

# سنگ‌نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند کنگان در خلیج فارس

نواب خدائی<sup>۱\*</sup>، محمد حسین آدابی<sup>۱\*</sup>، سید علی معلمی<sup>۱\*</sup> و مه‌راند مرادپور<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>آپژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۹/۲۰

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۲۱

## چکیده

سازند کنگان با ستبرای ۱۱۵ متر شامل یک توالی کربناتی- تیخیری است که به‌عنوان بخشی از بزرگ‌ترین مخزن کربناتی در میدان پارس جنوبی در خلیج فارس به‌شمار می‌رود. بررسی سنگ‌نگاری دولومیت‌های سازند کنگان منجر به شناسایی ۵ نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپار، دولواسپار، سیمان دولومیتی و دولومیت زین‌اسبی شده است. همچنین مطالعات عنصری دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپارها نشان‌دهنده افزایش نسبی مقادیر استرانسیم، سدیم و کاهش نسبی مقادیر آهن و منگنز در نمونه‌های دولومیکرایتی نسبت به نمونه‌های دولومیکرواسپارایتی است. یادآوری می‌شود که روند ایزوتوپی اکسیژن-کربن در این دولومیت‌ها نشان‌دهنده تأثیر اندک دیاژنز جوی (در دولومیت‌های نوع اول، دوم و سوم) و دیاژنز تدفینی (در دولومیت‌های نوع چهارم و پنجم) است. یادآوری این نکته ضروری است که اگرچه دولومیکرایت‌ها در محیط‌سیخایی تشکیل شده‌اند، دیاژنز جوی اندکی را تحمل کرده‌اند. همچنین منشأ منیزیم برای دولومیکرایت‌ها، منیزیم آب دریا و یا آب‌های میان‌دانه‌ای در حال تعادل با آب دریا و برای دولومیت‌های دانه درشت‌تر در سازند کنگان احتمالاً آب‌های محبوس میان‌دانه‌ای و یا شورابه‌های حوضه‌ای است. دمای ته‌نشستی کربنات‌های سازند کنگان با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های دولومیکرایتی، ۴۴/۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

**کلید واژه‌ها:** سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، دولومیتی‌شدن، سازند کنگان، پارس جنوبی

**نویسنده مسئول:** محمد حسین آدابی

E-mail: mhadabi@postoffice.utas.edu.au

## ۱- مقدمه

مربع از آن متعلق به ایران است. سازندهای دالان و کنگان به سن پرموتریاس، مخزن اصلی این میدان را تشکیل می‌دهند.

این ساختمان، در واقع تداومی از پلانچ شمال خاوری ساختمان بسیار عظیم گنبدی شکل در شمال‌خاوری شبه جزیره قطر است که با عنوان گنبد شمالی قطر (Qatar North Dome) شناخته شده است (نجم‌آبادی، ۱۳۷۲). کمان قطر، حوضه خلیج فارس را به دو بخش شمال‌باختری و جنوب‌خاوری تقسیم کرده و در سوی شمال نیز به کمربند چین‌خورده زاگرس محدود می‌شود.

این ساختمان گنبدی، از نوع رویشی است و عامل رویش آن برخاستن پی سنگ در کمان قطر (Qatar Arch) به شمار می‌آید (Kelemme, 1984). وجود نازک‌شدگی در ستیغ و ستبرشدگی در یال‌های سازند دشتک و سازندهای جوان‌تر تا پالئوژن به‌وسیله لرزه‌نگاری مشخص شده است. این ساختار در طی تریاس دچار رویش شده و در تورونین این رویش شدت یافته و بالاخره در طی نئوژن متوقف شده است. هرچند امکان نسبت دادن آغاز حرکت به پالئوژنیک هنوز مردود شناخته نشده است (مطیعی، ۱۳۷۴).

## ۲- چینه‌شناسی سازند کنگان

مرز پایینی سازند کنگان با سازند دالان (پرموتریاس) ناپیوسته و در بیشتر نواحی دنیا با یک هیاتوس کوتاه تا طولانی مواجه بوده است (Metcalf et al., 2001). این مرز در میدان پارس جنوبی به آسانی قابل تشخیص نیست. با مطالعات چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی که بر روی ۲ چاه در این میدان (Marro & Virgone, 1999) و نیز بر روی رخنمون‌های کوه دنا و سورمه (Rouyer & Masse, 2002) انجام شده است، آشکوب دوراشامین (بالا‌ترین بخش یرمین) دارای نبود چینه‌شناسی است.

مرز بالای این سازند با بخش شیلی آغار از سازند دشتک پیوسته و هم‌شیب است. بر اساس داده‌های مغزه و داده‌های پتروفیزیکی، این سازند به دو واحد سنگ‌چینه‌ای-مخزنی K1 در بالا و K2 در پایین تقسیم می‌شود. ستبرای واحد K1 در چاه A تقریباً ۸۵ متر و در چاه B (K<sub>1</sub>b و K<sub>1</sub>c) ۶۰ متر است در حالی که ستبرای واحد مخزنی K2

میدان گازی عظیم پارس جنوبی در مرز مشترک ایران و قطر در منطقه خلیج فارس قرار دارد. افزون بر لایه‌های گازدار کنگان و دالان که سنگ مخزن اصلی این میدان با سن پرموتریاس هستند، لایه‌های دیگری در این میدان وجود دارند که حفاری‌های انجام‌شده، وجود نفت در آنها را تأیید کرده است (نجم‌آبادی، ۱۳۷۲).

میدان پارس جنوبی با مساحت ۳۷۰۰ کیلومتر مربع در بخش مرتبط به ایران، بیش از ۱۴ تریلیون متر مکعب گاز را که معادل ۶ درصد کل ذخیره گاز جهان و ۵۰ درصد ذخایر گازی شناخته‌شده در کشور است، به همراه ۱۸ میلیارد بشکه میعانات گازی در لایه‌های مختلف خود جای داده است و در حال حاضر برای توسعه ۲۵ فاز به میزان ۶۲۵ میلیون متر مکعب در روز برنامه‌ریزی شده است (نجم‌آبادی، ۱۳۷۲). وجود ذخایر عظیم میعانات گازی در میدان پارس جنوبی، مشترک بودن و قرار گرفتن این میدان در ژرفای کم آب و نیاز نداشتن به فناوری پیچیده برای برداشت گاز از آن، اقتصادی بودن سرمایه‌گذاری داخلی و خارجی در اجرای طرح توسعه آن را توجیه می‌کند (نجم‌آبادی، ۱۳۷۲).

به دلیل جایگزینی ۱ مول دولومیت به جای ۲ مول کلسیت در هنگام فرایند دولومیتی‌شدن و افزایش میزان تخلخل، دولومیت‌ها نسبت به آهک‌ها، سنگ‌های مخزنی‌بتری را تشکیل می‌دهند (Swart et al., 2005). همچنین از آنجایی که تغییرات تخلخل در زمان دولومیتی‌شدن توسط سه عامل ویژگی رسوبات پیش از دولومیتی‌شدن (Lucia & Major, 1994)، انحلال و شست‌وشوی رسوبات بر اثر فرایند دولومیتی‌شدن (Purser et al., 1994) و سیمانی‌شدن (Moore & Heydari, 1993) کنترل می‌شود، بررسی ژئوشیمی این دولومیت‌ها ضروری به‌نظر می‌رسد.

## ۳- زمین‌شناسی عمومی

میدان پارس جنوبی در موقعیت ۵۲ تا ۵۲/۵ درجه خاوری و ۲۶/۵ تا ۲۷ درجه شمالی قرار دارد. این میدان در ۱۰۵ کیلومتری جنوب بندر عسلویه و در ۱۷۵ کیلومتری باختر جزیره کیش در آب‌های خلیج فارس و ادامه میدان گازی گنبد شمالی قطر است (شکل ۱). مساحت کل میدان، ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع است که ۳۷۰۰ کیلومتر

اولیه آراگونیتی و یا بافت ریز دانه آلوکم‌ها است. آلوکم‌های آراگونیتی و میکرایتی برای دولومیتی شدن بسیار مهیا هستند.

انواع دولومیت‌های مشاهده شده در سازند کنگان را می‌توان بر اساس اندازه بلورها (یک اندازه (unimodal) و چند اندازه (polymodal)) و شکل مرز بلورها (مسطح (planar) و غیر مسطح (nonplanar)) به شرح زیر تقسیم‌بندی کرد:

**۱-۵. دولومیت‌های خیلی ریز تا ریز بلور (Dolomicrite):** این نوع دولومیت‌ها دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار (planar-s)، با اندازه ۴ تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۰ میکرون) و به شکل موزاییک یک‌اندازه (unimodal mosaics) یافت می‌شوند. سطوح بلوری مسطح (planar) و بلورهای شکل‌دار (euohedral) تا نیمه شکل‌دار (subhedral) دولومیت در دما یا درجه اشباع پایین تشکیل می‌شود (Warren, 2000). یادآوری می‌شود که فرایند هسته‌سازی یک مرحله‌ای و توزیع همگن مکان‌های هسته‌سازی همراه با رشد یکنواخت بلورها، موجب تشکیل دولومیت‌های یک‌اندازه (unimodal) می‌شود (Sibley & Gregg, 1987). این نوع بافت معادل بافت زینوتاپیک (Mazzullo nonplanar-A۰ Friedman (xenotopic) و زینوتاپیک A - Sibley (xenotopic-A) و Gregg است (آدابی، ۱۳۸۳). دولومیت‌های یادشده، بیشتر متراکم، بدون تخلخل و سنگواره و همراه با انیدریت‌های اولیه هستند (شکل ۳-ب). دولومیکرایت‌ها در محیط‌های فراکشنندی تا کشندی، در دمای پایین و شرایط سطحی تشکیل می‌شوند که با توجه به بافت و اندازه خیلی ریز بلور، حفظ بافت اولیه رسوبی و نبود فسیل در این محیط‌ها مشخص شده‌اند (Borkhataria et al., 2005; Kirmaci, 2008). در این دولومیت‌ها عامل دولومیتی شدن احتمالاً آب دریا و یا محلول‌های میان‌زده‌ای سرشار از منیزیم است (Warren, 2000). در سازند کنگان، این دولومیت‌ها استرانسیم و سدیم بالاتر و آهن و منگنز کمتری نسبت به دولومیت‌های ثانویه دارند.

**۲-۵. دولومیت‌های ریز بلور (Dolomicrosparite):** بیشتر این نوع دولومیت‌ها متراکم و دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به شکل موزاییک‌های هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) دارند. مرزهای مشترک میان‌بلوری این نوع دولومیت‌ها، مستقیم و در برخی از آنها سطوح بلوری به خوبی حفظ شده است (شکل ۳-ج). این نوع دولومیت معادل بافت ایدیوتاپیک (p-idiotopic) یا پورفیروتاپیک (Sibley و Gregg) و دولومیت مسطح (p-planar) Mazzullo است (آدابی، ۱۳۸۳). یادآوری می‌شود که بافت مسطح نیمه‌شکل‌دار در اثر رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیال‌های دولومیت‌ساز در دمای پایین به وجود می‌آید (Gabriela Sara Guzy et al., 2007). جانشینی دیاژنتیکی سنگ‌های آهنی پیشین و یا تبلور دوباره دولومیت‌های اولیه (شکل ۳-د)، زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) عامل تشکیل دولومیت‌های نوع دوم به شمار می‌آید (Hood et al., 2004; kirmaci & Akdag, 2005).

**۳-۵. دولومیت‌های متوسط بلور (Dolosparite):** این نوع دولومیت‌ها متراکم و دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به صورت بلورهای موزاییکی هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) دارند. بافت دولومیت‌های یادشده، معادل بافت هیپیدوتاپیک (Friedman s-ایدیوتاپیک-s) Sibley و Gregg (idiotopic-s) و دولومیت‌های با بافت مسطح نیمه‌شکل‌دار Sibley و Gregg است. به احتمال زیاد، تبلور دوباره دولومیت‌های نوع اول و دوم، باعث تشکیل دولواسپارایت‌ها شده است (آدابی، ۱۳۸۳). در بیشتر موارد، دولواسپارها باعث تخریب بافت رسوبی اولیه شده‌اند (شکل ۳-د). برخی از این دولومیت‌ها دارای هسته کدر و حاشیه شفاف هستند. این دولومیت‌ها زمانی تشکیل می‌شوند که محلول‌های دولومیتی‌کننده در ابتدا نسبت به کلسیت، نزدیک

در چاه A تقریباً ۵۰ متر و در چاه B ۵۵ متر است (Lotfpour & Zamani, 2004; Zamani et al., 2004). هر کدام از این واحدها خود بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و مخزنی به چند زیر واحد شامل زیر واحدهای K1a, K1b, K1c, K2a و K2b تقسیم می‌شوند (نجم‌آبادی، ۱۳۷۲). ستون‌های چینه‌شناسی دو برش تحت‌الارضی A و B در شکل ۲ آمده است.

#### ۴- روش کار

برای مطالعه سنگ‌نگاری دولومیت‌های سازند کنگان، ۶۶۰ مقطع نازک از دو برش تحت‌الارضی این سازند در میدان پارس جنوبی مورد بررسی قرار گرفت. این مقاطع با هدف تشخیص کلسیت از دولومیت توسط آلزارین قرمز (Red-S) و به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی و توسط میکروسکوپ نوری پلاریزان در آزمایشگاه سنگ‌نگاری دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مطالعه شد.

پس از مطالعه دقیق مقاطع نازک، به منظور مطالعه ژئوشیمی دولومیت‌های سازند یادشده، ۱۹ نمونه از دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپارها، توسط دستگاه متدندانبزشکی نمونه‌برداری و پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی با استفاده از دستگاه جذب اتمی (AAS) تجزیه عنصری شد.

روش آماده‌سازی بدین صورت است که ۰/۲۵ گرم پودر را توسط ۵cc اسید کلریدریک ۱ مولار حل و پس از ۲ ساعت، محلول به دست آمده را صاف می‌کنیم و به حجم ۵۰ cc می‌رسانیم. عناصر اصلی این محلول (Mg و Ca) بر حسب درصد و عناصر فرعی (Na, Sr, Fe, Mn) بر حسب پی‌ام اندازه‌گیری شده است.

برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ( $\delta^{18}O$ ) و کربن ( $\delta^{13}C$ )، ۷ نمونه از پودر نمونه‌های دولومیکرایت با کمترین دگرسانی که پیش‌تر تجزیه عنصری شده‌اند، انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در کشور استرالیا ارسال شد. در این نوع دولومیت‌ها، بافت‌های اولیه حفظ شده است و شواهد ناچیزی از تبلور دوباره و یا تغییر و تبدیل‌های دیاژنتیکی در آنها مشاهده می‌شود. از نظر شیمیایی دولومیت‌های با کمترین دگرسانی را می‌توان بر اساس بالاتر بودن مقادیر Mg و نسبت Mg/Ca، سنگین‌تر بودن  $\delta^{18}O$  و  $\delta^{13}C$  و پایین‌تر بودن مقادیر Fe و Mn آنها شناسایی کرد (آدابی، ۱۳۸۳).

برای آماده‌سازی نمونه‌های پودری برای تجزیه‌های ایزوتوپی اکسیژن-کربن، ۱۵ میلی‌گرم از پودر هر نمونه به مدت ۲۴ ساعت در معرض اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار داده می‌شود تا گاز  $CO_2$  متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری در این روش  $\pm 0.1\%$  بوده است. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن-کربن یک نمونه به صورت  $\delta$  و برحسب در هزار (Permil) بیان می‌شود و اندازه‌گیری مقدار آن نسبت به استاندارد مرجع VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) است. استاندارد یادشده از بلنیت‌های سازند PD (Pee Dee Formation) با سن کرتاسه بالایی در ایالت کارولینای جنوبی آمریکا گرفته شده است که برای اولین بار توسط Urey (1947) در دانشگاه شیکاگو به کار برده شده است.

#### ۵- مطالعات سنگ‌نگاری

در مطالعات انجام شده بر روی مقاطع نازک سازند کنگان فرایند دولومیتی شدن به صورت بخشی و انتخابی در برخی از قسمت‌های این سازند به روشنی قابل شناسایی است (شکل ۳-ا). در این گونه موارد، دولومیتی شدن مرتبط با بافت سنگ است و از آن پیروی می‌کند. احتمالاً دولومیتی شدن انتخابی در ارتباط با ترکیب کانی‌شناسی

درصد) تغییر می‌کند (جدول ۱). مقادیر Mg در دولومیت‌های سازند کنگان با نسبت Mg/Ca دارای ارتباط مثبتی است ( $r^2=0.98$ ) (شکل ۴). از آنجا که نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های خالص حدود ۰/۶۵ است (Nasir et al., 2008)، کاهش مقادیر Mg از ۱۳/۳ درصد به ۶ درصد به دلیل دگرسانی یا استوکیومتری نبودن این دولومیت‌ها است. تغییرات کلسیم در برابر منیزیم در دولومیت‌ها، رابطه وارون دارد که این به دلیل جایگزینی بخشی از کلسیم توسط منیزیم در کربنات‌های دولومیتی است (شکل ۵).

#### عناصر فرعی

**سدیم (Na):** میزان سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه بین ۳۰۷ تا ۲۷۷۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۹۴۱ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (جدول ۱). یادآوری می‌شود که مقدار سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری عادی، بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Veizer, 1983). مقادیر سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه، بسیار بالاتر از مقدار سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری عادی است. مقادیر بالای سدیم در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان احتمالاً در ارتباط با شوری بالای سیال‌های دولومیت‌ساز است (شکل ۶). سدیم در موارد متعددی به‌عنوان شاخصی برای پی بردن به شوری دیرینه به‌کار رفته است (Aqrawi et al., 2006; Gabriela Sara Guzzu et al., 2007; Kirmaci, 2008). این مسئله قابل توجه است که نمونه‌های دولواسپار سدیم کمتری نسبت به دولومیکرایت‌ها دارند (جدول ۲). این روند به دلیل تأثیر بیشتر دیاژنز بر روی نمونه‌های دولواسپارایتی و بالا بودن شوری در برخی از دولومیکرایت‌ها به دلیل شرایط تشکیل آنها در محیط‌های شور سیخایی است.

**استرانسیم (Sr):** مقدار استرانسیم در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان بین ۱۴۹ تا ۳۹۷۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۰۸۳ پی‌پی‌ام) در نوسان است (جدول ۱). میزان Sr در دولومیکرایت‌ها به مراتب از دولواسپارها به دلیل تأثیر کمتر دگرسانی بر روی این نمونه‌ها بیشتر است (جدول ۲) (آدابی، ۱۳۸۳). همان‌گونه که در شکل ۷ مشخص است، رسم مقادیر Sr در برابر Mg یک روند کاهشی را نشان می‌دهد. به دلیل این که Sr در شبکه بلور دولومیت به جای Ca جایگزین می‌شود، بنابراین با افزایش مقادیر Mg (کاهش Ca) در دولومیت‌ها، میزان استرانسیم کاهش می‌یابد.

مطالعات نشان می‌دهد که مقدار استرانسیم در دولومیت‌ها با افزایش حالت استوکیومتری دولومیت کاهش می‌یابد (Kirmaci, 2008). بر این اساس، مقدار Sr در دولومیت‌های استوکیومتری حدود ۵۰ پی‌پی‌ام تعیین شده است. مقادیر بالاتر Sr در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان احتمالاً به واسطه ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی آهک‌هایی است که دولومیتی شده‌اند (Warren, 2000).

**آهن (Fe):** مقادیر آهن در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان بین ۳۰۲ تا ۱۷۹۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۹۰۸ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (جدول ۱). از آنجا که Fe به دلیل تشابه در شعاع یونی، جانشین Mg در شبکه بلور دولومیت می‌شود، رسم مقادیر Fe در برابر مقادیر Mg در دولومیت‌های سازند کنگان یک روند افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۸). از سوی دیگر، تمرکز Fe و Mn به شرایط کاهیدگی حاکم بر محیط بستگی دارد، به طوری که مقادیر این عناصر در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی، نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می‌شوند (معمولاً در حد درصد)، پایین‌تر است (Hood et al., 2004; Kirmaci, 2008). بنابراین پایین بودن مقادیر آهن در برخی از دولومیت‌های سازند کنگان به واسطه شرایط اکسیدان در هنگام تشکیل این دولومیت‌ها است. افزون بر این، میانگین مقادیر Fe در نمونه‌های دولواسپارایتی نسبت به نمونه‌های دولومیکرایتی به واسطه تأثیر بیشتر دیاژنز، بالاتر است (جدول ۲).

**منگنز (Mn):** مقادیر منگنز در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان بین ۱۹ تا ۸۵ پی‌پی‌ام

به اشباع بوده، در حالی که با پیشرفت واکنش ترکیب شیمیایی محلول‌های یادشده، تغییر می‌کند و نسبت به کلسیت به حالت تحت اشباع در می‌آیند و در نتیجه حاشیه شفاف بدون میانبار را ایجاد می‌کنند (Warren, 2000) (شکل ۳-د).

**۴-۵. سیمان دولومیتی (Dolomite cement):** این نوع سیمان به شکل بلورهای درشت و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و با خاموشی مستقیم است که در مراحل اولیه دیاژنز تدفینی تشکیل شده‌اند. این نوع سیمان می‌تواند در مراحل نهایی دیاژنز به‌علت مهاجرت سیال‌های غنی از منیزیم نیز تشکیل شود (Hood et al., 2004). منشأ منیزیم در فرایند دولومیتی شدن در دمای بالا، آب‌های درون سازندی و یا آب حاصل از دیاژنز کانی‌های رسی همچون تبدیل مونتموریونیت به ایلیت است (Warren, 2000). در سازند کنگان این سیمان‌ها به دلیل پر کردن برخی از تخلخل‌های قالبی و یا حفره‌ای، در ژرفاهای متوسط تا زیاد و پس از فرایند انحلال تشکیل شده‌اند. اندازه این دولومیت‌ها به ۳۷۰ میکرون می‌رسد (شکل ۳-ع).

**۵-۵. دولومیت زین‌اسبی (Saddle dolomite):** دولومیت زین‌اسبی، بیشتر در سنگ‌های کربناتی میزان سولفات‌دار همراه با هیدروکربن و سولفیدهای اپی‌ژنتیک (MVT) یافت می‌شود (Warren, 2000). این دولومیت‌ها معمولاً در شرایط دفنی ژرف یا گرمایی از شورابه‌های بسیار شور در دمای بالا، یا به‌صورت محصولی از احیای حرارتی-شیمیایی سولفات‌ها حاصل می‌شوند (Flügel, 2004). بلورهای این نوع دولومیت، درشت هستند و قطری تا حدود چند میلی‌متر دارند که حاوی میانبارهای کلسیت و گاهی انیدریت هستند و سطوح رخ منحنی شکل و خاموشی موجی دارند (Warren, 2000; Hood et al., 2004). در سازند کنگان، بیشتر این دولومیت‌ها، تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای را اشغال کرده‌اند و بافت غیر مسطح همراه با خاموشی موجی دارند (شکل ۳-ف). بافت یادشده، حاکی از تشکیل این دولومیت‌ها در دمای بیش از ۶۰ درجه سانتی‌گراد (Warren, 2000) است. دولومیت زین‌اسبی درون شکستگی‌ها و حفرات یافت می‌شود که تأییدکننده منشأ تأخیری آن است.

#### ۶- مطالعات ژئوشیمیایی

با تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی و ترکیب ایزوتوپی در دولومیت‌ها می‌توان اطلاعات با ارزشی در مورد منشأ (اولیه یا ثانویه) و زمان تشکیل دولومیت، ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز به‌دست آورد (Land, 1985; Mazzullo, 2000). همچنین با استفاده از عناصر فرعی می‌توان به میزان واکنش آب-سنگ (water-rock interaction) و ضریب توزیع مؤثر (effective distribution coefficient) میان دولومیت و سیال‌های دولومیت‌ساز پی برد (Warren, 2000).

#### ۶-۱. مطالعات عنصری

از آنجا که شناسایی فرایندهای دیاژنتیکی در دولومیت‌ها به ترکیب سیال‌های دولومیتی‌کننده بستگی دارد (Warren, 2000; Kirmaci, 2008)، شناسایی عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها می‌تواند ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز را مشخص کند.

کلیه داده‌های عناصر اصلی و فرعی و داده‌های ایزوتوپی مربوط به این نمونه‌ها به همراه بیشترین، کمترین و میانگین این مقادیر به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۳ ارائه شده است. در جدول ۲ نیز میانگین عناصر اصلی و فرعی به تفکیک برای نمونه‌های دولومیکرایتی و دولومیکرواسپارایتی آورده شده است.

#### عناصر اصلی

**کلسیم و منیزیم (Mg و Ca):** مقدار کلسیم در دولومیت‌های سازند کنگان بین ۲۰/۳ تا ۳۰/۷ درصد (میانگین ۲۴ درصد) و میزان منیزیم بین ۶ تا ۱۳/۳ درصد (میانگین ۱۱

$$T^{\circ}C = 16.4 - 4.3([\delta^{18}O_{dol} - 3.8] - \delta_{water}) + 0.14([\delta^{18}O_{dol} - 3.8] - \delta_{water})^2$$

T: درجه حرارت بر حسب درجه سانتی گراد

$\delta^{18}O_{dol}$ : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه بر حسب PDB

$\delta_{water}$ : مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا بر حسب SMOW

دمای ته‌نشستی تعیین شده با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در دولومیکرایت‌ها (PDB)  $-2/233\%$  معادل  $44/5$  درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. یادآوری می‌شود که مقدار  $\delta_{w}$  برای دریای تریاس SMOW  $-0/5\%$  در نظر گرفته می‌شود (Al-Aasm et al., 1995).

## ۸- مدل‌های دولومیتی شدن و منشأ احتمالی منیزیم در سازند کنگان

بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری در دولومیت‌های مطالعه شده، دولومیکرایت‌ها در شرایط همزمان با رسوبگذاری یا در شرایط اولیه دیاژنتیکی تشکیل شده‌اند. در نتیجه چنین می‌توان نتیجه گرفت که دولومیکرایت‌های محیط‌های فراکشنندی تا میان‌کشدی در سازند کنگان از آب دریا یا آب‌های میان‌دانه‌ای در حال تعادل با آب دریا ته‌نشست حاصل کرده‌اند. تبخیر دوباره باعث می‌شود تا سیال‌های میان‌منفذی در محیط‌های سبخایی از نظر ژئوسایکل‌ها و انباشت‌ها شوند که این عمل موجب ته‌نشست آراگونیت و ژئوسایکل‌ها در گِل‌های سبخایی می‌شود (Warren, 2000; Swart et al., 2005). این ته‌نشست موجب افزایش چشمگیری در نسبت Mg/Ca در سیال‌های میان‌منفذی از ۵ تا ۳۵ برابر خواهد شد. نسبت بالای Mg/Ca مهیا برای تشکیل دولومیت چه به صورت جانیشینی در گِل‌های آراگونیتی سبک و چه به صورت ته‌نشینی مستقیم (Warren, 2000) است. ارتباط نزدیک بافت این دولومیت‌ها با شکل‌های دیاژنتیکی اولیه قابل تشخیص، مانند فرایندهای فشرده‌گی اولیه (Moore et al., 1988)، لایه‌بندی جلبکی، ترک‌های گلی، اینتراکلیست‌ها و انیدریت‌های نازک‌لایه یا گره‌کی (Warren, 2000) نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز دولومیت‌های سبخایی است که به فراوانی در رخساره‌های پهنه‌کشدی سازند کنگان به چشم می‌خورد.

از سوی دیگر، حضور تخلخل قالبی که توسط انحلال بایوکلاست‌ها، پلت‌ها و اُئویدها گسترش پیدا کرده است، به همراه دولومیت‌های ریزبلور در توالی‌های فروکشدی و سبخایی (Moore et al., 1988) گویای دولومیتی شدن ترجیحی زمینه گلی و ورود آب‌های جوی به محیط، احتمالاً پس از دولومیتی شدن ترجیحی است (Moore, 1989). نفوذ آب‌های جوی به داخل رسوبات گلی به نسبت دولومیتی شده منجر به انحلال آراگونیت، کلسیت پرمیزیم و کلسیت دولومیتی نشده باقیمانده می‌شود که این عمل موجب شناور شدن بلورهای رمبوتدرال دولومیت در بافت بلور پشیتیان می‌شود و یک بافت دولومیت دانه‌شکری متخلخل را ایجاد می‌کند که در بسیاری از توالی‌های سبخایی به چشم می‌خورد (Ruzyla & Friedman, 1985).

با توجه به بافت‌ها و ساخت‌های سنگ‌نگاری در ارتباط با آب‌های جوی همانند تخلخل قالبی، سیمان کلسیتی هم‌بعد آب شیرین (Kirmaci, 2008)، وجود دولومیت‌های با مرکز کدر و روند دیاژنز جوی برای نمونه‌های دولومیتی (Warren, 2000)، مدل دولومیتی شدن زون مخلوط (mixing zone) برای دولومیت‌های تأخیری سازند کنگان (بویژه نوع دوم و سوم) پیشنهاد می‌شود.

با توجه به حضور سیمان‌های دولومیتی حفره پرکن (دولومیت نوع چهارم)، که بیشتر، تخلخل‌های قالبی را پر کرده است، و نیز دولومیت‌های زین‌اسبی (دولومیت نوع پنجم) در مقاطع سازند کنگان، منشأ تدفینی برای این دولومیت‌ها قابل پیش‌بینی است. تبدیل ژئوسایکل به انیدریت در ژرفای ۱۰۰۰ متری، میزان قابل توجهی آب آزاد می‌کند که می‌تواند باعث فرایندهای انحلال، سیمانی شدن و دولومیتی شدن شود (Kendall, 1984). همچنین تبدیل اسمکتیت به ایلیت در ژرفایی حدود

پی‌پی‌ام (میانگین ۴۲ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (جدول ۱). یون‌های منگنز به دلیل مشابهت در شعاع یونی، تمایل دارند جانشین یون‌های Mg در شبکه بلور دولومیت شوند. بنابراین، رسم مقادیر Mn در برابر Mg در دولومیت‌های سازند کنگان یک روند خطی افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۹). همچنین مقادیر ناچیز Mn در دولومیت‌های سازند یادشده نشان‌دهنده محیط تشکیل اکسیدان برای این کربنات‌ها است (Hood et al., 2004; Kirmaci, 2008). یادآوری می‌شود که بالاتر بودن مقادیر Mn در نمونه‌های دولوسپارایتی سازند کنگان به واسطه تأثیر بیشتر دیاژنز بر روی نمونه‌های یادشده است (جدول ۲).

رسم مقادیر Mn در برابر Fe، یک روند خطی با شیب مثبت را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). این روند افزایشی به دلیل دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیال‌های دیاژنتیکی (غیر دریایی) است.

## ۶-۲. مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن

دامنه تغییرات  $\delta^{18}O$  در دولومیت‌های سازند کنگان بین  $-2/23\%$  PDB تا  $-4/69\%$  PDB (میانگین PDB  $-3/04\%$ ) و  $\delta^{13}C$  بین  $+0/48\%$  PDB تا  $+3/98\%$  PDB (میانگین PDB  $+1/72\%$ ) تغییر می‌کند (جدول ۳). در شکل ۱۱ محدوده‌های ایزوتوپی برای دولومیت‌های کورانگ (نوع B و A) (Rosen et al., 1989)، دولومیت‌های پرمین بالایی زچستان دانمارک (Clark, 1980)، دولومیت‌های سبخایی ابوظبی (Wenk et al., 1993)، دولومیت‌های پلیستوسن یوکاتان (Ward & Halley, 1985) دولومیت‌های آب گرم پروتروزوییک دیگر نقاط جهان (Williams, 1979) برای مقایسه رسم شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه‌های مورد مطالعه به مراتب سبک‌تر از مقادیر ایزوتوپ اکسیژن دولومیت‌های مناطق حاره‌ای و معتدل حاضر است (شکل ۱۱). این تغییرات می‌تواند به دلیل واکنش دولومیت‌های سازند کنگان با سیال‌های غیر دریایی باشد. همچنین همان‌طور که در این شکل مشخص است، تمام محدوده‌های دولومیت‌های با منشأ تبخیری در طرف راست نمودار قرار گرفته‌اند که به دلیل شوری بالای سیال‌های دولومیت‌ساز بوده است (Warren, 2000). قرار گرفتن محدوده دولومیت‌های یوکاتان با منشأ سیال‌های جوی در طرف راست نمودار، احتمالاً به دلیل تأثیر کمتر دیاژنز بر روی این نمونه‌ها نسبت به دولومیت‌های سازند کنگان و دولومیت‌های پروتروزوییک است. رسم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان یک روند اندک دیاژنز جوی را نشان می‌دهد (شکل ۱۱). دولومیت‌های یادشده، تغییرات ایزوتوپ اکسیژن اندک و تغییرات ایزوتوپ کربن بیشتر دارند که چنین روندی ویژه دیاژنز جوی است (Choquette & James, 1987).

## ۷- محاسبه دمای تشکیل دولومیت‌ها

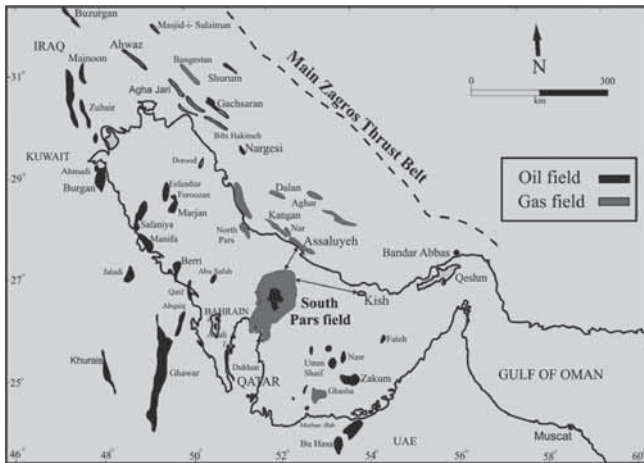
تعیین دمای دیرینه تشکیل کربنات‌ها، یکی از کاربردهای مهم ایزوتوپ اکسیژن ( $\delta^{18}O$ ) است (Hood et al., 2004; Kirmaci, 2008). دلیل این امر وابستگی تفکیک ایزوتوپی اکسیژن به دمای محیط است.

برای تعیین دما، از نمونه‌ای با سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ با کمترین میزان دگرسانی (نمونه‌ای با کمترین مقدار آهن و منگنز و بیشترین مقدار سدیم و استرانسیم) استفاده می‌شود. به‌طور معمول برای تعیین دمای محیط رسوبی از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و برای تعیین دمای دیاژنتیکی از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌شود (Adabi, 1996).

برای تعیین دمای ته‌نشست دولومیت‌ها، از دولومیکرایت‌های سازند کنگان که کمترین دیاژنز را متحمل شده‌اند، استفاده شده است.

برای محاسبه دمای دولومیت‌ها معادله Land (1985) به کار برده می‌شود:

عزیزانی که در به اتمام رساندن این مقاله، ما را یاری کردند، از سرکار خانم مهندس شجاعی، مسئول محترم آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، برای فراهم آوردن امکانات آزمایشگاهی، کمال تشکر را داریم. از مسئولان محترم آزمایشگاه علوم دانشگاه تاسمانیادار خصوص انجام تجزیه‌های ایزوتوبی قدردانی می‌کنیم.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی میدان پارس جنوبی نسبت به بندر عسلویه و جزیره کیش (برگرفته از Insalaco et al., 2006).

جدول ۱- تغییرات عناصر اصلی و فرعی به همراه مقادیر بیشینه، کمینه و میانگین در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان در ناحیه مورد مطالعه.

شماره سازند	توصیف	Mg (%)	Ca (%)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
۱	کنگان ۶	۱۰/۲	۲۵/۲	۵۶۸/۶	۳۱۵/۶	۳۰۲/۶	۱۹/۴
۲	کنگان ۹	۱۱/۲	۲۲/۶	۹۶۲/۸	۷۸۹/۲	۶۷۴/۸	۳۴/۱
۳	کنگان ۱۴	۶/۰	۳۰/۷	۶۳۵/۶	۴۹۷/۸	۶۳۵/۶	۴۴/۲
۴	کنگان ۱۹	۱۲/۱	۲۲/۰	۱۹۴۴/۴	۷۴۹/۴	۱۷۹۴/۰	۸۴/۵
۵	کنگان ۲۰	۱۱/۳	۲۲/۸	۷۴۷/۸	۷۶۷/۹	۹۳۳/۰	۲۹/۹
۶	کنگان ۲۳	۱۱/۶	۲۲/۳	۸۷۰/۳	۵۷۴/۳	۱۷۶۸/۸	۷۱/۵
۷	کنگان ۲۴	۱۲/۱	۲۲/۴	۵۱۰/۸	۱۶۵۰/۸	۱۳۸۶/۷	۴۲/۵
۸	کنگان ۲۵	۷/۶	۲۸/۸	۳۰۷/۴	۳۹۷۱/۴	۸۴۶/۷	۳۱/۸
۹	کنگان ۲۶	۹/۵	۲۶/۱	۶۳۸/۷	۸۵۲/۸	۱۱۱۵/۸	۴۳/۶
۱۰	کنگان ۲۸	۹/۷	۲۵/۹	۱۰۳۲/۰	۲۱۶/۴	۹۸۶/۶	۵۹/۱
۱۱	کنگان ۲۹	۱۱/۸	۲۲/۸	۵۸۸/۸	۱۲۴۲/۲	۸۴۸/۹	۳۴/۷
۱۲	کنگان ۳۰	۱۲/۶	۲۲/۰	۸۱۰/۰	۳۶۰/۰	۱۴۰۷/۷	۴۴/۴
۱۳	کنگان ۳۱	۷/۴	۲۸/۹	۷۶۲/۶	۳۷۶۰/۷	۵۸۱/۷	۲۹/۴
۱۴	کنگان ۳۲	۱۲/۶	۲۱/۴	۸۸۷/۱	۵۶۶/۰	۱۰۱۹/۳	۴۲/۷
۱۵	کنگان ۳۳	۱۰/۹	۲۳/۸	۵۰۲/۵	۲۲۵۸/۲	۶۷۳/۰	۳۴/۹
۱۶	کنگان ۳۴	۱۳/۱	۲۰/۷	۷۵۵/۰	۱۰۲۸/۶	۵۶۱/۱	۳۴/۴
۱۷	کنگان ۳۵	۱۲/۲	۲۱/۹	۷۴۰/۳	۴۹۱/۸	۴۰۵/۲	۲۵/۷
۱۸	کنگان ۳۶	۱۳/۲	۲۰/۴	۱۸۴۸/۰	۳۲۸/۷	۵۳۶/۵	۲۶/۴
۱۹	کنگان ۳۸	۱۳/۳	۲۰/۳	۲۷۶۹/۹	۱۴۹/۶	۷۸۳/۵	۵۸/۴

	Mg (%)	Ca (%)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
بیشینه	۱۳/۳	۳۰/۷	۲۷۶۹/۹	۳۹۷۱/۴	۱۷۹۴/۰	۸۴/۵
کمینه	۶/۰	۲۰/۳	۳۰۷/۴	۱۴۹/۶	۳۰۲/۶	۱۹/۴
میانگین	۱۱/۰	۲۳/۹	۹۴۱/۲	۱۰۸۲/۷	۹۰۸/۵	۴۱/۷

۲۰۰۰ متر و در دمای ۶۰ درجه سانتی‌گراد، سبب آزادسازی کاتیون‌های منیزیم می‌شود که می‌تواند منشأی برای سیال‌های دولومیت‌ساز به شمار آید (Kirmaci & Akdag, 2005; Kirmaci, 2008). همچنین فرایندهای دیاژنتیکی که باعث بلوغ مواد آلی می‌شوند، می‌تواند منجر به تشکیل فزاینده سیال‌های زیرسطحی شود که بر انحلال کربنات‌ها و ایجاد تخلخل ثانویه تأثیر گذار است (Warren, 2000). کربنات کلسیم موجود در سیال‌های منفذی که در نتیجه این فاز انحلالی ایجاد شده است، می‌تواند به صورت سیمان کلسیتی یا دولومیتی رسوب کند (Sassen & Moore, 1988). نظر بر این است که آب دریا منشأ منیزیم دولومیکرایت است (Land, 1985) و این در حالی است که منشأ منیزیم برای دولومیت‌های دانه درشت‌تر، آب‌های محبوس میان‌دانه‌ای، شورابه‌های حوضه‌ای و فرایند انحلال فشاری در نظر گرفته شده است. برای دولومیت‌های دانه درشتی که در همسایگی استیلولیت‌ها قرار دارند، فرایند انحلال فشاری اهمیت دارد.

به‌طور کلی سه منشأ اصلی برای منیزیم مورد نیاز در فرایند دولومیتی شدن تدفینی وجود دارد: تلخابه‌های شور (bittern salts) (پلی‌هالیت و کارنالیت)، منیزیم حاصل از تبدیل کانی‌های رسی و آب‌های میان‌منفذی (interstitial waters) (شامل آب‌های دریایی محبوس شده و شورابه‌های تبخیری محبوس شده) (Land, 1985). به‌نظر می‌رسد از میان عامل‌های بالا، آب‌های دریایی محبوس شده (connate marine waters) مؤثرترین عامل برای تأمین منیزیم مورد نیاز فرایند دولومیتی شدن در زمان تدفین متوسط و ژرف باشد (Moore, 1989).

## ۹- نتیجه‌گیری

یکی از فرایندهای دیاژنتزی تأثیرگذار بر روی سازند کنگان در ناحیه مورد مطالعه دولومیتی شدن است که در شرایط دیاژنز جوی (دولومیت نوع اول، دوم و سوم) و تدفینی (دولومیت نوع چهارم و پنجم)، سازند کنگان را تحت تأثیر قرار داده است. مطالعات سنگ‌نگاری دولومیت‌های سازند کنگان منجر به شناسایی ۵ نوع دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپار، دولواسپار، سیمان دولومیتی و دولومیت زین اسبی شده است.

دولومیکرایت‌های سازند کنگان در شرایط بسیار اولیه دیاژنتیکی و در یک محیط سبخایی تشکیل شده‌اند. منشأ منیزیم برای این دولومیت‌ها، منیزیم آب دریا و یا آب‌های میان‌دانه‌ای در حال تعادل با آب دریا در نظر گرفته می‌شود.

دولومیکرواسپارها و دولواسپارها حاصل جانشینی دیاژنتیکی سنگ‌های آهکی پیشین و یا تبلور دوباره دولومیکرایت‌ها هستند. همچنین با توجه به اندازه درشت سیمان‌های دولومیتی و دولومیت زین اسبی، منشأ تدفینی برای این دولومیت‌ها قابل پیش‌بینی است. منشأ منیزیم برای دولومیت‌های دانه درشت در سازند کنگان احتمالاً آب‌های محبوس میان‌دانه‌ای و یا شورابه‌های حوضه‌ای است.

همچنین با افزایش اندازه دولومیت‌ها، مقادیر Na و Sr کاهش و مقادیر Fe و Mn افزایش می‌یابد که این به دلیل تأثیر دیاژنز بر روی این نمونه‌ها است. بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن و رسم این مقادیر برای دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپارهای سازند کنگان (دولومیت نوع اول و دوم) نشان‌دهنده روند J و اروون اندک و در نتیجه تأثیر ناچیز دیاژنز جوی بر روی این دولومیت‌ها است.

دمای ته‌نشستی دولومیکرایت‌های سازند کنگان با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن، ۴۴/۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

## سیاست‌گذاری

با تشکر فراوان از مدیریت محترم پژوهش و توسعه شرکت نفت و گاز پارس و تمام

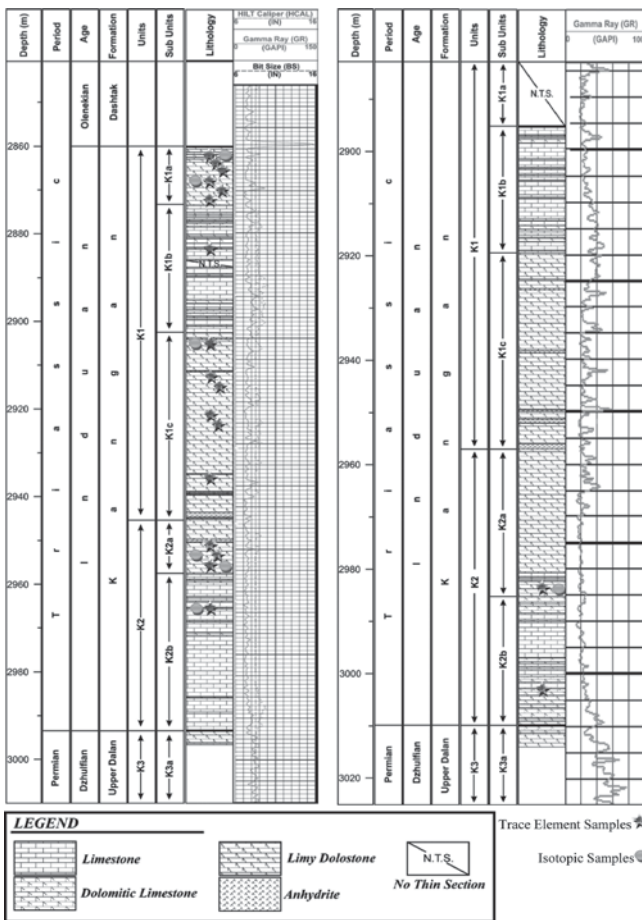
جدول ۲- مقادیر میانگین عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های دولومیکرایت و دولومیکرواسپارایت سازند کنگان در ناحیه مورد مطالعه.

توصیف	Mg (%)	Ca (%)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
دولومیکرایت	۱۰/۹۷	۲۳/۹۱	۹۵۹/۴۴	۱۳۰۷/۲۳	۸۹۸/۵۸	۳۹/۷۳
دولومیکرواسپار	۱۱/۶۷	۲۲/۸۹	۹۵۶/۱۷	۸۱۳/۴۶	۹۶۳/۰۴	۴۴/۳۱

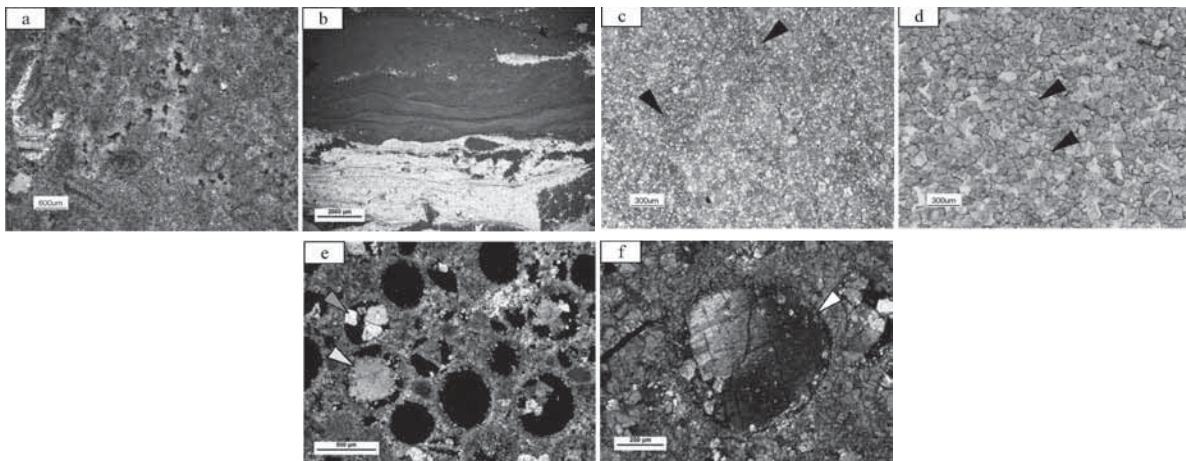
جدول ۳- تغییرات ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن به همراه مقادیر بیشینه، کمینه و میانگین در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان در ناحیه مورد مطالعه.

شماره نمونه	سازند	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
۱	کنگان	۱/۱۴۲	-۳/۶۶۸
۲	کنگان	۱/۳۲۳	-۳/۲۲۹
۳	کنگان	۲/۵۸۱	-۲/۸۹۳
۴	کنگان	۰/۴۷۷	-۲/۲۳۳
۵	کنگان	۱/۵۰۶	-۲/۳۳۱
۶	کنگان	۱/۰۴۸	-۲/۲۳۷
۷	کنگان	۳/۹۸۵	-۴/۶۹۴

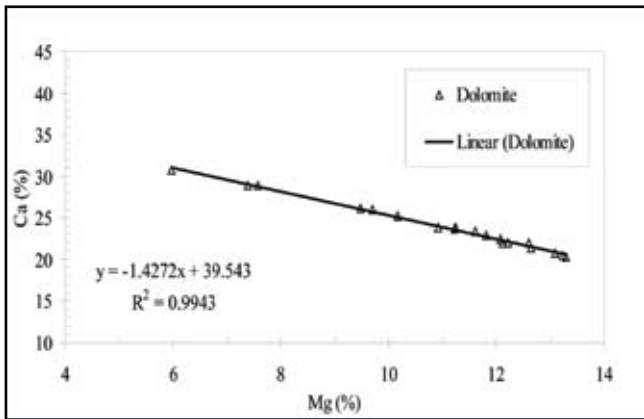
	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
بیشینه	۳/۹۸۵	-۲/۲۳۳
کمینه	۰/۴۷۷	-۴/۶۹۴
میانگین	۱/۷۲	-۳/۰۴



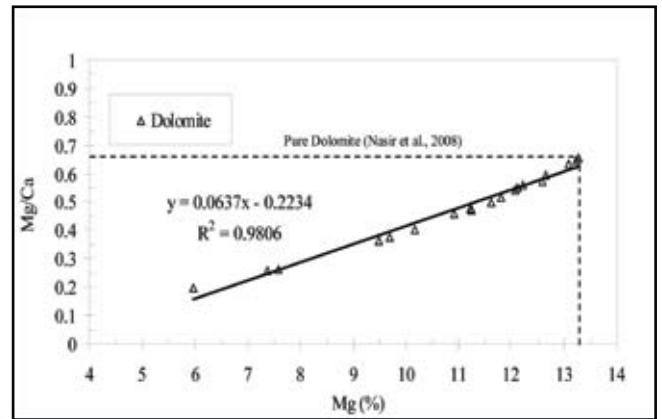
شکل ۲- ستون‌های چینه‌شناسی برش‌های تحت‌الارضی A (سمت چپ) و B (سمت راست) در میدان پارس جنوبی.



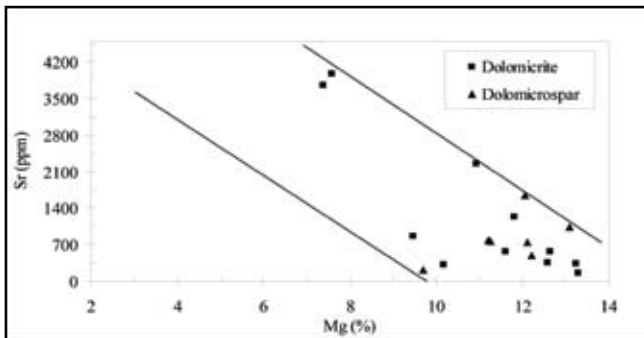
شکل ۳- (a) دولومیتی شدن انتخابی ائویدها، اینتراکلست‌ها و ذرات اسکلتی. مقطع توسط آلزایرین قرمز رنگ‌آمیزی شده است، (برش تحت‌الارضی B، نور قطبی شده (پلاریزه)). (b) دولومیکرایت در رخساره پهنه کشندی سازند کنگان به همراه لایه‌های انیدریتی اولیه. به بافت ریزدانه و ساختار لایه‌لایه آن توجه شود، (برش تحت‌الارضی A، نور پلاریزه). (c) دولومیکرواسپارایت حاصل تبلور دوباره دولومیکرایت‌ها. بقایایی از دولومیکرایت‌های اولیه دیده می‌شود (نشانه‌های سیاه رنگ)، (برش تحت‌الارضی A، نور معمولی). (d) بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار دولواسپارایت. بیشتر این دولومیت‌ها مرکز کدر و حاشیه شفاف دارند (نشانه‌های سیاه رنگ)، (برش تحت‌الارضی A، نور معمولی). (e) سیمان دولومیتی (نشانه‌گر زرد رنگ) برخی از تخلخل‌های قالبی را پر کرده است. همچنین بلورهای شکل دار دولومیت با منشأ جانشینی نیز دیده می‌شود (نشانه‌گر آبی رنگ). مقطع توسط آلزایرین قرمز رنگ‌آمیزی شده است، (مقطع تحت‌الارضی A، نور پلاریزه). (f) دولومیت زین اسبی تخلخل قالبی را پر کرده است (نشانه‌گر سفید رنگ). به اندازه درشت، ظاهر بی‌شکل و خاموشی موجی این دولومیت توجه شود. مقطع توسط آلزایرین قرمز رنگ‌آمیزی شده است، (برش تحت‌الارضی A، نور پلاریزه).



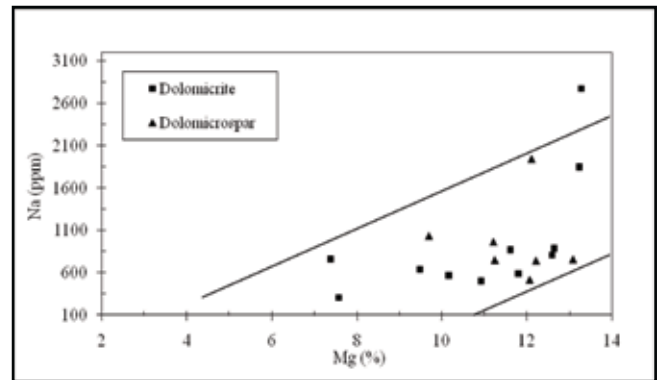
شکل ۵- رسم مقادیر Mg در برابر Ca در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان. همان‌گونه که دیده می‌شود ارتباط این دو عنصر به صورت روند خطی با شیب منفی است. این حالت به دلیل جانشینی Mg به جای Ca در کرنات‌های دولومیتی است.



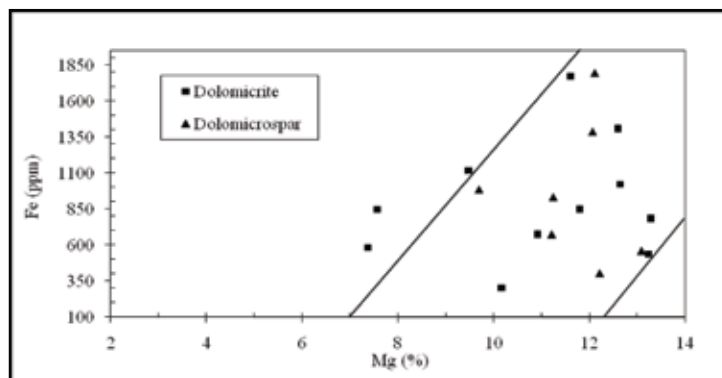
شکل ۴- تغییرات Mg در برابر Mg/Ca در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان. کاهش مقادیر Mg از ۱۳/۳ درصد در دولومیت‌های خالص (Nasir et al., 2008) به ۶ درصد، به دلیل دگرسانی این دولومیت‌هاست.



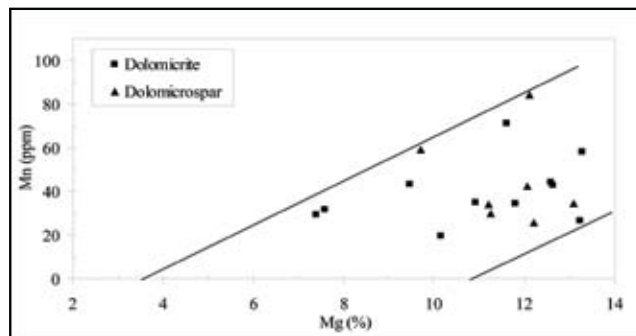
شکل ۷- تغییرات Mg در برابر Sr. به ارتباط منفی بین این دو عنصر توجه کنید. به دلیل این که Sr در شبکه بلور دولومیت به جای Ca جایگزین می‌شود، با افزایش مقادیر Mg (کاهش Ca) در دولومیت‌ها، میزان Sr کاهش می‌یابد. همچنین مقادیر بالای Sr در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان احتمالاً به واسطه ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی اولیه آهک‌هایی است که دولومیتی شده‌اند. یادآوری می‌شود که میزان Sr در برخی نمونه‌های دولومیکرایت به دلیل تأثیر کمتر دیاژنز غیر دریایی بر روی این نمونه‌ها، بالاتر است.



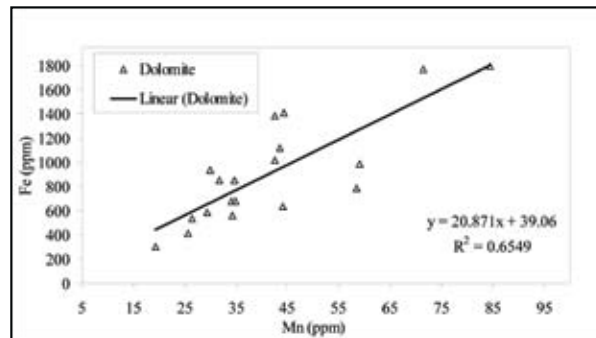
شکل ۶- رسم مقادیر Mg در برابر Na در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان. روند افزایشی و ارتباط مثبت این دو عنصر قابل توجه است. بالا بودن میزان سدیم در برخی از دولومیکرایت‌ها احتمالاً به دلیل شوری بالاتر محلول‌های دولومیتی‌کننده و نیز تأثیر کم دیاژنز غیر دریایی بر روی نمونه‌های یادشده است.



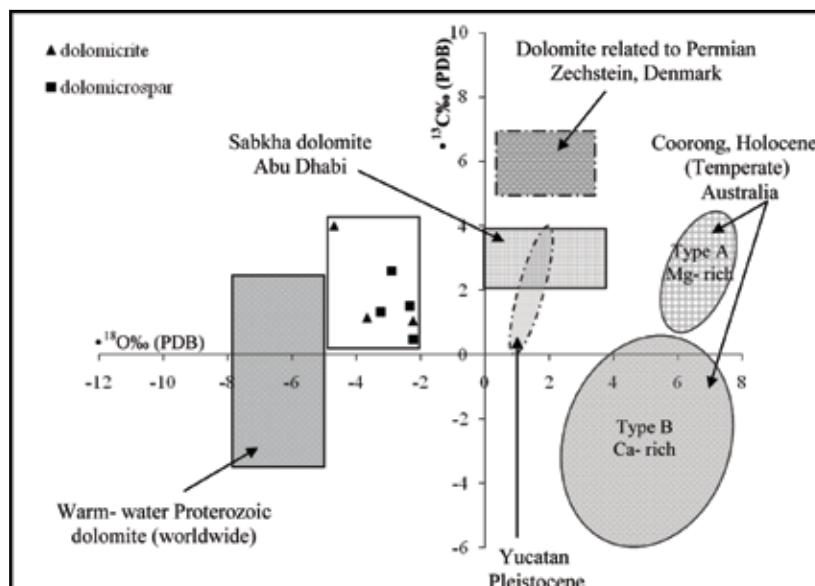
شکل ۸- تغییرات Mg در برابر Fe در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان. مقادیر Fe با افزایش میزان Mg در برخی از دولومیت‌ها افزایش می‌یابد که به دلیل جانشینی ترجیحی یون‌های آهن به جای منیزیم در شبکه بلور دولومیت، احتمالاً در شرایط کاهیده (احیایی) بوده است. همچنین کاهش مقادیر آهن در این نوع دولومیت‌ها در مقایسه با سایر انواع دولومیت (سیمان دولومیتی و دولومیت تدفینی) نشان دهنده شرایط اکسیدان در زمان تشکیل این دولومیت‌هاست.



شکل ۹- تغییرات Mg در برابر Mn در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان. افزایش مقادیر Mn با افزایش مقادیر Mg در دولومیت‌ها قابل توجه است که این به دلیل جانشینی ترجیحی یون‌های Mn به جای Mg در شبکه بلور دولومیت است. پایین بودن مقادیر منگنز در دولومیت‌های سازند کنگان نشان‌دهنده شرایط اکسیدان محیط تشکیل دولومیت‌های یادشده و بالاتر بودن مقادیر Mn در نمونه‌های دولوسپارایی به واسطه تأثیر بیشتر دیاژنز بر روی نمونه‌های یادشده است.



شکل ۱۰- تغییرات Mn در برابر Fe همان‌گونه که دیده می‌شود ارتباط این دو عنصر به صورت روند خطی با شیب مثبت (روند افزایشی) نشان داده می‌شود. این بدین معنی است که با افزایش دگرسانی توسط سیال‌های دیاژنتیکی، مقادیر Fe و Mn افزایش می‌یابد.



شکل ۱۱- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر کربن در نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان. محدوده‌های ایزوتوپی برای دولومیت‌های کورانگ (نوع A و B) (Rosen et al., 1989)، دولومیت‌های پرمین بالای زچستاین دانمارک (Clark, 1980)، دولومیت‌های سیخایی ابوظبی (Wenk et al., 1993)، دولومیت‌های پلیستوسن یوکاتان (Ward and Halley, 1985)، دولومیت‌های آب گرم پروتروزیویک دیگر نقاط جهان (Williams, 1979) برای مقایسه آورده شده است. از نظر ایزوتوپ اکسیژن، دولومیت‌های عهد حاضر بین ۲ تا ۸‰ نسبت به نمونه‌های دولومیتی سازند کنگان سنگین‌تر هستند. روند کلی ایزوتوپ اکسیژن و کربن در دولومیت‌های سازند کنگان نشان‌دهنده تأثیر اندک دیاژنز جوی است. این نوع روند، خاص محیط‌های گرم و خشک با بارندگی کم و مقدار کم مواد آلی است.



**کتابخانه زمین**

آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ صفحه.  
 مطیعی، ه.، ۱۳۷۴- زمین شناسی ایران، زمین شناسی نفت زاگرس ۱ و ۲، طرح تدوین کتاب، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۰۹ صفحه.  
 نجم آبادی، س.، ۱۳۷۲- گزارش نهایی زمین شناسی چاه شماره یک میدان گازی پارس جنوبی خلیج فارس، گزارش داخلی شرکت نفت و گاز پارس، ۴۳ صفحه.

**References**

- Adabi, M. H., 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished), University of Tasmania, Australia, 470 p.
- Al-Aasm, I. S., Coniglio, M. & Desrochers, A., 1995- Formation of complex fibrous calcite veins in Upper Triassic strata of Wrangelia Terrain, *Sedimentary Geology*, 100: 83-95.
- Aqrabi, A. A. M., Keramati, M., Ehrenberg, S. N., Pickard, N., Moallemi, A., Svana, T., Darke, G., Dickson, J. A. D. & Oxtoby, N. H., 2006- The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 29: 381-402.
- Borkhataria, R., Aigner, T., Pöppelreiter, M. C. & Pipping, J. C. P., 2005- Characterisation of epeiric "LAYER-CAKE" carbonate reservoirs: Upper Muschelkalk (Middle Triassic), the Netherlands, *Journal of Petroleum Geology*, 28 (2): 15-42.
- Choquette, W. & James, N., 1987- Diagenesis in limestones - 3, the deep burial environment, *Geoscience Canada*, 14: 3-35.
- Clark, D. N., 1980- The diagenesis of Zechstein carbonate sediments, *Contributions to Sedimentology*, 9: 167-203.
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, 205: 587.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies Analysis of Limestone: Analysis, Interpretation and Application*, (2nd ed.) Springer Verlag, Berlin, 976 p.
- Friedman, G. M., 1965- Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v.35. p.643655.
- Gabriela Sara Guzzy, A., Gustavo Murillo, M., Dante Jaime Morán, Z., José Manuel Grajales, N., Ricardo Martínez, I. & Peter, S., 2007- High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24: 131-149.
- Hood, S. D., Nelson, C. S. & Kamp, P. J. J., 2004- Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand, *Sedimentary Geology*, 172: 117-138.
- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, M. & Monibi, S., 2006- Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture, *GeoArabia*, 11: 75-176.
- Kelemme, H. D., 1984- Oil and gas maps and sections of the Arabian-Iranian basin, U.S. Geological Survey Open-File Report: 84/0353.
- Kendall, A. C., 1984- Evaporites, *Geoscience Canada*, Reprint Series, No. 1: 259-296.
- Kirmaci, M. Z. & Akdag, K., 2005- Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey, *Sedimentary Geology*, 181: 39-57.
- Kirmaci, M. Z., 2008- Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Gölköy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey, *Sedimentary Geology*, 203: 289-306.
- Land, L. S., 1985- The origin of massive dolomite: summary and suggestion, *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.
- Lotfpour, M. & Zamani, Z., 2004- Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Reservoir Characterization of Upper Dalan and Kangan Formations in the South Pars Field, Persian Gulf, A well, Unpublished Report of Research Institute Petroleum Industry: 74p.
- Lucia, F. & Major, R., 1994- Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. In: Purese, B., Tucker, M. & Zenger, D., (eds.), *Dolomites: A Volume in Honor of Dolomieu*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 325-341.
- Marro, E. & Virgone, A., 1999- The Permian - Triassic boundary characterization in Persian Gulf, Iran, Unpublished Report of TOTAL.
- Mazzullo, S. J., 2000- Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments, *Journal of Sedimentary Research*, A70: 10-23.
- Metcalf, I., Nicoll, R. S., Mundil, R., Foster, C., Glen, J., Lyons, J., Xiaofeng, W., Cheng-yuan, W., Renne, R., Black, L., Xun, Q. & Xiaodong, M., 2001- The Permian-Triassic boundary and mass extinction in China", *Episodes*, 24 No. 4: 239-244.
- Moore, C. H. & Heydari, E., 1993- Burial diagenesis and hydrocarbon migration in platform limestone: a conceptual model based on the Upper Jurassic of Gulf Coast of USA. In: Horbury, A.D. & Robinson, A.G., (eds.), *Diagenesis and Basin Development: Studies in Geology*, American Association Petroleum Geology, 36: 213-229.
- Moore, C. H., 1989- Carbonate Diagenesis and Porosity", *Development in Sedimentology*, 46: 338 p.
- Moore, C. H., Chowdhury, A. & Chan, L., 1988- Upper Jurassic Smackover platform dolomitization, northwestern Gulf of Mexico: a tale of two waters, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, No. 43: 175-189.
- Nasir, S., Al-Saad, H., Alsayigh, A. & Weidlich, O., 2008- Geology and petrology of the Hormuz dolomite, Infra-Cambrian: Implications for the formation of the salt-cored Halul and Shraouh islands, Offshore, State of Qatar, *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 353-365.
- Purser, B. H., Brown, A. & Aissaoui, D. M., 1994- Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. In: Purser, B., Tucker, M. & Zenger, D. (eds.), *Dolomites*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 21: 283-308.
- Rosen, M. R., Miser, D. E., Starcher, M. A. & Warren, J. K., 1989- Formation of dolomite in the Coorong region, South Australia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 661-669.
- Rouyer, S. & Masse, P., 2002- Sedimentology and bio-stratigraphy of two Permo - Triassic sections (Kangan/Dalan Formations) Zagros, Iran, Unpublished Report of TOTAL.
- Ruzyla, K. & Friedman, G. M., 1985- Factors controlling porosity in dolomite reservoirs of the Ordovician Red River Formation, Cabin Creek field, Montana. In: Roehl, P.O. & Choquette, P.W. (Eds.) *Carbonate Petroleum Reservoirs*, Springer, New York, 39-58.
- Sassen, R. & Moore, C. H., 1988- Framework of hydrocarbon generation and destruction in eastern Smackover trend, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 72: 649-663.
- Sibley, D. F. & Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomite rock textures, *Journal of Sedimentary Petrology*, 57/5: 967-975.

- Swart, P. K., Cantrell, D. L., Westphal, H., Handford, C. R. & Kendall, C. 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*, 75: 476-491.
- Urey, H. C., 1947- The thermodynamic properties of isotopic substance, *Journal of the Chemical Society*: 562-581.
- Veizer, J., 1983- Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates, *Reviews in Mineralogy*, 11: 265-299.
- Ward, W. C. & Halley, R. B., 1985- Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Late Pleistocene, Northeastern Yucatan Peninsula, *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 407-420.
- Warren, J., 2000- Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.
- Wenk, H. R., Hu, M. & Frisia, S., 1993- Partially disordered dolomite: microstructural characterization of Abu Dhabi sabkha, carbonates *American Mineralogist*, 78: 769-774.
- Williams, G. E., 1979- Sedimentology, stable-isotope geochemistry and paleoenvironment of dolostones capping late Precambrian glacial sequences in Australia, *Journal of Geological Society of Australia*, 26: 377-386.
- Zamani, Z., Lotfpour, M., Karimi Mosadegh, Z., Afshin, S. & Hossaini Karimi, H., 2004- Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Reservoir Characterization of Upper Dalan and Kangan Formations in the South Pars Field, Persian Gulf, B well, Unpublished report of Research Institute of Petroleum Industry: 91 p.

## Petrography and Geochemistry of Dolomites in Kangan Formation, Persian Gulf

N. Khodaei<sup>1,2</sup>, M. H. Adabi<sup>1\*</sup>, S. A. Moallemi<sup>1,2</sup> & M. Moradpour<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

Received: 2008 May 10

Accepted: 2008 December 10

### Abstract

The Kangan Formation is a carbonate-evaporate sequence that is considered as a part of the largest carbonate reservoir in the South Pars Field at Persian Gulf. Petrography analysis led to the recognition of 5 different dolomite types: such as dolomicrite, dolomicrospar, dolospar, dolomite cement and saddle dolomite. Elemental studies on dolomicrite and dolomicrospar samples show a relative increase of Sr and Na and relative decrease of Fe and Mn in comparison with the dolomicrosparite samples. It is notable that the oxygen-carbon isotope trend in dolomite samples are due to slight influence of meteoric diagenesis (about dolomites type I, II and III) and burial diagenesis (about dolomites type IV and V). The dolomicrites have been undergone slight meteoric diagenesis, although they have formed in sabkha environment. The source of Mg for dolomicrites is the magnesium of seawater and interstitial waters equilibrium with seawater and on the other hand probably for the coarser grain dolomites in the Kangan Formation is connate waters and basinal brines. Based on the heaviest oxygen isotope in dolomicrite samples, paleotemperature of depositional environment of the Kangan Formation was around 44.5°C.

**Keywords:** Petrography, Geochemistry, Dolomitization, Kangan Formation, South Pars

For Persian Version see pages 165 to 174

\*Corresponding author: M. H. Adabi; E-mail: mhadabi@postoffice.utas.edu.au

## Comparision of Carboniferous- Permian Deposits in Abadeh Areas (Banarizeh & Esteghlal Sections) with Neighborhood Area Based on Conodont

M. Nouradiny<sup>1\*</sup>, S. Rahmati<sup>1</sup> & M. Yazdi<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Faculty of Science, Department of Geology, University of Esfahan, Esfahan, Iran

Received: 2009 January 05

Accepted: 2009 April 20

### Abstract

The studied sections are located in southwestern of central Iran. Main lithology of these sections are including shale, sandstone and limestone. Four biozones had been recognized base on Conodont. That contain *Idiognathodus delicates* Zone, *Streptognathodus oppletus* Zone, *Sweetognathus whitei* Zone. and *Neostreptognathodus pequopensis* Zone. Based on recognized conodont, the age reveal for Sardar Formation is Bashkirian- early Gzhelian and the Permian deposits are Artinskian (khan formation age equivalent). In this sections Carboniferous- Permian boundary has been seen paraconformity. Comparison this area with neighborhood showed after Kasimovian we have upward and erosion in these areas and with started melting due to glacial epoch in lower Permian so these areas covered with water although we have shallow basin comparable with another areas in Central Iran.

**Keywords:** Abadeh, Esteghlal, Banarizeh, Biostatigraphy, Conodont

For Persian Version see pages 175 to 180

\* Corresponding author: M. Nouradiny; E- mail: maryam.nouradiny@gmail.com