

پتروگرافی و زمین شیمی دولومیت های سازند سورمه در منطقه فارس داخلی، جنوب باختری

ایران

علی حسین جلیلیان

استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور

یعقوب لاسمی

سازمان زمین شناسی دانشگاه ایلینویز، امریکا

علی آقائباتی

گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

تاریخ دریافت: ۹۰/۴/۱۳ تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۰/۱۲

jalilian@pnu.ac.ir

چکیده

سازند سورمه (توآرسین-تیتونین) کهن ترین عضو گروه خامی (ژوراسیک زیرین-کرتاسه زیرین) است که در بخش هایی از مناطق مرکزی و خاور زاگرس رخنمون دارد. در بعضی از نواحی جنوب ایران، ضخامت این سازند تا ۱۰۰۰ متر هم می رسد و از سه بخش کربناته و دو بخش شیلی تشکیل شده است. بررسی های پتروگرافی (اندازه و شکل بلورها) و ژئوشیمیایی ($\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ و مقدار عناصر Na, Mg, Sr, Fe, Mn و Ca) از بودن چهار نوع دولومیت مختلف در برونزدهای این سازند در منطقه فارس داخلی حکایت می کند. مجموعه این شواهد نشان می دهند که دولومیت های ریزبلور تحت شرایط سطحی (محیط جزرومدی) و انواع با زمینه میکریتی، زین اسبی و سیمان دولومیتی در دفن کم عمق تا عمیق پدید آمده اند. منبع اصلی تأمین کننده منیزیم دولومیت های یاد شده به ترتیب آب دریا، دگرسانی کلسیت با منیزیم زیاد، تراکم نهشته های شیلی و تبدیل کانی های تیخیری تشخیص داده شده است. محاسبه دمای تشکیل دولومیت های این سازند نیز بیانگر تشکیل آن ها در محدوده دمای بین ۳۳ تا ۷۴ درجه سانتی گراد است.

کلمات کلیدی: سازند سورمه، دولومیت، فارس داخلی، زاگرس

مقدمه

نگاری و دیرینه شناسی آن پرداخته شده است (برای مثال Setudehnia, Wynd, 1965; Kamen-Kaye, 1970; 1978). اخیراً رخساره ها، محیط رسوبگذاری و چینه نگاری سکansı برونزدهای این سازند مورد بررسی قرار گرفته است (برای مثال جلیلیان و همکاران، ۱۳۸۷؛ جلیلیان، ۱۳۸۹ و Lasemi and Jalilian, 2010). با توجه به گسترش زیاد دولومیت ها در این سازند که به عنوان مهم ترین سنگ مخزن نفت در خاورمیانه شناخته می شود، هدف اصلی این مقاله توصیف انواع مختلف دولومیت ها و بررسی شرایط تشکیل آن ها است.

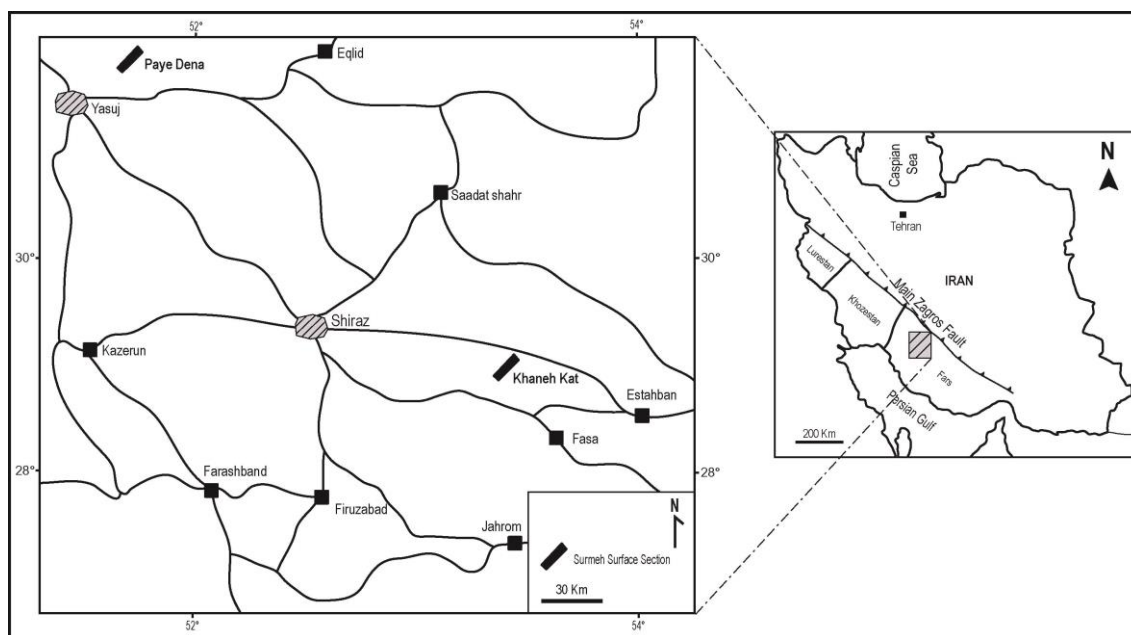
سازند سورمه (توآرسین-تیتونین) یک توالی عمدتاً کربناته است که در بعضی از نواحی جنوب ایران نزدیک به ۱۰۰۰ متر ضخامت دارد (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۹). نخستین بار، جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) سازند سورمه را به عنوان پایین ترین بخش گروه خامی (ژوراسیک زیرین-کرتاسه زیرین) معرفی و توصیف کردند. علی رغم مدت زمان طولانی از معرفی این سازند در فرهنگ چینه شناسی کشورمان، تا کنون جنبه های رسوب شناسی و ویژگی های ژئوشیمیایی آن چندان بررسی نشده و بیشتر به چینه

روش مطالعه

برای نیل به اهداف مذکور دو برش سطحی از سازند سورمه در نواحی خانه‌کت (۱۱۰ کیلومتری خاور شیراز) و پای دنا (۳۵ کیلومتری شمال خاور یاسوج) مورد بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمی قرار گرفتند (شکل ۱). نخست، از دو برش یاد شده در مجموع حدود ۶۰۰ نمونه دستی برداشت گردید. با تهیه مقاطع نازک و مطالعه آن‌ها با میکروسکوپ پولاریزان اطلاعات جامعی در مورد تغییرات اندازه و شکل بلورها در نمونه‌های دولومیتی به دست آمد. به منظور سهولت تشخیص کانی کلسیت از دولومیت، مقاطع نازک با محلول آلیزارین قرمز (ARS) به روش دیکسون (Dickson, 1966) رنگ آمیزی شدند. برای تعیین مقدار ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن، پودر ۱۲ عدد از نمونه‌ها به صورت کلی (Bulk Carbonate) به آزمایشگاه سازمان زمین شناسی ایالت ایلینویز در امریکا فرستاده شده و با دستگاه طیف سنج جرمی مدل Finnigan-MAT 251 بررسی گردیدند. همچنین، به منظور آگاهی از میزان عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Sr, Na, Mn, Fe) تعداد ۳۰ نمونه هم در دانشگاه پیام نور مرکز تهران به روش جذب اتمی (AAS) مورد تجزیه قرار گرفتند.

جایگاه زمین شناسی و چینه نگاری

منطقه زاگرس یکی از مهم‌ترین ایالت‌های نفت و گاز جهان است که با مساحتی افزون بر ۴۰۰/۰۰۰ کیلومتر مربع از جنوب خاور ترکیه تا تنگه هرمز گسترش دارد. بالا بودن سطح نسبی آب دریاها در ژوراسیک همراه با فرونشینی ناشی از عملکرد نیروهای کششی همزمان با گسترش اقیانوس نئوتتیس (Neotethys) سبب شد ضخامت زیادی از رسوبات کربناتی در این بخش از ایران تشکیل شود (Lasemi and Jalilian, 2010). در ناحیه خانه‌کت، سازند سورمه افزون بر ۷۲۰ متر و در برش پای دنا نزدیک به ۲۸۰ متر ضخامت دارد و به طور عمده از دولومیت، سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک همراه با کمی تناوب‌های شیلی-مارنی تشکیل شده است (شکل ۲). ترکیب سنگ شناسی این سازند به گونه‌ای است که می‌توان آن را به پنج بخش کربنات زیرین، شیل زیرین، کربنات میانی، شیل بالایی و کربنات بالایی تفکیک کرد (جلیلیان، ۱۳۸۹). در نواحی یاد شده، سازند سورمه با ناپیوستگی فرسایشی از سازندهای نیریز (ژوراسیک زیرین) در زیر و فلهلیان (کرتاسه زیرین) در بالا جدا می‌شود. در فارس ساحلی و مناطق پیرامون خلیج فارس، تبخیری‌های هیث (تیتونین) به عنوان آخرین واحد چینه نگاری ژوراسیک، سازند سورمه را می‌پوشانند. به سوی شمال باختر، در نواحی لرستان و عراق سازند سورمه با واحدهای سنگ چینه‌ای مختلف از جمله موس (توآرسین)، علن (آلنین)، سرگلو (بازوسین-باتونین) و نجمه (کالوین-کیمریجین) جایگزین می‌گردد (Alsharhan and James and Wynd, 1965; Nairn, 2003).



شکل ۱. جایگاه زمین شناسی زاگرس و موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه سازند سورمه در فارس داخلی

Age (Ma)	System	Series	Stage	Formation/Member	
				Lurestan	Fars
150 160 170 180 190	Cret.	L	Berriasian	Garu	Fahliyan
			Titonian	Gotnia	Hith
	Jurassic	U	Kimmeridgian	Naimeh	Upper carbonate
			Oxfordian		
			Callovian		
		M	Bathonian	Sargelu	Upper shaley unit
			Bajocian		Middle carbonate
			Aalenian		Lower shaley unit
			Toarcian	Alan	Lower carbonate
			Pliensbachian	Mus	
		L	Cinemurian	Adaiyeh	Neyriz

شکل ۲. احدهای سنگ چینه‌ای ژوراسیک زاگرس و بخش‌های پنج گانه سازند سورمه در منطقه فارس (بر اساس داده‌های James and Wynd, 1965; Lasemi and Jalilian, 2010)

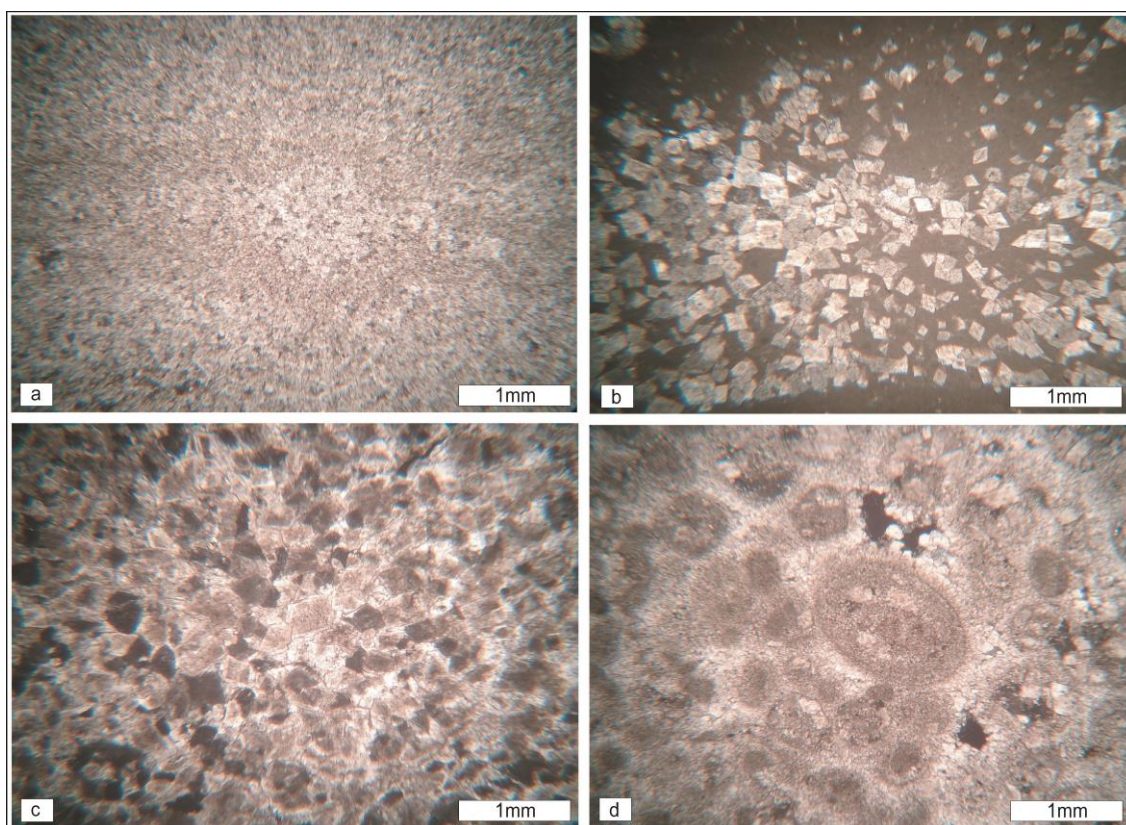
انواع دولومیت‌ها

فرایند دولومیتی شدن به عنوان اصلی‌ترین رویداد دیانژی در تغییر رخساره‌ها و ترکیب شیمیایی نهشته‌های سازند سورمه مطرح شده است (جلیلیان، ۱۳۸۹). به همین دلیل، بخش عمده این سازند را سنگ آهک‌های دولومیتی و دولومیت‌هایی تشکیل می‌دهند که در اشکال و انواع مختلف مشاهده می‌شوند. تنوع دولومیت‌های مورد نظر نتیجه تفاوت شرایط تشکیل، ترکیب سنگ آهک اولیه و زمان است. بر اساس ویژگی‌های پتروگرافی (اندازه و شکل بلورها) (برای مثال Mazzullo, 1992; Sibley and Gregg, 1987) و داده‌های ژئوشیمی، می‌توان دولومیت‌های سازند سورمه را به چهار گروه یا تیپ (Type) مختلف به شرح زیر تقسیم بندی کرد.

دولومیت تیپ یک، ریزبلور

به صورت موزایک‌های یک اندازه (با میانگین اندازه ۵۰ میکرون) و با مرزهای مسطح شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. معمولاً متراکم و بدون تخلخل و بازماندگان زیستی است. شواهدی از بافت‌های رسوبی اولیه از جمله لامینه بندی و دانه‌های پراکنده کوارتز در اندازه سیلت و قالب بلورهای تیخیری در آن به چشم می‌خورد (شکل ۳a). این تیپ معادل بافت زینوتاپیک سیبلی و

گرگ (Sibley and Gregg, ۱۹۸۷) است. در مقایسه با بقیه دولومیت‌ها، از ترکیب ایزوتوپی سنگین‌تر (PDB $\delta^{18}O = -2.67$ تا -3.40 و $\delta^{13}C = 3.02$)، مقادیر بالاتر سدیم (میانگین ۲۶۵ پی‌پی‌ام) و استرانسیم (میانگین ۴۲۷ پی‌پی‌ام) و تمرکز کمتر آهن (میانگین ۳۳۸ پی‌پی‌ام) و منگنز (میانگین ۱۶ پی‌پی‌ام) و منیزیم (۸/۷۵ درصد) برخوردار است (شکل ۴ و جدول ۱). بالا بودن نسبی مقادیر سدیم و استرانسیم و تمرکز پایین منیزیم در نمونه‌های این تیپ، نشانه حالت غیراستوکیومتری (Non-Stoichiometry) آن است. مجموعه این ویژگی‌ها گواهی می‌دهند که دولومیت نوع اول در محیط‌های نزدیک به سطح زمین مثل محیط بالای جزرومد (سب‌خا) ناشی از فرایند‌های نشت و برگشت و یا اختلاط آب‌های دریایی و جوی تشکیل شده است (برای مثال Swart et al., 2005; Mackenzie, 1981; Illing and Taylor, 1993). بزرگ‌تر بودن میانگین $\delta^{18}O$ این نوع دولومیت از -2.50 نیز گواه پایین بودن دمای محیط تشکیل آن است (Allan and Wiggins, 1993). منبع اصلی تأمین‌کننده منیزیم برای دولومیت‌های اولیه، آب دریا است (شکل ۴).



شکل ۳. تصویر میکروسکوپی انواع مختلف دولومیت‌های سازند سورمه (a) دولومیت ریز بلور؛ (b) دولومیت با زمینه میکریتی؛ (c) دولومیت زین اسبی و (d) سیمان دولومیتی XPL

دولومیت تیپ دو، با زمینه میکریتی

شامل رمبندهای شکل‌دار، با اندازه ۴۰ تا ۳۰۰ میکرون است که در زمینه‌ای از ماتریکس آهکی شناورند (شکل ۳b). این نوع دولومیت معادل فابریک ایدئوتاپیک تا پورفیروتاپیک سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987) است. در این تیپ، آلوک‌های سنگ تحت تأثیر قرار گرفته و بلورهای دولومیت ترجیحاً در زمینه آهکی رشد کرده‌اند. آمادگی بیشتر زمینه میکریتی برای دولومیتی شدن، می‌تواند نشانه تفاوت در ترکیب شیمیایی زمینه (مثلاً کلسیت با منیزیم زیاد) با آلوک‌ها (مثلاً کلسیت با منیزیم کم) باشد. با توجه به ترکیب ایزوتوپی متوسط (PDB $\delta^{18}O = -3.85\%$ تا -4.79% و $\delta^{13}C = 2.30\%$ تا 2.74%) و تمرکز منیزیم (۱۰/۵۰ درصد)، سدیم (میانگین ۱۳۶ پی‌پی‌ام)، استرانسیم (میانگین ۲۴۵ پی‌پی‌ام)، آهن (میانگین ۳۸۶ پی‌پی‌ام) و منگنز (میانگین ۲۷ پی‌پی‌ام) در این نوع دولومیت، می‌توان آن را به محیط دفن کم عمق نسبت داد. حضور آب‌های بین دانه‌ای و جانمایی کلسیت با منیزیم زیاد به عنوان منبع تأمین کننده منیزیم این نوع دولومیت پیشنهاد شده است (Mukhopadhyay et al., 1996). ترکیب اولیه بخش عمده‌ای از کربنات‌های سازند سورمه به ویژه در بخش‌های زیرین و بالایی، آهک‌های کلسیتی پرمینیزیم بوده است (جلیلیان، ۱۳۹۰). این ترکیب به علت ناپایدار بودن در محیط دیاژنز، به خوبی با سیال‌های دولومیتی کننده واکنش می‌دهد.

دولومیت تیپ سه، درشت بلور یا زین اسبی (Baroque)

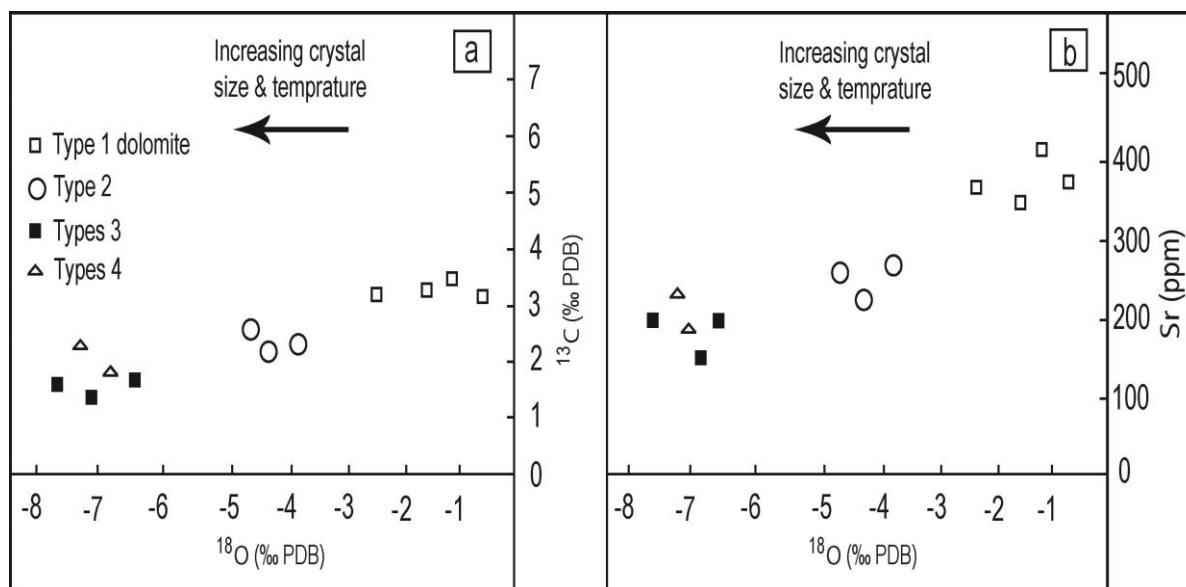
از بلورهای درشت به اندازه ۱۵۰ تا ۴۵۰ میکرون، با مرزهای غیر مسطح تشکیل شده است (شکل ۳c). این نوع دولومیت معادل بافت زینوتاپیک سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987) بوده و فراوان‌ترین نوع دولومیت در سازند سورمه است. به باور لی و فریدمن (Lee and Friedman, 1987) مشاهده آثاری از آلوک‌ها در دولومیت‌های درشت بلور، تبدیل مستقیم سنگ‌های آهکی به دولومیت را نشان می‌دهد. با این تصور، شکل‌گیری این نوع دولومیت در اثر تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین رد می‌شود. از طرف دیگر، بعضی از محققین بر این باورند که این تیپ دولومیت، محصول جانمایی آرام و طولانی مدت سنگ‌های آهکی در دماهای بالاتر از دمای بحرانی (۶۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی گراد) است (Radke and Mathis, 1980; Warren, 2001). در مقایسه با سایر دولومیت‌های سازند سورمه، این تیپ ترکیب ایزوتوپی سبک‌تر (PDB $\delta^{18}O = -6.48\%$ تا -7.83% و $\delta^{13}C = 1.15\%$ تا 1.62%)، مقادیر پایین‌تر سدیم (میانگین ۹۵ پی‌پی‌ام) و استرانسیم (میانگین ۱۸۰ پی‌پی‌ام) و تمرکز بالای آهن (میانگین ۷۱۷ پی‌پی‌ام) و منگنز (میانگین ۵۳ پی‌پی‌ام) و منیزیم (۱۲ درصد) از خود نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها، محیط تدفین متوسط تا عمیق را برای این دولومیت پیشنهاد می‌کند. آلن و ویگینز (Allan and Wiggins, 1993) معتقدند که دولومیت‌های با مقادیر $\delta^{18}O$ منفی‌تر (کوچک‌تر) از -6.50% در دمای زیاد ناشی از دفن عمیق به وجود آمده‌اند (شکل ۵).

کرده است (شکل ۳d). در میان دولومیت‌های مختلف سازند سورمه این تیپ، کمترین درصد را به خود اختصاص داده است. خواص ژئوشیمیایی این تیپ تا حدودی به دولومیت‌های زین اسبی نزدیک است (شکل ۴). (Mazzullo, 1992) معتقد است، بودن بلورهای موزاییکی شکل‌دار با مرزهای مسطح در سیمان‌های دولومیتی نشانه تشکیل این تیپ دولومیت در دماهای بالاتر از حد بحرانی (۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی گراد) است. جایگیری بعضی از بلورهای این تیپ در امتداد درزهای انحلالی و استیلولیت‌ها نشان دهنده ارتباط آن با دفن عمیق و انحلال فشاری است (Demmico and Hardie, 1994). داشتن چنین ویژگی‌هایی به انضمام ارتباط بین انواع مختلف دولومیت‌ها، گواهی می‌دهند که، سیمان دولومیتی آخرین نسل دولومیت‌های سازند سورمه است. موارد مشابهی توسط آدابی (۱۳۸۳)، فولک و لند (Folk and Land, 1975)، بریث ویت (Braithwaite, 1989) و ایرن و همکاران (Eren at al., 2007) گزارش شده‌اند.

تراکم نهشته‌های شیلی و تبدیل کانی‌های رسی از جمله اسمکتیت به ایلیت (Magara, 1976)، انحلال فشاری (McHargue and price, 1982)، تراکم و تبدیل کانی‌های تبخیری مثل ژپس به انیدریت (Cantrell and Hagerty, 1999) به عنوان مهم‌ترین منابع تأمین کننده منیزیم در مدل تدفینی مطرح شده‌اند. داده‌های ژئوشیمی نشان می‌دهند که با سبک شدن ترکیب ایزوتوپی و افزایش منیزیم در این نوع دولومیت، مقادیر سدیم و استرانسیم کاهش اما تمرکز آهن و منگنز به طور نسبی افزایش یافته است. این موضوع بیانگرافزایش نظم (کاهش یون کلسیم) دولومیت‌ها در محیط تدفین (Folk and Land, 1975) و تفاوت در ضریب پراکندگی و رفتار ژئوشیمیایی متفاوت عناصر یاد شده است (Land and Hoops, 1973; Pingitore, 1978).

دولومیت تیپ چهار، سیمان دولومیتی

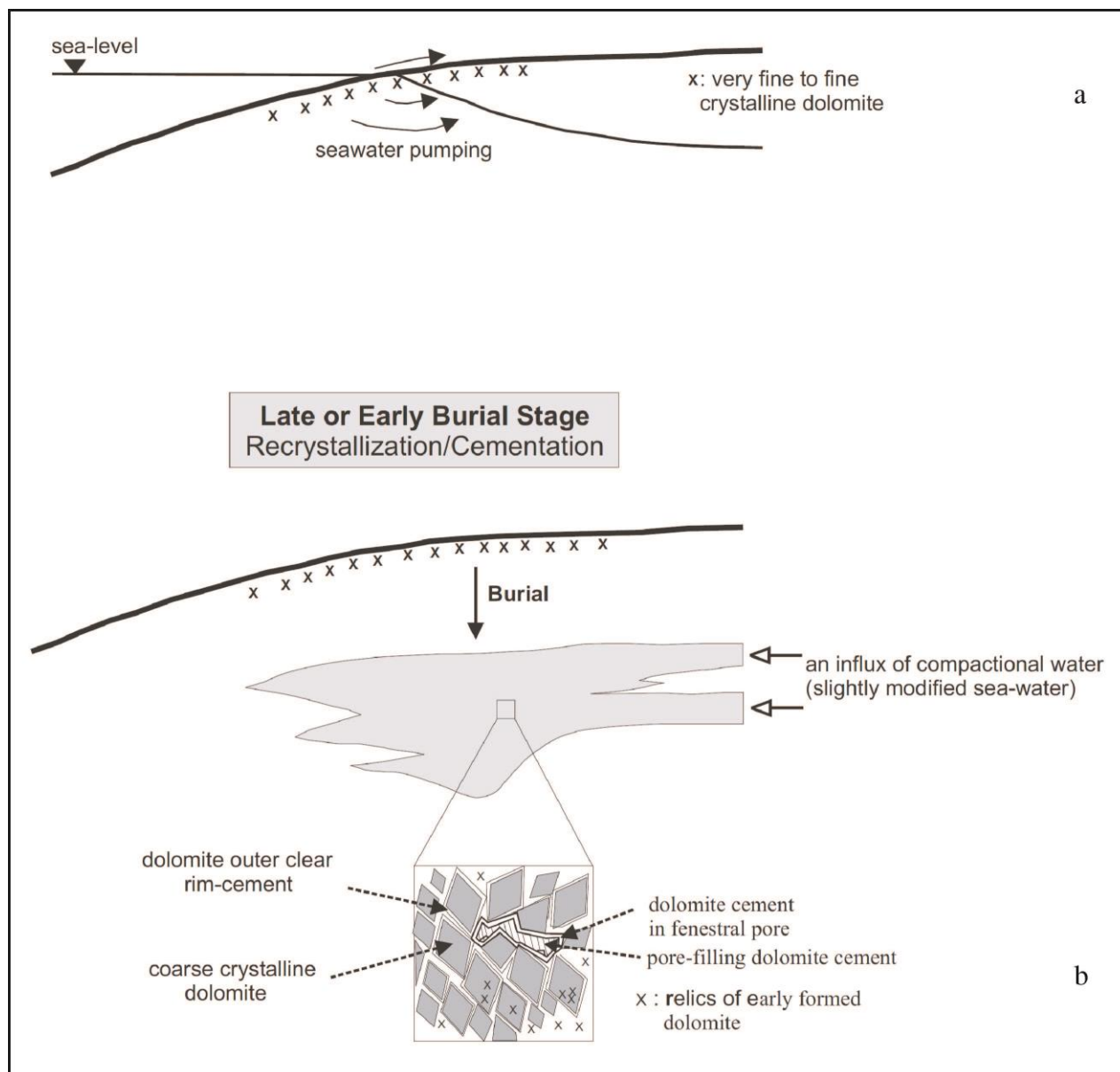
از بلورهای ریز تا درشت (۳۰ تا ۴۰۰ میکرون) شفاف و شکل‌دار، با مرزهای مسطح تشکیل شده، و به صورت سیمان، منافذ کوچک و بزرگ را پر



شکل ۴. (a) ترسیم تغییر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل کربن و (b) استرانسیم در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های کل چهار نوع دولومیت سازند سورمه

جدول ۱. مقادیر مربوط به تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ در دولومیت‌های سازند سورمه

مقطع	شماره نمونه	IR%	Mg%	Ca%	Mn (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	¹⁸ O (‰ PDB)	¹⁸ C (‰ PDB)
خانه کت	SK3	۱۶/۰۰	۱۱/۱۰	۲۴/۵۲	۲۸	۸۲	۵۱۷	۱۷۷		
	SK10	۱۹/۰۰	۱۰/۳۸	۲۵/۳۱	۳۱	۲۸	۷۹	۱۳۰	-۶/۳۵	۱/۶۰
	SK31	۲۴/۰۰	۵/۳۷	۳۲/۵۷	۱۶	۳۴	۲۴۶	۱۶۷	-۱/۵۰	۳/۱۰
	SK46	۵/۰۰	۱۱/۳۰	۲۵/۴۶	۲۹	۷۵	۶۵۶	۱۷۲		
	SK120	۱۹/۰۰	۱۰/۴۵	۲۵/۵۵	۲۷	۷۲	۴۳۶	۱۵۵	-۳/۶۰	۲/۳۰
	SK137	۱۷/۰۰	۱۱/۳۸	۲۴/۲۹	۳۶	۱۲۳	۷۱۷	۱۴۸	-۴/۵۰	۲/۱۰
	SK184	۱۹/۰۰	۱۰/۳۵	۲۵/۲۸	۴۰	۵۳	۳۲۵	۱۷۶		
	SK227	۳۲/۰۰	۱۱/۲۸	۲۴/۳۴	۵۲	۳۰	۲۵۲	۱۴۵	-۶/۸۳	۱/۷۰
	SK246	۲۰/۰۰	۸/۲۶	۲۹/۳۵	۴۶	۳۸	۳۵۰	۱۴۴		
	SK249	۳۶/۰۰	۱۰/۱۹	۲۶/۰۹	۳۸	۵۸	۴۳۰	۱۴۵		
	SK315	۲۵/۰۰	۱۱/۳۵	۲۵/۱۱	۲۹	۲۴	۷۷	۱۱۰	-۷/۱۵	۱/۲۰
	SK348	۲۳/۰۰	۸/۲۱	۲۸/۲۷	۲۴	۱۸	۶۵	۱۰۸	-۰/۶۰	۳/۴۰
	SK366	۳۲/۰۰	۱۰/۲۵	۲۵/۲۲	۳۰	۲۱	۳۲	۱۲۳		
	SK372	۲۲/۰۰	۱۹/۳۵	۲۴/۳۴	۳۶	۱۸	۸۶	۱۵۲		
	SK394	۹/۰۰	۱۱/۳۳	۲۳/۴۳	۵۵	۲۵	۴۶	۱۴۲		
	SK402	۱۲/۰۰	۱۱/۴۱	۲۳/۲۸	۳۵	۴۵	۱۵۰	۱۸۳		
	SK408	۸/۰۰	۱۱/۰۲	۲۴/۳۳	۴۱	۶۷	۲۸۲	۱۸۰	-۳/۹۳	۲/۲۶
	SK415	۱۱/۰۰	۹/۷۳	۲۳/۱۸	۴۵	۸۴	۴۳۲	۱۸۰		
	SK428	۱۲/۰۰	۱۱/۵۰	۲۳/۲۹	۳۵	۴۵	۱۵۰	۱۸۸		
	SK433	۱۱/۰۰	۱۱/۲۸	۲۴/۵۱	۳۱	۷۷	۴۷۶	۱۷۱		
پای دنا	SD7	۱۲/۰۰	۱۲/۲۲	۲۳/۵۲	۲۸	۲۱۰	۴۴۸	۱۹۰	-۷/۸۳	۱/۱۵
	SD11	۱۴/۰۰	۱۱/۳۷	۲۴/۶۸	۳۰	۱۵۱	۱۷۲	۴۲۹		
	SD41	۱۰/۰۰	۱۲/۳۶	۲۳/۹۱	۳۴	۴۵	۴۴	۲۳۱		
	SD58	۱۲/۰۰	۱۰/۵۷	۲۵/۷۵	۳۴	۳۶	۳۷	۳۹۵	-۲/۶۷	۳/۰۲
	SD63	۱۰/۰۰	۱۱/۳۱	۲۳/۶۶	۳۷	۴۶	۱۵	۳۸۶		
	SD87	۱۰/۰۰	۱۱/۲۸	۲۳/۴۷	۹۵	۴۰	۸۰	۲۶۰	-۳/۸۰	۲/۷۴
	SD125	۱۰/۰۰	۱۱/۳۲	۲۴/۵۹	۴۸	۲۰	۶۵	۲۱۶		
	SD133	۱۱/۰۰	۱۱/۸۲	۲۴/۰۹	۵۷	۳۲	۳۳	۲۱۲		
	SD147	۱۵/۰۰	۱۰/۲۵	۲۵/۳۲	۳۰	۳۷	۹۱	۲۲۴	-۴/۷۶	۲/۸۰
	SD163	۱۲/۰۰	۱۲/۳۶	۲۳/۵۱	۴۵	۷۸	۳۳۳	۳۳۵		



شکل ۵. طرحی ساده از مراحل و نحوه تشکیل دولومیت‌های مختلف سازند سورمه (a) اولیه یا همزمان با رسوبگذاری و (b) ثانویه یا دیاژنتیکی

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که، ترکیب ایزوتوپی اکسیژن موجود در آب دریاها، کمی سبک‌تر از امروز و بین ۱‰PDB تا ۱/۲۰‰- در نوسان بوده است (Price and Sellwood, 1994; Rosales et al., 2004). میانگین $\delta^{18}\text{O}$ دولومیت‌های اولیه (تیپ یک) سازند سورمه نیز ۱/۶۰‰- است که با ترکیب ایزوتوپی آب‌های آن زمان مطابقت می‌کند. با این اوصاف، و با به کارگیری معادله یاد شده، متوسط دمای تشکیل دولومیت‌های اولیه سازند سورمه ۳۳، با زمینه میکریتی ۴۶ و دولومیت‌های زین اسی و سیمان دولومیتی ۷۴ درجه سانتی گراد تعیین گردید. محمودی (۱۳۸۵) دمای تشکیل دولومیت‌های اولیه بخش بالایی سازند سورمه در برش زیرزمینی جزیره لاون را ۳۵ درجه سانتی گراد گزارش کرده است که با نتایج این مطالعه مطابقت می‌کند.

محاسبه دمای تشکیل دولومیت

یکی از مسائل مهم در ارتباط با دولومیت‌ها، محاسبه دمای تشکیل آن‌ها با استفاده از بررسی روند تغییرات ایزوتوپی اکسیژن است. در این مطالعه برای محاسبه دمای تشکیل دولومیت‌های سازند سورمه، از روش زیر (Land, 1985) استفاده شده است:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1}{4} \left[\frac{4}{3} (\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - \frac{3}{8}) - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}} \right] + \frac{1}{4} \left[\frac{4}{3} (\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - \frac{3}{8}) - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}} \right]^2$$

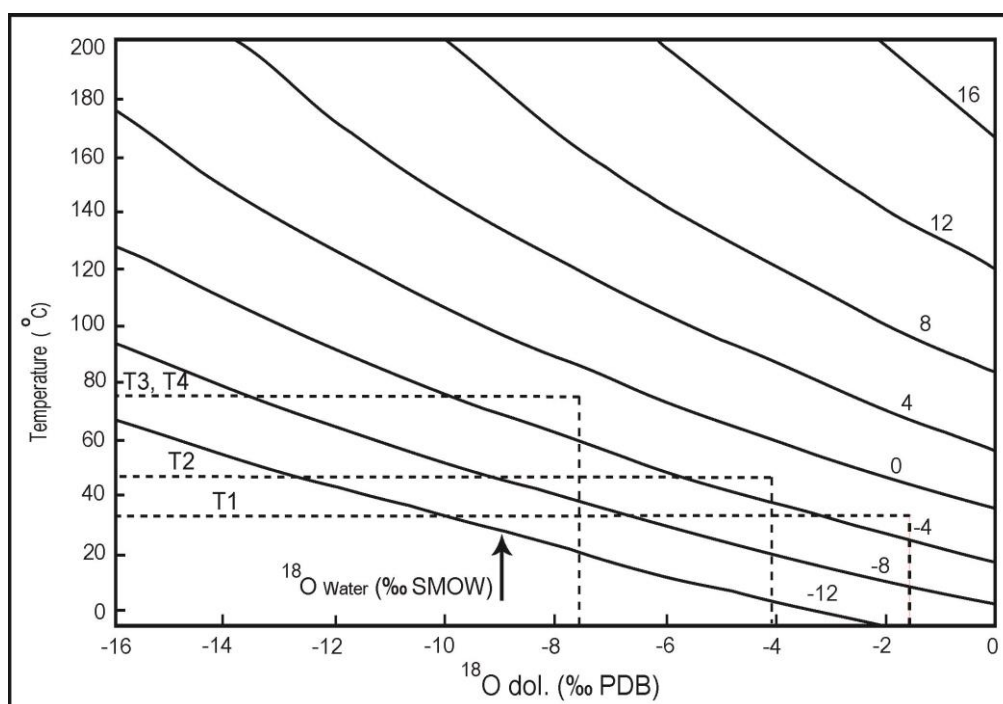
T دما برحسب درجه سانتی گراد، $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ مقدار ایزوتوپ اکسیژن دولومیت و $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ معرف ترکیب ایزوتوپی سیال سازنده دولومیت است.

دولومیت ساز است که تحت شرایط دفن کم عمق، سنگ میزبان را تحت تأثیر قرار داده است. آب‌های بین دانه‌ای و دگرسانی کلسیت با منیزیم زیاد به عنوان منابع منیزیم برای این تیپ دولومیت پیشنهاد می‌شوند. تیپ سوم دولومیت‌ها با وجود بلورهای درشت بی‌شکل با مرزهای غیرمسطح شناخته می‌شود. از دیگر مشخصات بارز این نوع دولومیت که زین اسبی نیز گفته می‌شود، می‌توان به خاموشی موجی، سبک بودن نسبی ترکیب ایزوتوپی، بالا بودن منیزیم، آهن و منگنز و کاهش سدیم و استرانسیم اشاره کرد. مجموعه این ویژگی‌ها گواهی می‌دهند که دولومیت تیپ سوم، محصول جانمایی آرام و طولانی مدت سنگ-های آهکی در دماهای بالاتر از دمای بحرانی (۷۴ درجه سانتی‌گراد) در دفن عمیق است. دولومیت تیپ چهار، شامل بلورهای موزاییکی شکل‌دار با مرزهای مسطح است که به صورت سیمان در منافذ مختلف سنگ تشکیل شده است. جایگیری بعضی از بلورهای این تیپ در امتداد درزهای انحلالی و استیلولیت‌ها نشان دهنده ارتباط آن با دفن عمیق و انحلال فشاری است. تراکم نهشته‌های شیلی و تبدیل کنی‌های تبخیری، منیزیم مورد نیاز برای تشکیل دولومیت‌های دفن عمیق (زین اسبی و سیمان) را تأمین کرده‌اند.

محاسبه دمای تشکیل انواع دولومیت‌های یاد شده به روش فریدمن و اونیل (Friedman and O'Neil, 1977) نیز مقادیر به دست آمده را تأیید می‌کند (شکل ۶).

نتیجه گیری

بر اساس داده‌های پتروگرافی و ایزوتوپی می‌توان دولومیت‌های سازند سورمه را در قالب چهار گروه یا تیپ مختلف معرفی کرد. در دولومیت تیپ یک، شواهدی از بافت‌های رسوبی اولیه نظیر لامیناسیون و قالب بلورهای تبخیری دیده می‌شود. بالا بودن میزان سدیم و پایین بودن منیزیم، نشانه غیراستوی-کیومتری (ناخالص) بودن این نوع دولومیت است که به عنوان دولومیت اولیه یا ریز بلور مطرح می‌باشد. شواهد ایزوتوپی گواهی آن است که دولومیت تیپ یک در بخش‌های بالایی پهنه جزرومدی و تحت دمای حدود ۳۳ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. حضور ریبوندرهای شکل‌دار که در زمینه‌ای از ماتریکس آهکی شناورند، معرف تیپ دوم دولومیت‌های سازند سورمه می‌باشد. دولومیتی شدن ترجیحی زمینه آهکی نشانه پایین بودن درجه اشباع و ضعف سیال



شکل ۶. نمودار محاسبه دمای تشکیل دولومیت‌های سازند سورمه با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن. T1 تا T4 تیپ‌های مختلف دولومیت، منحنی‌ها $\delta^{18}\text{O}$ آب دریا و خط چین‌ها دمای محاسبه شده را نشان می‌دهند (برگرفته از Friedman and O'Neil, 1977).

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳، ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ ص.
- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۸۹، چینه نگاری سکانسی سازند سورمه در زاگرس مرکزی، جنوب باختر ایران، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۰۵ ص.
- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۹۰، کانی شناسی اولیه کربنات‌های سازند سورمه (ژوراسیک زیرین-بالایی) در فارس داخلی و عوامل کنترل کننده آن، مجموعه مقالات پنجمین همایش تخصصی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ص ۸۴۶-۸۴۱.
- جلیلیان، ع. ح؛ لاسمی، ی. و آقائباتی، ع.، ۱۳۸۷، گذر از ژوراسیک آغازین به میانی در پهنه زاگرس: رخساره‌ها و محیط رسوبگذاری بخش آغازین سازند سورمه، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، جلد سوم، ص ۳۴-۴۰.
- محمودی، ل.، ۱۳۸۵، ژئوشیمی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند سورمه فوقانی در میدان نفتی سلمان واقع در بخش مرکزی خلیج فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۱۵ ص.
- هوشمندزاده، ع؛ سهیلی، م. و حمدی، ب.، ۱۳۶۹، شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش اقلید. مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۱۰.
- Adams, J. E., Rhodes, M. L., 1960, Dolomitization by seepage Reflexion, AAPG Bulletin, No: 44, p: 1912-1920.
- Allan, J.R. and WIGGINS, W.D., 1993, Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques and Evaluating Origin and Distribution. AAPG Continuing Education Course Notes Series 36, 129 p.
- Alsharhan, A.S., Nairn, A. E. M., 2003, Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East, Elsevier, 843 p.
- Braithwaite, C. J. R., 1989, Stylolites as open fluid conduits, Marine and Petroleum Geology, No: 6, p: 93-96.
- Cantrell, D. L. and Hagerty, R. M., 1999, Microprosity in Arab Formation carbonates, Saudi Arabia, GeoArabia, Bahrain, V: 4, No: 2, p: 129-145.
- Demicco, A. V., Hardie, L. A., 1994, Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits, SEPM Atlas Series Number 1, 265 p.
- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining, Journal of Sedimentary Petrology, No: 36, p: 505.
- Eren, M., Kaplan, M. Y., Kadir, S., 2007, Petrography, Geochemistry and origin of Lower Liassic dolomites in the Aydinick Area, Mersin, southern Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, No: 16, p: 339-362.
- Folk, R. L., Land, L. S., 1975, Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite, AAPG Bulletin, No: 59, p: 60-68.
- Friedman, I., O'Neil, J. R., 1977, Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, In: Fleischer, M. (Ed.), Data of geochemistry (6th edition). US Geological Survey, Professional Paper, No: 44, p: 1-12.
- Illing, L.V., Taylor, J.C.M., 1993, Penecontemporaneous dolomitization in sabkha Faishakh, Qatar-evidence from changes in the chemistry of the interstitial brines, Journal of Sedimentary Petrology, No: 63, p: 1042-1048.
- James, G.A., Wynd, J.G., 1965, Stratigraphic Nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, AAPG, V: 49, No: 12, p: 2182-2245.
- Kamen-Kaye, M., 1970, Geology and Productivity of Persian Gulf Synclinorium, AAPG, V: 54, No: 12, p: 2371-2394.
- Land, L. S., 1985, The origin of massive dolomite, Journal of Geology Education, No: 33, p: 112-125.
- Land, L. S., Hoops, G. K., 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to salinity of diagenetic solutions, Journal of Sedimentary Petrology, No: 43, p: 614-617.
- Lasemi, Y., Jalilian, A. H., 2010, The Middle Jurassic basinal deposits of the Surmeh Formation in the Central Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, Stacking Pattern and Controls. Carbonates and Evaporites, No: 25 (4), p: 283-395.
- Lee, L. S., Friedman, G. M., 1987, Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and southeastern New Mexico, Jour. Sed. Petrology, No: 57, p: 544-557.
- Magara, K., 1976, Water expulsion from clastic sediments during compaction-directions and volumes, AAPG Bulletin, No: 60, p: 543-553.

- Mackenzie, J., 1981, Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E., *Journal of Geology*, No: 89, p: 185-198.
- Mazzullo, S. J., 1992, Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review, *Carbonates and Evaporites*, No: 7, p: 21-37.
- McHargue, T. R., Price, R. C., 1982, Dolomite from clay in argillaceous or shale associated marine carbonates, *Jour. of Sed. Petrology*, No: 48, p: 799-814.
- Moore, C. H., 1989, Carbonate Diagenesis and Porosity, *Developments in Sedimentology*, 46, Elsevier, 338 p.
- Mukhopadhyay, J., Chanda, S. K., Fukuoka, M., Chaudhuri, A. K., 1996, Deep-water dolomites from the Proterozoic Panganga Group in the Pranhita-Godavari valley, Andhra Pradesh, India, *Jour. of Sed. Research*, No: 66, p: 223-230.
- Pingitore, N. R., 1978, The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: Theory and applications, *Journal of Sedimentary Petrology*, No: 48, p: 799-814.
- Radke, B. M., Mathis, R. L., 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite, *Jour. of Sed. Petrology*, No: 50, p: 1149-1168.
- Setudehnia, A., 1978, The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent area, *Journal of Petroleum Geology*, V: 1, No: 1, p: 3-42.
- Sibley, D. F., Gregg, G. M., 1987, Classification of dolomite rock texture, *Jour. of Sed. Petrology*, No: 57, p: 967-975.
- Swart, P. K., Cantrell, D. L., Westphal, H., Handford, C. R., Kendall, R. G., 2005, Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar field, Saudi Arabia: Evidence from petrographic and geochemical constraints, *Journal of Sedimentary Research*, No: 75, p: 476-491.
- Warren, J., 2001, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth-Science Reviews*, No: 52, p: 1-18.
- Wynd, J.G., 1965, Biofacies of the Iranian oil Consortium agreement area, Iranian oil operating companies, Report No: 1082, 89 p.