال در منطقه مورد مطالعه بین ۱۳۹۹۰ تا ۴۰۵۸۰ پی پی ام (میانگین ۲۲۹۰۰ پی پی ام) است. تفسیر مقادیر سدیم در دولومیت ها مشکل است زیرا تمرکز بالای سدیم ممکن است بعلت حضور اینکلوزیون

جدول ۲- نتایج آنالیزهای عنصری گل های آهکی سازند جمال در منطقه بجنستان

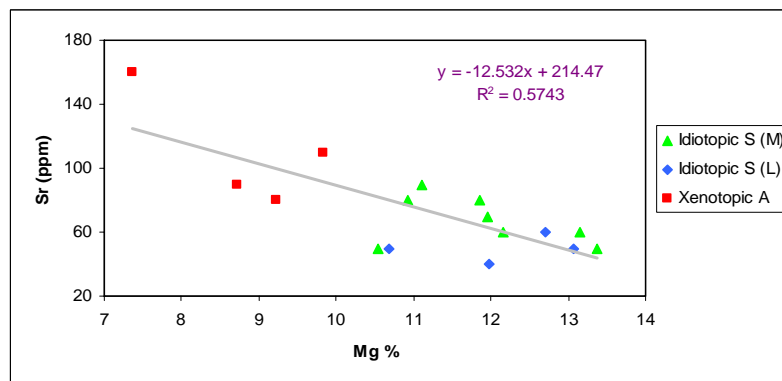
Sample No.	Ca%	Mg%	Sr (ppm)	Mn(ppm)	Fe(ppm)	Na(ppm)
A6	37.75	1.18	300	390	1430	19630
A7	37.55	2.15	340	210	1210	24590
A11	37.79	0.39	190	240	1180	26850
A16	37.75	1.32	260	260	1350	17860
A17	36.28	1.79	220	320	1330	30660
A19	37.32	0.96	270	170	1480	29610
A34	37.28	0.86	450	420	1630	32100
A35	36.96	2.04	290	151	1040	35300
A50	37.35	0.33	350	300	1330	36330



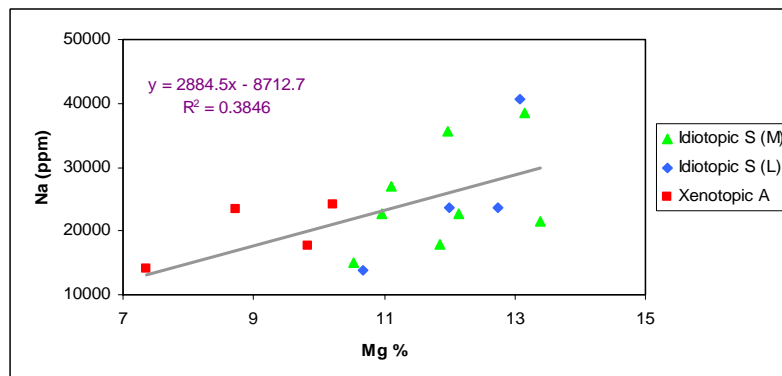
شکل ۴- تفکیک دولومیت ها از گل های آهکی سازند جمال در منطقه بجنستان با استفاده از عناصر اصلی و فرعی



شکل ۵- روند مثبت منیزیم در مقابل نسبت منیزیم به کلسیم دولومیت های سازند جمال در منطقه بجستان.



شکل ۶- همبستگی منفی مقدار استرانسیم در مقابل درصد منیزیم.

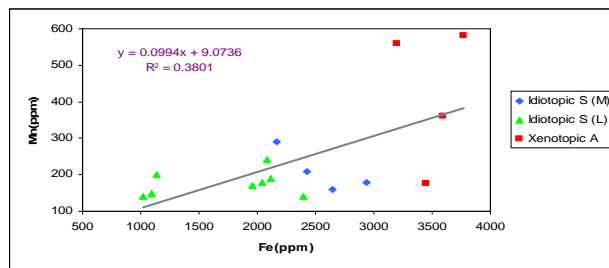


شکل ۷- روند مثبت مقادیر منیزیم در مقابل سدیم.

مقدار این عناصر در سایر دولومیت های سازند جمال می تواند بدلیل ته نشست آنها از سیالات غنی از Fe و Mn تحت شرایط احیایی و یا ورود این عناصر در شبکه دولومیت ها در طی دیاژنز تدفینی باشد (Kirmac and Akdag 2005). همچنین تمرکز این عناصر به شرایط احیایی سیالات درون حفره ای وابسته است (Al-Aasm 2000)، و با توجه به این که معمولاً شرایط احیایی با افزایش عمق تدفین افزایش می یابد و بیشتر سیالات زیر سطحی احیایی هستند (Barnaby and Read 1992)، در نتیجه در طول دیاژنز با افزایش عمق تدفین میزان تمرکز عناصر آهن و منگنز افزایش می یابد (Gasparri et al. 2006). ترسیم مقادیر آهن در مقابل منگنز نشان می دهد که این دو عنصر دارای یک روند مثبت هستند به طوری که با افزایش مقادیر آهن مقدار منگنز نیز افزایش می یابد (شکل ۸).

نسبت Sr/Ca در کربناتها به نسبت Sr/Ca آب دریا و ضریب توزیع استرانسیم در کربناتها بستگی دارد (Stoll and Scharag 1998). نسبت Sr/Ca 1000 در گل های آهکی سازند جمال بین ۰/۵ تا ۱/۲۱ (میانگین ۰/۸) و در دولومیت ها از ۰/۴۸ تا ۰/۴۶ (میانگین ۰/۲۲) تغییر می کند. بر اساس ترسیم نسبت Sr/Ca 1000 در مقابل عناصر Mn و Mg می توان روند دیاژنز در سیستم های باز و بسته را تعیین کرد (Bates and Brand 1990).

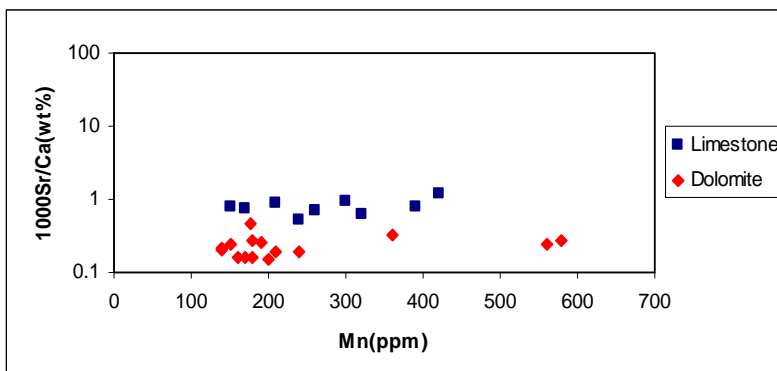
مقدار آهن و منگنز در دولومیت های سازند جمال به ترتیب بین ۱۰۲۰ تا ۳۷۷۰ پی پی ام (میانگین ۲۵۹۳ پی پی ام) و ۱۴۰ تا ۵۸۰ پی پی ام (میانگین ۲۶۹ پی پی ام) در تغییر است. میانگین تمرکز این عناصر در گل های آهکی سازند جمال به ترتیب ۲۵۸ و ۱۳۳۱ پی پی ام است (جدول ۲). میزان میانگین آهن و منگنز در دولومیت های سازند جمال بیشتر از میانگین مقادیر آهن (۱۳۳۱ پی پی ام) و منگنز (۲۵۸ پی پی ام) در گل های آهکی سازند جمال است. از آنجایی که منگنز و آهن جانشین منیزیم می شوند، بنابراین مقادیر بالاتر منگنز و آهن در دولومیت ها به دلیل فراوانی منیزیم در دولومیت نسبت به سنگ آهک است (Rao 1996). ضریب توزیع منگنز و آهن در دولومیت ها بزرگتر از یک است (Lumsden et al. 1989; Veizer 1983). با ترسیم مقادیر Fe و Mn در مقابل Mg می توان نمونه های آهکی را از دولومیتی جدا نمود (شکل ۴). همانطور که در شکل ۴ دیده می شود چهار نمونه از دولومیت ها که ترکیب کانی شناسی آنها بوسیله مطالعات پتروگرافی و رنگ آمیزی از نوع زینوتاپیک A محرز شده است خارج از محدوده ترسیم شده در نمودارهای Mg در مقابل Mn و Fe و نمودار استرانسیم در مقابل آهن قرار گرفته است. این موضوع به احتمال زیاد به دلیل بالا بودن مقدار منگنز (۵۶۰ و ۵۸۰ پی پی ام) و آهن در این نوع دولومیت هاست که در هنگام تشکیل در شرایط اکسیدی قرار داشته و کانی های آهن دار و منگنز دار به همراه دولومیت ها بر جای گذاشته شده است.



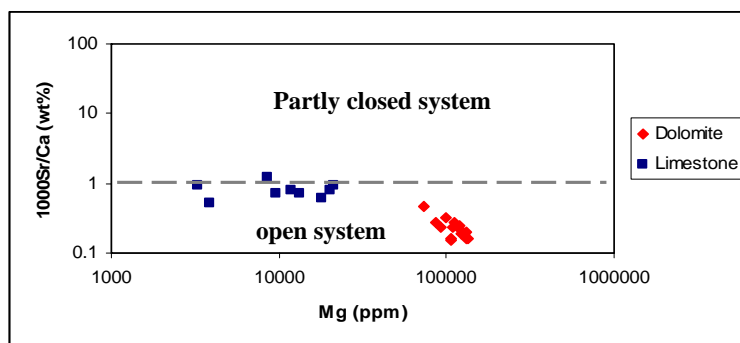
شکل ۸- روند مثبت مقادیر منگنز در برابر آهن.

بر این اساس سنگ‌های آهکی و دولومیتی سازند جمال در منطقه بجزستان در یک سیستم دیاژنتیکی باز قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۹ و ۱۰).

در سیستم‌های دیاژنتیکی باز به دلیل افزایش واکنش بین آب و سنگ، میزان نسبت  $1000\text{Sr}/\text{Ca}$  کاهش می‌یابد در صورتیکه در سیستم‌های دیاژنتیکی نیمه بسته که فعل و انفعالات آب به سنگ کم است، این نسبت در فازهای دیاژنتزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد.



شکل ۹- ترسیم مقادیر  $1000\text{Sr}/\text{Ca}$  در مقابل Mn.



شکل ۱۰- ترسیم مقادیر  $1000\text{Sr}/\text{Ca}$  در مقابل Mg.

### نتیجه‌گیری

P، ایدیوتاپیک E، ایدیوتاپیک S و ایدیوتاپیک C از یکدیگر تفکیک شده‌اند. دولومیت‌های نوع اول در مراحل ابتدایی دیاژنتز و انواع دوم، سوم و چهارم که حاصل

سازند جمال در برش مورد مطالعه از ۳۴۹ متر سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی پنج نوع دولومیت زینوتاپیک A، ایدیوتاپیک

۱- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳، ژئوشیمی رسوبی، آراین زمین، ص. ۴۴۸.

۲- عارفی فرد، س.، م.ح.، آدابی، خ.، خسروتهرانی، ع.، آقانباتی، ا. و و.، دیویداف، ۱۳۸۵، بیوستراتیگرافی سازندهای خان و جمال در مناطق کلمرد، شتری و شیرگشت (ایران مرکزی) بر مبنای فرامینفرها (فوزولینید)، فصلنامه زمین شناسی ایران، ش. ۴، ص. ۳-۳۱.

۳- عاشوری، ع.، کریم پور، م.ح. و سعادت، س.، ۱۳۸۶، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، بجنستان، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران.

4- Al-Aasm, I.S., 2000, Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the Western Canada Sedimentary Basin, Aquatic Geochemistry, v. 6, p. 227-248.

5- Al-Aasm, I.S. and J.J., Packard, 2000, Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites, Sedimentary Geology, v. 131, p. 97-108.

6- Akcay, M., H.M., Ozkan, B., Spiro, R., Wilson, and P.O., Hoskin, 2003, Geochemistry of a high-T hydrothermal dolostone from the Emirli (Odemis, Western Turkey) Sb- Au deposit. Mineral. Mag., v. 67, p.671-688.

7- Alavi, M., 1991, Tectonic map of the Middle East, Geol. Surv. Iran.

8- Amthor, J.E. and G.M., Frideman, 1992, Early – to Late diagenetic dolomitization of platform carbonate: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian basin, West Texas: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, p.131-143.

جانیشینی و تبلور مجدد اند و دولومیت های نوع پنجم که به فرم سیمان پرکننده حفرات هستند در طی دیاژنز تدفینی تشکیل شده اند. با توجه به اندازه کوچک دولومیت های زینوتاپیک A و همچنین مقادیر بالای Sr در این نوع از دولومیت ها، آنها کمتر تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنتیکی قرار گرفته اند و در شرایط دریایی تشکیل شده اند. اما بدلیل وجود کانی های اکسید آهن که بطور پراکنده در زمینه دولومیت های ریز بلور قرار دارند آهن و منگنز مقادیر بالایی را از خود نشان می دهند. آنالیز عنصری نشان می دهد که مقدار Sr در دولومیت های متوسط و درشت بلور ایدیوتاپیک S نسبت به دولومیت های ریز بلور زینوتاپیک A کمتر بوده که این به علت شرایط دیاژنز تدفینی و تبلور مجدد است. با توجه به اندازه بلورها و افزایش مقادیر Mn و Fe در دولومیت های درشت بلور نسبت به دولومیت های متوسط بلور ایدیوتاپیک S نشان می دهد که دولومیت های درشت بلور در شرایط احیایی تر و عمق تدفین بیشتری تشکیل شده اند.

با توجه به تشکیل دولومیت های ریز بلور در نزدیکی سطح، منیزیم مورد نیاز آنها از آب دریا تامین شده است. اما منشا منیزیم در سایر انواع دولومیتها می تواند عمدتاً از دیاژنز شیل ها، شورابه های حوضه ای و یا انحلال فشاری نتیجه شده باشد.

بر اساس نمودار نسبت  $1000\text{Sr}/\text{Ca}$  در مقابل Mn و Mg سنگ های آهکی و دولومیتی سازند جمال در منطقه بجنستان در یک سیستم دیاژنتیکی باز قرار گرفته اند.



- 16- Gasparini, M., T., Bechstadt, and M., Boni, 2006, Massive hydrothermal dolomites in the Southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution, *Marine and Petrology Geology*, v. 23, p. 543-568.
- 17- Kirmac, M.Z., and K., Akdag, 2005, Origin of dolomite in the late Cretaceous-Paleocene limestone turbidite, Eastern Pontides, Turkey, *Sedimentary Geology*, v. 181, p. 39-57.
- 18- Land, L.S., 1985, The origin of massive dolomite: *Jour.Geol. Education*, v. 33, p. 112-125.
- 19- Lee, Y.I., and G.M. Frideman, 1987, Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonate in west Texas and southeastern New Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p.544-557.
- 20- Leven, E.Ja. and A., Taheri, 2003, Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of East Iran. Gzhelian and Asselian deposits of the Ozbak-Kuh region. *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia.*, v. 109, no. 3, p. 21-38.
- 21- Leven, E.Ja. and H., Vaziri Moghaddam, 2004, Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of East Iran. The Permian in the Baghe-Vang section(Shirgesht area). *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia.*, v. 110, no.2, p. 441-465.
- 22- Lumsden, D.N., L.G., Shipe, and R.V., Lloyd, 1989, Mineralogy and Mn geochemistry of
- 9- Arvidson, R.S. and F.T., Mackenzie, 1998, The dolomite problem: the control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science*, v. 299, 257–288.
- 10- Azmy, K., J., Veizer, A., Misi, T.F., Oliveira, A.L., Sanches, and M.A., Dardenne, 2001, Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, Sao Francisco Basin, Brazil, *Precambrian Research*, v. 112, p. 303-329.
- 11- Barnaby, R.J., and J.F., Read, 1992, Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady dolomite, Virginia Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 1023- 1043.
- 12- Bates, N.R. and Brand, U., 1990, Secular variation of calcium carbonate mineralogy; an evaluation of ooid and micrite chemistries, *Geologische Rundschau*, v. 79, pp. 27-46.
- 13- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p.441-505.
- 14- Friedman, G.M., 1965 Terminology of crystallization texture and fabrics in sedimentary rocks., *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 35, p. 643-655.
- 15- Gao, G., and L.S., Land, 1991, Early Ordovician Cool Creek dolomite, Middle Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, USA: origin and modification, *Journal Sedimentary of Petroleum*, v. 61, p. 161-173.

- 29- Srinivasan, K., K.R., Walker, and S.A., Goldberg, 1994, Determining fluid source and possible pathways during burial Dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA: *Sedimentology*, v. 41, p. 293-308.
- 30- Stoll, H.M. and Schrag, D.P., 1998, Effect of quaternary sea level cycles on strontium in seawater, *Geochemistry and Cosmochimistry*, v. 62, pp. 1107-1118.
- 31- Suzuki, Y., Y., Iryu, S., Inagaki, T., Yamada, S., Aizawa, and D.A., Budd, 2006, Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea., *Sedimentary Geology*, v. 183, p. 181-202.
- 32- Swart, P.K., D.L., Cantrell, H., Westphal, C.R., Handford, and C.G., Kendall, 2005, Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar Field, Sudi Arabia: evidence from petrographic and geochemical constraints. *Journal of Sedimentary Petrology Research*, v. 75, p. 476-491.
- 33- Veizer, J., 1983, Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates, *Rev. Mineral.*, v. 11, p. 265-300.
- 34- Wacey, D., D.T., Wright, and A.J., Boyce, 2007, A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia, *Chemical Geology*, v. 244, p. 155-174.
- laboratory- synthesized dolomite., *Geochim. Cosmochim. Acta.*, v. 53, p. 2325-2342.
- 23- Machel, H.G., 2004, Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal, In: C.J.R., Braithwaite, G., Rizi and G., Darke(eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbone Reservoirs*, Geological Society of London, Special Publications, no.235, p. 7-63.
- 24- Mazzullo, S.J., 1992, Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporite*, v. 7, p. 21-37.
- 25- Mukhopadhyay, J., S.K., Chanada, M., Fukuoka, and A.K., Chaudhur, 1996, Deep-water dolomites from the Proterozoic Pengange Group in the Pranhita-Gondavari Valley, Andhra Pradesh, India, *Jour.Sed.Research*, v.66, p.223-230.
- 26- Rao, C.P., 1996, Elemental composition of marine calcite in modern temperate shelf brachiopoda, bryozoans, and bulk carbonate, Eastern Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, v. 11, P.1-18.
- 27- Schmidt, M., S., Xeflide, R., Botz, and S., Mann, 2005, Oxygen isotope fractionation during synthesis of CaMg-carbonate and implications for sedimentary dolomite formation, *Geochimica et cosmochimica Acta*, v. 69, No.19, p. 4665-4674.
- 28- Sibely, D.F., J.M., Gregg, 1987, Classification of dolomite rock textures., *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 967-675.

- 35- Warren, J.K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: *Earth Science Review*. v. 52, p. 1-81.
- 36- Whitaker, F.F., P.L., Smart, and G., Jones, 2004, Dolomitization: From conceptual to numerical models, In: C.J.R., Braithwaite, G., Rizi and G., Darke(eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*, Geological Society of London, Special Publications, no.235, p. 99-139.
- 37- Yazdi, M., 1999, Late Devonian-Carboniferous conodont from estern Iran, *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia*, v. 105, no.2, p.167-200.
- 38- Ye, Q., and S.J., Mazzullo, 1993, Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, north platform, Midland Basin, Texas: *Carbonates and Evaporites*, v. 8, p. 55-70.