

دیاژنز و ژئوشیمی سازند زیارت در برش نمونه توچال، (البرز)

محمد حسین آذابی^۱، مینا خطیبی مهر^{۱*}، سید علی معلمی^۲، عباس صادقی^۱ و محمد علی صالحی^۲

^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

^۳ دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۹/۲۰

چکیده

سازند زیارت در برش نمونه واقع در شمال دهکده توچال (جنوب خاور تهران) باستبرای ۲۱۲/۵ متر در بالای کنگلومرای فاجان و در زیر سازند کرج واقع شده است. سن سازند زیارت پالتوسن پسین تا ائوسن میانی است. مطالعات سنگ‌نگاری مقاطع نازک منجر به شناسایی ۱۱ ریز رخساره شده است که به احتمال قوی در یک سکوی کریناته از نوع ومپ تک شیب (هوموکلاین) نهشته شده است. از فرایندهای دیاژنزی تأثیر گذار می‌توان میکرایتی شدن، سیمانی شدن، تراکم، نومورفیسم، انحلال، دولومیتی شدن، شکستگی و سیلیسی شدن را بیان کرد که در قالب محیط‌های دیاژنزی هوازی (متئوریک) و تدفینی سازند زیارت را تحت تأثیر قرار داده‌اند. مطالعه و بررسی عناصر اصلی و فرعی سنگ آهک‌های سازند زیارت بیانگر آن است که این آهک‌ها در آب و هوای حاره‌ای و در ژرفای کم نهشته شده‌اند و کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی داشته‌اند. رسم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca نشان دهنده محیط دیاژنزی باز همراه با تبادل بالای آب به سنگ (water/rock interaction) در سازند زیارت است. دمای اولیه دیاژنتیکی تدفین کم ژرف (early burial diagenetic temperature) با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های میکرایتی و با در نظر گرفتن ایزوتوپ اکسیژن آب دریای ائوسن به میزان $-1/85\text{‰}$ ، در حدود 39°C درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. در بررسی با میکروسکوپ کاتلومینسانس سیمان‌های کریناته سازند زیارت به دلیل قرار گرفتن بین محدوده زون هوازی و زون تدفین کم ژرف، بیشتر لومینسانس تیره (Dull) تا قهوه‌ای دارند و ویژگی لومینسانس‌های زرد پررنگ کمتر دیده می‌شود. این مطلب نیز توسط مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن تأیید شده است.

کلیدواژه‌ها: سازند زیارت، ریز رخساره، محیط رسوبی، دیاژنز، ژئوشیمی.

* نویسنده مسئول: مینا خطیبی مهر

۱- مقدمه

مطالعات انجام شده بر روی رخنمون سازند زیارت (پالتوسن پسین-ائوسن میانی) در البرز، به طور عمده شامل مطالعات پراکنده ای است که بیشتر از دیدگاه ویژه چینه‌شناسی انجام شده است. بر اساس تقسیم‌بندی (Nogolo-Sadate 1978) که مبتنی بر چینه‌نگاری زمین‌ساختاری زون‌ها است، منطقه مورد مطالعه در زون البرز قرار می‌گیرد، زیرا این تقسیم‌بندی حد جنوبی زون البرز را از خاور به باختر در امتداد گسل‌های میامی، عطاری، سمنان، گرمسار و شمال تهران که مرز جدایش نهشته‌های البرز از ایران مرکزی است، می‌داند و مرز خاوری این زون را به صورت تدریجی با زون بینالود و مرز باختری را گسل لاهیجان در نظر می‌گیرد. (Stocklin 1974) در مطالعات خود ناحیه مورد مطالعه را از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختاری ایران در بخش سلسله جبال البرز مرکزی قرار داده است. با توجه به وجود میکروفسیل‌های فراوان از نوع نومولیت و سایر روزن‌داران در این سازند مطالعات ژئوشیمیایی (عنصری و ایزوتوپی) و سنگ‌نگاری می‌تواند در ارتباط با ترکیب کانی‌شناسی اولیه این ارگانیزم‌ها و بازسازی محیط رسوبی دیرینه ما را راهنمایی نماید. در این مطالعه برش نمونه سازند زیارت در ۲۶ کیلومتری جنوب خاوری تهران با مختصات جغرافیایی $42^\circ 51'$ خاوری و عرض $35^\circ 25'$ شمالی برداشت شده است. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به این برش در شکل ۱ ارائه شده است. در این مطالعه سعی بر آن است تا با شناسایی ریز رخساره‌ها بتوان محیط رسوبی دیرینه سازند زیارت را بازسازی نمود. همچنین با مطالعه عملکرد فرایندهای دیاژنتیکی، تاریخچه دیاژنتیکی سازند مشخص شود. برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی حاکم بر ته‌نشست رسوبات و همچنین محیط‌های دیاژنتیکی حاکم بر رسوبات از روش‌های ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ استفاده شده است. از مطالعات ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن) برای تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کرینات‌ها، تعیین دمای دیرینه آب دریا و روند دیاژنز استفاده شده است. ترکیب

کانی‌شناسی اولیه کرینات‌ها در یک صحیحی از شرایط محیط رسوبی چون دما، ژرفا، شوری و نیز فرایندهای دیاژنتیکی را ارائه می‌نماید.

۲- روش مطالعه

در این پژوهش برش نمونه سازند زیارت در برش توچال پس از مطالعات مقدماتی برای بررسی تغییرات رخساره‌ای، بررسی فرایندهای دیاژنزی و مطالعات ژئوشیمیایی انتخاب شد. در مطالعات صحرایی افزون‌بر نمونه‌برداری با فواصل منظم ۱ متری همزمان نمودار رسمی که در برگزیده تغییرهای عمودی سنگ‌شناسی و لایه‌بندی است، نیز تهیه شد. در مطالعات سنگ‌نگاری، ۸۷ مقطع نازک به کمک میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. برخی از مقاطع میکروسکوپی توسط محلول آلزاین سرخ (Red-S) به منظور تشخیص کانی‌کلیت از دولومیت به روش (Dickson 1965) رنگ‌آمیزی شده است. برای نام گذاری رخساره‌ها از رده‌بندی (Dunham 1962) و برای تفسیر آنها از (Fügel 2004) استفاده شده است. افزون‌بر مطالعات سنگ‌نگاری، از مطالعات ژئوشیمیایی شامل مطالعات عنصری (عناصر اصلی و فرعی) و مطالعات ایزوتوپی (اکسیژن و کربن) برای تشخیص ترکیب کانی‌شناسی اولیه، روندهای دیاژنتیکی و دمای دیرینه این نهشته‌ها استفاده شد، تا بتوان وضعیت جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه را در زمان پالتوسن بالایی-ائوسن میانی تفسیر نمود. در این تحقیق ۲۰ نمونه (شامل ۲۰ نمونه از پوسته نومولیت‌ها و ۱۸ نمونه از میکرایت‌ها) برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی عنصری انتخاب شد. نمونه‌ها برای تعیین عناصر اصلی و فرعی توسط دستگاه اسپکتروفتومتری جذب اتمی (Atomic Absorption Spectrometry) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد آزمایش قرار گرفتند. همچنین ۱۲ نمونه برای مطالعات ایزوتوپی O و C انتخاب شد. از آنجا که سازند زیارت، سازندی سرشار از روزن دار کف زی است در مطالعات ایزوتوپی

افزون بر نمونه‌های میکرایتی، ۴ نمونه از پوسته نومولیت‌ها نیز برای انجام مطالعات ایزوتوپی انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شد. به منظور تشخیص انواع سیمان‌ها و تعیین محیط دیاژنتیکی آنها، برخی مقاطع سازند زیارت با میکروسکوپ کاندلومینسانس از نوع Nikon CL واقع در پژوهشگاه شرکت ملی نفت ایران مورد بررسی قرار گرفتند.

۳- چینه‌شناسی

سازند زیارت در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی در مناطقی چون پل جاجرود، باغ کومیش، دربندک، دهکده زرد و غیره دارای رخنمون است. این سازند در بالای کنگلومرای فاجان و در زیر سازند کرج قرار دارد. برای اولین بار (Dellenbach, 1964) سازند زیارت را در منطقه توچال (برش الگو) در تپه ماهورهای جنوب خاور تهران مطالعه و ستبرای آن را در حدود ۳۳۵ متر با سنی معادل پالئوسن پسین تا ائوسن میانی برای رسوبات این سازند در نظر گرفته است. وی پس از مطالعه البرز مرکزی افزون بر بررسی و معرفی برش الگو سازند زیارت، رخنمون‌هایی از آن را در نقاط مختلف البرز (خاور و جنوب خاور تهران) شناسایی و مورد مطالعه قرار داده است. از دو بخش مارنی و گچی زیرین و آهکی بالایی تشکیل شده است. در برخی رخنمون‌ها فقط بخش زیرین و در بعضی موارد تنها بخش بالایی و در مواردی این بخش‌ها با تغییرات رخساره‌ای قابل ملاحظه نسبت به برش نمونه ظاهر شده است. در مطالعاتی که بر روی این سازند در برش نمونه صورت گرفته است، ستبرای آن ۲۱۲/۵ متر اندازه‌گیری شده است که از پایین به بالا دارای چهار بخش اصلی شامل: ۱: لایه‌های گچ و تبخیری به ستبرای ۱۲/۵ متر، ۲: مارن به ستبرای ۶۵ متر، ۳: سنگ آهک و آهک مارنی به ستبرای ۱۰۹ متر و ۴: مارن به ستبرای ۲۶ متر است (خطیبی مهر، ۱۳۸۷). در شکل ۲ ستون چینه‌شناسی سازند زیارت در برش نمونه آورده شده است.

۴- ریز رخساره‌ها

پس از مطالعه ۷۸ مقطع نازک بر مبنای انواع دانه‌ها، بافت، محتوای سنگواره‌ای و اندازه سنگواره‌ها، ۱۱ ریز رخساره (تابلوهای ۱ و ۲) مربوط به سه زیر محیط رمپ داخلی (شامل رخساره تبخیری، دولومیکرایت، اینتراکلت ائوئید پکستون تا گریستون، میلیولید و کستون و آلوتولون نومولیت پکستون)، رمپ میانی (شامل نومولیت پکستون، جلبک قرمز- نومولیت پکستون، دیسکوسیکلینا- نومولیت و کستون، نومولیت دیسکوسیکلینا پکستون) و در نهایت رمپ خارجی (شامل بنتیک فرامینیفر پکستون و رادیولر اسپیکول اسفنج و کستون) تشخیص داده شد است (خطیبی مهر و همکاران، زیر چاپ).

۵- مدل رسوبی سازند زیارت در برش مورد مطالعه

از آنجا که سازند زیارت یک سازند کربناته سرشار از روزن‌داران کفزی بزرگ به سن سنوزویک آغازی است، با استفاده از این محتوای سنگواره‌ای با ارزش و دیگر اجزای اسکلتی موجود در این سازند، می‌توان نوع محیط رسوبی آن را تفسیر نمود. البته به همراه این محتوای سنگواره‌ای، به توالی عمودی رخساره‌ها نیز توجه شده است. نبود رسوبات دوباره نهشته شده به عنوان مثال توریدایت‌ها، وجود میکرایت در بیشتر رخساره‌ها، نبود رخساره‌های ریفی در بخش دور از ساحل، گسترش پهنه کشندی و تغییرات تدریجی رخساره‌ها نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند زیارت بر روی یک رمپ کربناته ته‌نشست شده است (شکل ۳). با توجه به فراوانی روزن‌داران در نهشته‌های سازند زیارت می‌توان از اصطلاح رمپ کربناته با فراوانی روزن‌داران

۶- دیاژنز در سازند زیارت

دیاژنز طیف گسترده‌ای از فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی پس از رسوبگذاری را شامل می‌شود که در طی آن رسوبات اولیه با آب‌های بین‌منفذی در حوضه رسوبی واکنش داده تا به یک تعادل بافتی و ژئوشیمیایی پایداری با محیط دست یابند (Schmid et al., 2004). به طور کلی فرایندهای دیاژنز به دو صورت فیزیکی و شیمیایی رسوبات را تحت تأثیر قرار می‌دهند. دیاژنز فیزیکی حاصل از فشار و وزن طبقات جوان‌تر بالایی و نیز فشارهای زمین‌ساختی است که خروج آب‌های بین‌منفذی و آرایش دوباره ذرات را به دنبال خواهد داشت و دیاژنز شیمیایی سبب انحلال و تبلور دوباره کانی‌های اولیه همراه با شیمی است (Sanyal et al., 2005). ترکیب و بافت رسوب، تاریخچه تدفین همراه با شیمی آب‌های بین‌منفذی در داخل حوضه رسوب‌گذاری مهم‌ترین عامل تأثیرگذار در دیاژنز به شمار می‌روند (Kim et al., 2007). سن رسوبات و شکل هندسی طبقات، اقلیم و محیط رسوبی (Tucker, 2001; Parcerisa et al., 2006) و رخساره‌های سنگی (Molennar et al., 2006) نیز نقش بسزایی در دیاژنز ایفا می‌کنند. رسوبات و سنگ‌های کربناته سازند زیارت تحت تأثیر فرایندهای دیاژنز نظیر میکرایتی شدن، انحلال، سیمانی شدن، تراکم، نوریختی (تئومورفیزم)، دولومیتی شدن و جانشینی زمینه سنگ و دانه‌های کربناتی توسط کانی‌های غیرکربناته (همانند سیلیسی شدن) است (Flügel, 2004). تأثیر این پارامترها بستگی به درجه اشباع‌شدگی، دما و سرعت جریان سیال‌های دیاژنتیکی دارد (Gonzalez et al., 1992).

۶-۱- میکرایتی شدن (Micritization)

حاشیه دانه‌های اسکلتی به طور مداوم توسط موجودات میکروسکوپی سوراخ شده و سپس توسط رسوبات دانه‌ریز یا سیمان پر می‌شوند. این فرایند را پوشش میکرایتی (Micritic envelope) می‌نامند (تابلوی ۳، تصویر A). پوشش‌های میکریتی آماده انجام فرایند دولومیتی شدن انتخابی هستند که این می‌تواند بیانگر کانی‌شناسی کلسیت با منیزیم بالای این پوشش باشد (Buchbinder & Friedman, 1970).

۶-۲- انحلال

انحلال از فرایندهای مهم در سازند زیارت است. این فرایند عامل اصلی تخلخل در این سازند است که در زیر توصیف می‌شود:

تخلخل (Porosity): تخلخل نسبت حجم فضاهای خالی به حجم کل سنگ است و به طور معمول بر حسب درصد بیان می‌شود (Flügel, 2004)، به طوری که فرایندهای دیاژنزی در ایجاد مخازن کربناته تأثیر زیادی دارند (Tucker & Wright, 1990). در این مطالعه برای تقسیم‌بندی تخلخل‌های شناسایی شده در سازند زیارت از رده‌بندی Choquette & Pray (1970) استفاده شده است:

تخلخل بین دانه‌ای (Interparticle porosity): این تخلخل همزمان با رسوبگذاری و در بین ذرات تشکیل دهنده سنگ ایجاد می‌شود (Flügel, 2004). این تخلخل بیشتر در بین اجزاء فسیل است و در مواردی توسط سیمان پر شده است (تابلوی ۳، تصویر B).

تخلخل درون دانه‌ای (Intraparticle porosity): این نوع تخلخل در داخل رسوبات بویژه در داخل دانه‌های اسکلتی مشاهده می‌شود. به دلیل وجود روزن‌داران کفزی بزرگ (بویژه نومولیت‌ها) در رسوبات کربناته سازند زیارت این نوع تخلخل از انواع تخلخل‌های رایج و معمول است که در بیشتر موارد توسط سیمان اسپاری شفاف پر شده است (تابلوی ۳، تصویر C).

تخلخل بین بلوری (Intercrystalline porosity): این تخلخل بیشتر در

محدوده زون هوازی و زون تدفین کم ژرفا، در بیشتر این سیمان‌ها لومینسانس حالت تیره (Dull) تا قهوه‌ای دارد و ویژگی لومینسانس‌های زرد پررنگ به دلیل شرایط نیمه کاهیده حاکم بر محیط کمتر دیده می‌شود (تابلوی ۵).

سیمان بلوکی (Blocky cement): این سیمان از بلورهای کلسیت دانه متوسط تا درشت با مرزهای بلوری مشخص تشکیل شده است. بلورهای درشت، فضای باز بین‌دانه‌ای و حفره‌های موجود در سازند زیارت را پر کرده است (تابلوی ۴، تصویر D). **سیمان هم‌محور شفاف (Clear syntaxial overgrowth)**: این سیمان در صورتی که دارای بلورهای روشن و شفاف باشند مربوط به محیط‌های هوازی و تدفینی هستند که در این صورت معمول نیستند (Tucker and Wright, 1990). در نمونه‌های مطالعه شده، سیمان هم‌محور بیشتر به صورت شفاف و روشن بر روی دانه‌های اکتینودرم مشاهده می‌شود، به طوری که با هسته مرکزی خود (قطعه‌های اکتینودرم) پیوستگی نوری نشان می‌دهد. در مواردی این سیمان آتقدر درشت می‌شود که تشکیل بافت پویکیلو تاپیک را می‌دهد و ذراتی از فیلی پلویید و یا خرده‌های اسکلتی بر روی آن قرار می‌گیرد (تابلوی ۴، تصویر E).

سیمان پویکیلو تاپیک (Poliklotopic): سیمان کلسیت اسپاری پویکیلو تاپیک از بلورهای درشت سیمان که چندین دانه را در برمی‌گیرند، تشکیل شده است. این سیمان‌ها به احتمال در نتیجه سرعت آرام هسته سازی بلورهای کلسیت و رشد آهسته بلورها ایجاد می‌شوند (Tucker, 1990). سیمان پویکیلو تاپیک زمانی تشکیل می‌شود که سیال‌های منفذی از کربنات کلسیم ($CaCO_3$) فوق‌اشباع هستند. بیشتر این بلورها در نور کاتدولومینسانس رنگ تیره دارند، زیرا آنها در شرایط کاهیده میزان Fe محیط بالا است، تشکیل شده است (تابلوی ۴، تصویر F).

۴-۶. قواکم (Compaction)

فرایندی است که در طی آن تحت تاثیر وزن طبقات بالایی حجم رسوبات در زیر سطح زمین شروع به تغییر می‌کنند شامل:

قواکم فیزیکی (Mechanical compaction): این فرایند در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند زیارت به طور مشخص، و به صورت تماس نقطه‌ای، طولی، محبب-مقعر و با افزایش مقدار فشردگی به صورت تماس مفرس در بین ذرات مشاهده می‌شود (تابلوی ۵، تصاویر A و B). این فرایند همچنین به صورت شکسته شدن اجزای اسکلتی موجود در سنگ نیز مشاهده می‌شود (تابلوی ۶، تصویر C).

قواکم شیمیایی (Chemical Compaction): وجود استیلولیت (تابلوی ۶، تصاویر D و E) از انواع معمول فرایندهای دیاژنتیکی تدفینی در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند زیارت است. عامل‌های متعددی در تشکیل استیلولیت‌ها مؤثر هستند که شامل دما، فشار و ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها است (Baroen & Parnell, 2007). این فرایند یکی از عوامل مهم در خورد شدن پوسته روزن‌داوان کف‌زی بزرگ در سازند زیارت است.

۵-۶. نوریفنی (Neomorphism)

این اصطلاح اولین بار توسط Folk (1965) برای کلیه فرایندهای جانشینی و تبلور دوباره که ممکن است سبب تغییر در اندازه و ترکیب کانی‌شناسی شود به کار برده شد. این فرایند سبب افزایش یا کاهش اندازه بلورها می‌شود. فرایندهای نوریفنی بیشتر در سنگ‌های آهکی از نوع افزایشی است که منجر به افزایش اندازه بلورها و تشکیل بلورهای موزاییکی درشت‌تر می‌شود (تابلوی ۷، تصویر A).

۶-۶. دولومیتی شدن (Dolomitization)

تجمع دولومیت‌ها در اعداد رگه‌های انحلالی و بویژه استیلولیت‌ها و وجود دولومیت‌های پرکننده حفره‌ها و درشت بودن این دولومیت‌ها نشانگر این است که افزایش ژرفا، به احتمال نقش مهمی در تشکیل این دولومیت‌ها داشته است. برای مطالعه و تشخیص دولومیت‌ها به روش Dickson (1965) تعدادی از نمونه‌ها رنگ

دولومیت‌ها یافت می‌شود. این نوع تخلخل در آهک‌های متبلور و رسوبات تبخیری که بیازنر زبانی تحمل نکرده باشند نیز فراوان است (Flügel, 2004). این تخلخل در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند زیارت در بین بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود (تابلوی ۳، تصویر D).

تخلخل قالبی (Moldic porosity): به طور معمول در اثر فرایند است و تخلخل حاصل آن انحلال انتخابی اجزاء تشکیل دهنده موجود در رسوبات یا سنگ‌ها ایجاد می‌شود. به طوری که فضای خالی ایجاد شده از انحلال دانه‌ها به طور کامل شباهت به دانه اولیه دارد (Tucker and Wright, 1990). این نوع تخلخل بویژه در سنگ‌آهک‌هایی که دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد گسترش می‌یابد که در اثر انحلال آراگونیت این فضاها ایجاد و گسترش می‌یابند. در نمونه‌های مورد مطالعه تخلخل قالبی در اثر انحلال قطعات اسکلتی (گاستروپود و انواع روزن‌داران کف‌زی) ایجاد شده‌اند و آنها را به اصطلاح بایومولدیک (Biomoldic) می‌نامند. در بیشتر موارد نیز این فضاها توسط سیمان اسپاری پر شده است (تابلوی ۳، تصویر E). **تخلخل حاصل از شکستگی (Fracture porosity)**: این تخلخل به طور عمده در اثر فروریزش (Collapse)، انحلال (Solution) و ریزش (Slump) در داخل سنگ‌آهک‌ها ایجاد می‌شود (Flügel, 2004) و بویژه در دولومیت‌ها به دلیل شکسته بودن آنها گسترش بیشتری دارد (رحیم پور بناب، ۱۳۸۴). این تخلخل در سازند زیارت توسط سیمان اسپاری پر شده و در برخی موارد به صورت خالی باقی مانده است (تابلوی ۳، تصویر F).

تخلخل کانالی (Channel porosity): این تخلخل به طور عمده در اثر انحلال در طول شکستگی‌های موجود در سنگ یا در نتیجه اتصال جانی فضاهای خالی به همدیگر ایجاد می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند زیارت به علت حضور استیلولیت این تخلخل به مقدار زیادی دیده می‌شود (تابلوی ۴، تصویر A).

تخلخل حفره‌ای (Vuggy porosity): این تخلخل به صورت حفراتی هم‌بند، نامنظم و بزرگ (با قطر بیش از ۱/۱۶ میلی‌متر) در سنگ دیده می‌شود که به طور معمول به فابریک سنگ ارتباطی ندارند و بیشتر در اثر فرایند انحلال فضاهای خالی وابسته به فابریک سنگ ایجاد شده‌اند (Flügel, 2004). در نمونه‌های سازند زیارت در نتیجه انحلال بیشتر حفره‌های بین‌دانه‌ای و بزرگ تر شدن این حفره‌ها حاصل شده است. این تخلخل به صورت مشخص سبب قطع شدن و تخریب دانه‌های موجود در سنگ شده است (تابلوی ۴، تصویر B).

۴-۶. سیمانی شدن (Cementation)

سیمانی شدن در اثر ته‌نشینی از سیال‌های خارجی فوق‌اشباع که می‌تواند از محیط‌هایی با سنگ میزبان متفاوت و یا محیطی با دما و فشار متفاوت سرچشمه گرفته، ایجاد شود. در دیگر موارد به سیستم دیاژنتیکی دانه و سیال وابسته بوده که همراه با انحلال محلی و ته‌نشست دوباره در یک محیط آب‌دار صورت می‌گیرد (Kim et al., 2007). این فرایند دربرگیرنده کلیه فرایندهایی است که سبب ته‌نشست کانی‌ها در حفره‌های اولیه یا ثانویه موجود در سنگ می‌شود و نیازمند سیال‌های منفذی فوق‌اشباع نسبت به کانی مورد نظر است (Flügel, 2004).

سیمان کلسیت هم‌بند شفاف (Granular, equant cement): این سیمان می‌تواند از تبلور دوباره سیمان‌های پیشین حاصل شود. سیمان هم‌بند شفاف پس از ته‌نشینی سیمان‌های فیبری در سازند زیارت تشکیل شده است. در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده به صورت موزاییک‌های به نسبت هم‌بند و بی‌شکل و بیشتر به صورت سیمان پرکننده بین‌دانه‌ای و یا درون دانه‌ای و گاه داخل شکستگی‌ها دیده می‌شود (تابلوی ۴، تصویر C). نکته جالب توجه در مطالعه عکس‌های کاتدولومینسانس سیمان‌های کربناته سازند زیارت آن است که به دلیل قرار گرفتن کربنات‌های سازند زیارت بین

آمیزی شدند (تابلوی ۷، تصویر A).

۶-۷. سیلیسی شدن (Silicification)

فرایند سیلیسی شدن در توالی مورد مطالعه در مواردی دیده شد. وجود رادیولرها و ذرات آواری کوارتز پس از انحلال می تواند بیانگر منشأ سیلیس برای فرایند سیلیسی شدن باشد (تابلوی ۷، تصویر B). مطالعات سنگ‌نگاری همپوشانی زیادی در زمان وقایع دیازنزی نشان می دهند و حتی نشان می دهند که برخی از این فرایندهای دیازنزی با گذشت زمان تکرار می شوند (جدول ۱).

۷- ژئوشیمی

از مهم ترین کاربردهای مطالعات ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های کربناته، تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه، تعیین محیط رسوبی، تعیین دمای دیرینه، میزان دگرسانی، تفکیک محیط‌های مختلف دیازنزی و تعیین روندهای دیازنزی است (Adabi & Rao, 1996; Adabi & Rao, 1991; Adabi & Asadi-Mehmandousti, 2008). در رسوبات کربناته (کلسیت، آراگونیت و دولومیت) دریایی، عناصر متنوعی نظیر Ca ، Fe ، Mn ، Na ، Sr و Mg وجود دارد. ترکیب عناصر اصلی و فرصی موجود در کربنات‌های حاره‌ای، راهنمایی برای تشخیص ترکیب کانی‌شناسی، نرخ رسوبگذاری، دمای آب، شرایط اکسایش و کاهش، میزان فشار گاز کربنیک (PCO) و درجه شوری است. از آنجایی که ترکیب عناصر فرصی و ایزوتوپی ($\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$) در پوسته روزن‌داران کفزی بزرگ، نظیر نومولیت‌های موجود در محیط‌های دریایی، توسط شرایط شیمیایی و فیزیکی کنترل می‌شود، بنابراین با استفاده از تجزیه‌های عنصری و ایزوتوپی این پوسته‌ها می‌توان به تغییرات کانی‌شناسی دیرینه پوسته این موجودات در طول زمان پی برد (Boever et al., 2006; Kaiho et al., 2006; Veto et al., 2007). حتی در بعضی از جنس‌های مربوط به روزن‌داران کفزی بزرگ مشکلاتی که در هنگام تجزیه‌های ژئوشیمیایی بر روی پوسته روزن‌داران وجود دارد، دیده نمی‌شود (Reichert et al., 2003).

۷-۱. مطالعات عنصری

به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های کربناته سازند زیارت از عناصر اصلی (Mg و Ca) و فرصی (Na ، Fe ، Mn و Sr) و رسم این مقادیر در برابر یکدیگر و مقایسه آنها با محدوده‌هایی که توسط Rao (1991) و Adabi & Rao (1991) برای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی و کلسیتی ارائه شده استفاده شده است.

عناصر اصلی: مقدار کلسیم بین ۲۷/۷۸ و ۳۹/۷۳ درصد (میانگین ۳۴/۹۱ درصد) در تغییر است. مقدار منیزیم بین ۰/۰۲ و ۰/۰۳ درصد (در سنگ‌آهک‌های با نسبت خالص) تا ۸/۵ درصد (در آهک‌های دولومیتی) در تغییر است. تغییرات کلسیم در پوسته نومولیت‌ها بین ۳۹/۲۵ تا ۳۹/۴۲ درصد (میانگین ۳۹/۳۳ درصد) و منیزیم کمتر از ۰/۰۱ است.

عناصر فرعی: مقدار Na در نمونه‌های میکرباتی سازند زیارت بین ۵۱۳ ppm تا ۱۵۵۳ ppm (میانگین ۹۱۱ ppm) تغییر می‌کند (شکل ۴). مقدار Na در این نمونه‌ها پایین‌تر از معادل‌های کربناته آراگونیتی عهد حاضر آنها است، زیرا سدیم در اثر تأثیر آب‌های غیردریایی (Non-marine) کاهش می‌یابد (Adabi & Rao, 1991). مقدار Na در نومولیت‌های سازند زیارت بین ۵۷۲ ppm تا ۶۱۹ ppm (میانگین ۵۹۶ ppm) تغییر می‌کند. مقدار Sr در نمونه‌های میکرباتی سازند زیارت بین ۲۸۳ تا ۳۴۷۲ ppm (میانگین ۳۴۷۰ ppm) در تغییر است. مقدار Sr در اجزای بیوتیک (نومولیت‌ها) سازند زیارت بین ۱۰۲۶ ppm تا ۱۰۵۹ ppm (میانگین ۱۰۵۹ ppm) در تغییر است. مقدار Mn در آراگونیت‌های غیربیوتیک (میکرباتی‌ها) سازند زیارت بین ۳۳۰ ppm تا ۱۴۷۵ ppm (میانگین ۹۹۸ ppm) تغییر می‌کند. مقدار Mn در نومولیت‌های سازند زیارت بین ۵۶۸ ppm تا ۷۲۲ ppm (میانگین ۶۴۶ ppm) در نوسان است. مقدار Fe در آراگونیت‌های غیربیوتیک (میکرباتی‌ها) سازند زیارت بین ۶۹۶ ppm تا ۴۱۲۷ ppm (میانگین ۴۱۲۷ ppm)

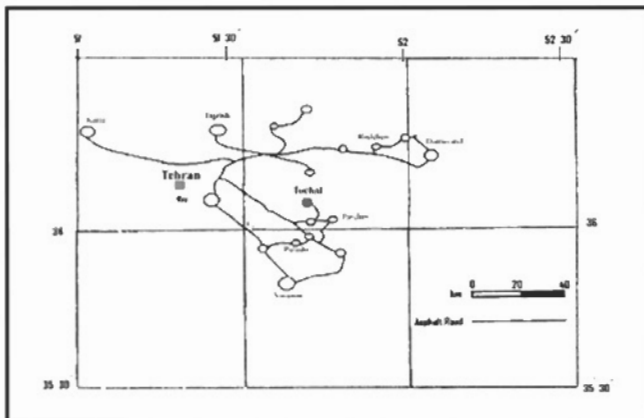
(۲۱۲۸) تغییر می‌کند. مقدار Fe در نومولیت‌های سازند زیارت بین ۵۷۸ ppm تا ۸۲۲ ppm (میانگین ۷۰۱ ppm) در نوسان است.

۸- بحث و بررسی نتایج عنصری

بالا بودن مقدار درصد کلسیم در این نمونه‌ها حاکی از خلوص بودن این کربنات‌ها است. رسم مقادیر $Na-Mn$ در سنگ‌آهک‌ها نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها نزدیک به محدوده‌های آراگونیتی سازندهای مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) قرار گرفته است. بالا بودن میزان سدیم در این نمونه‌ها خود تأییدی بر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. مقادیر Sr این نمونه‌ها پایین‌تر از مقادیر معادل کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر آنها است (شکل ۵)، زیرا Sr در طی دیازنزی هوازی یا تدفینی کاهش می‌یابد (Adabi & Rao, 1991). رسم مقدار Mn در برابر Sr و Na (شکل‌های ۴ و ۵) نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه (میکرباتی‌ها و نومولیت‌ها) نزدیک به محدوده‌های آراگونیتی سازندهای مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته است. رسم مقادیر آهن در برابر منگنز حاکی از ارتباط مثبت بین آنها است (شکل ۶). این ارتباط مثبت حاکی از شرایط احیایی حاکم بر محیط، دگرسانی بیشتر و سیستم دیازنتیکی باز است. کربنات‌های حاره‌ای دیرین و عهد حاضر را می‌توان از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها توسط نسبت Sr/Na و میزان Mn تفکیک نمود (Rao, 1981; 1991; Adabi & Rao, 1991). در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا بوده (حدود ۳ تا ۵)، در حالی که در سنگ‌آهک‌های کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) است (Rao, 1991; Adabi & Asadi Mehmandousti, 2008). نمودار تغییرات Sr/Na در برابر Mn (شکل ۷) نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های سنگ‌آهک‌های زیارت دارای Sr/Na بیش از ۱ است. با توجه به بالا بودن مقادیر سدیم و استرانسیم در این کربنات‌ها، ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در سنگ‌آهک‌های سازند زیارت محتمل است. نسبت Sr/Ca در کربنات‌ها به نسبت Sr/Ca آب دریا و ضریب توزیع استرانسیم در کربنات‌ها بستگی دارد (Schlanger, 1988; Stoll & Scharag, 1998). بر اساس نسبت Sr/Ca و مقادیر Mn می‌توان روند دیازنزی هوازی یا تدفینی در سامانه‌های باز و بسته را تعیین نمود. در شکل ۱۰ محدوده‌هایی برای روند دیازنزی آراگونیت (A) و کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط Brand & Veizer (1980) ارائه شده است. در سیستم دیازنزی باز، با افزایش تبدلات آب به سنگ (Water-rock interaction) میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد و لذا میزان Sr/Ca فازهای دیازنزی نسبت به ترکیبات اولیه کاهش می‌یابد. افزایش مقدار Mn در کلسیت دیازنتیکی نشان دهنده باز بودن سامانه و تأثیر آب‌های کاهنده است، و بنابراین بالا بودن میزان منگنز نشان‌دهنده سیستم دیازنتیکی باز در سنگ‌آهک‌های سازند زیارت است (شکل ۸).

مطالعات ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳: در این پژوهش ۱۲ نمونه کربناته (۴ نمونه از روزن‌داران کفزی از نوع نومولیت، ۸ نمونه میکرباتی) انتخاب و مورد مطالعه ایزوتوپی قرار گرفتند. استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار بویژه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن اطلاعات با ارزشی در زمینه دمای محیط رسوبگذاری، دمای دیازنتیکی، روند دیازنزی در محیط‌های دیازنتیکی مختلف، تفکیک کربنات‌ها در نواحی مختلف (Marshall, 1992; Rao, 1996) و شوری ارائه می‌دهد. همچنین تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در مقابل عناصر فرعی مانند استرانسیم، سدیم و منگنز، ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها را مشخص می‌کند.

رسوبی این سازند راسب کربناتی از نوع تک شیب (Homocline) است. فرایندهای دیاژنزی تأثیر گلدبر روی سازند زیارت در برش نمونه شامل: میکرایتی شدن، سیمانی شدن، تراکم، نوربخشی، دولومیتی شدن و سیلیسی شدن است که در چهارچوب محیط‌های دیاژنزی هوازی و دفنی سازند زیارت را تحت تأثیر قرار داده‌اند. مطالعه با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان دهنده این است که سیمان هوازی زرد-نارنجی دارای زون بندی و سیمان دفینی به صورت تیره در برش سازند زیارت قابل شناسایی است. این مطلب توسط مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن نیز تأیید شده است. مطالعات ژئوشیمیایی عنصری و ایزوتوپی نمونه‌های سنگ آهکی سازند زیارت حاکی از کاتی شناسی اولیه آراگونیتی است همچنین نسبت Sr/Na (بیشتر از یک) نیز دلیل دیگر بر تأیید کاتی شناسی اولیه آراگونیتی آنها است. رسم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca و ایزوتوپ اکسیژن نشان دهنده محیط دیاژنزی باز همراه با تبادل بالای آب به سنگ در سازند زیارت است. بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن و مقایسه آنها با دیگر محدوده‌ها مانند نمونه‌های سازند تلزننگ و روزن داران سدی بزرگ استرالیا نشان دهنده تأثیر زیاد فرایندهای دگرسانی در نمونه‌های آهکی سازند زیارت است. دمای اولیه دیاژنتیکی، مربوط به محیط دفین کم ژرفا (Early burial digenetic temperature) با استفاده از سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های میکرایتی ۳۹ درجه سانتی گراد محاسبه شده است.



شکل ۱- راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه، سازند زیارت با دایره سرخ مشخص شده است (اقتباس با اندک تغییری از اطلس جغرافیایی راه‌های کشور، سال ۱۳۸۵)

جدول ۱- تاریخچه عملکرد فرایندهای دیاژنتیکی سازند زیارت در توالی مورد مطالعه.

تأخیر	اولیه	فرایندهای دیاژنتیکی
←	→	تخلخل‌های اولیه حاصل از اتصال (درون ده‌ای و بین ده‌ای)
←	→	سیمان فیبری، هم ستیرا
←	→	دولومیتی شدن اولیه
←	→	میکرایتی شدن و پورینگ
←	→	سیمان هم چد
←	→	سیمان باوکی
←	→	تخلخل‌های ثانویه حاصل از اتصال (بین پوری، قلی، حفره‌ای)
←	→	دولومیتی شدن ثانویه (چاشنی یا تبلور مجدد)
←	→	سیمان هم محور شفاف
←	→	شکستگی و تغییر شکل دانه‌ها
←	→	تورمورفیسم

تعیین روند دیاژن سازند زیارت: به منظور تعیین روند دیاژن در سنگ آهک‌ها ایزوتوپ اکسیژن در مقابل ایزوتوپ کربن قرار داده می‌شود. ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های میکرایتی به ترتیب بین % ۵/۷۶ تا % ۹/۷۱- و ایزوتوپ کربن بین % ۱/۲+ تا % ۱/۵۸- در تغییر است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نومولیت‌ها بین % ۷/۴۶- تا % ۷/۹۲- و ایزوتوپ کربن بین % ۰/۱+ تا % ۰/۱۲- متغیر است. روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های سازند زیارت حاکی از تغییرات ناچیز در مقادیر ایزوتوپ کربن و تغییرهای قابل توجه در میزان ایزوتوپ اکسیژن است. ایزوتوپ کربن در بیشتر نمونه‌ها به نسبت سبک بوده و تا حدی تأثیر دیاژن هوازی را روی نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۹). به طور معمول در فرایندهای دیاژنزی هوازی نسبت تغییرهای ایزوتوپ اکسیژن کمتر از ایزوتوپ کربن است (Lohmann, 1988; James & Choquette, 1984). اما روند کلی دیاژن در این کربنات‌ها به طور عمده بیانگر یک روند دیاژن دفینی است. سبک بودن مقادیر ایزوتوپ اکسیژن به دلیل دگرسانی بیشتر در یک سامانه باز و نسبت تبادل آب به سنگ بالا بوده است. از مقایسه نمونه‌های سازند زیارت با نمونه‌های سازند تلزننگ (زهدهی و همکاران، ۱۳۸۶) و روزن‌داران کف‌زی مربوط به ریغ‌های سدی بزرگ استرالیا (Rao, 1996) تأثیر بیشتر دیاژن هوازی تا دفینی تأیید می‌شود. ارتباط بین مقادیر ایزوتوپی در نمونه‌های نومولیتی نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در اثر فرایند دیاژن غیردریایی دگرسان شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌های سازند زیارت در نزدیکی محدوده سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و در درون محدوده ایزوتوپی سازند گوردون تاسمانیا به دلیل ترکیب کاتی شناسی مشابه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.

۹- محاسبه دما در سازند زیارت

از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها تعیین دمای تشکیل آنها است (Morse & Mackenzie, 1990). به طور معمول سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشانگر دمای محیط رسوبی و سبک‌ترین آن نشانگر دمای دیاژنتیکی است (Adabi, 1996). با توجه به تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی و دگرسانی بالا در این کربنات‌ها و به دلیل باز بودن سیستم دیاژنتیکی نمی‌توان از این نمونه‌ها برای محاسبه دمای دیرین آب دریا در زمان تشکیل نهشته‌های آهکی سازند زیارت استفاده نمود. برای محاسبه دما در نمونه‌های سازند زیارت از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن معادل % ۵/۷۶- که به مراتب سبک‌تر از ایزوتوپ اکسیژن آب دریا (δw) است و از معادله Anderson & Arthur (1983) به شرح زیر استفاده شده است:

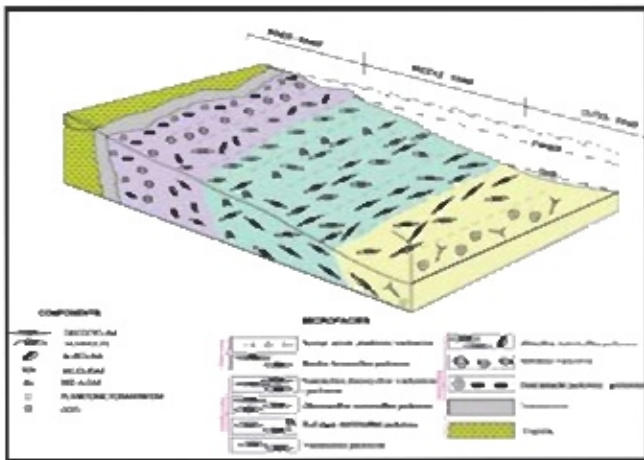
$$T^{\circ}\text{C} = 16.4.14 (\delta\text{C} - \delta\text{W}) + 0.13 (\delta\text{C} - \delta\text{W})^2$$

T: دما بر حسب درجه سانتی گراد

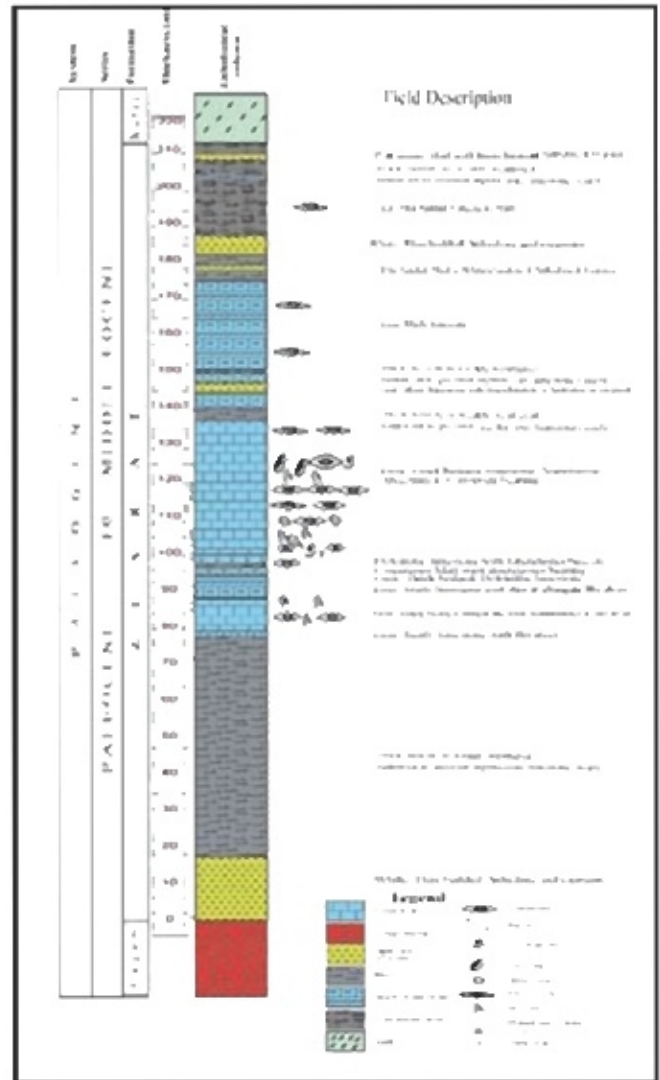
δC: مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB
 δW: مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریا در زمان ته‌نشست کلسیت بر حسب SMOW و برای زمان اتومس ایزوتوپ اکسیژن آب دریا معادل ۰/۸۵- در نظر گرفته شده است (Veizer et al., 1999). دمای محاسبه شده به دلیل دگرسانی و سبک بودن ایزوتوپ اکسیژن (% ۵/۷۶-) معادل ۳۹ درجه سانتی گراد است که این دما می‌تواند مربوط به مراحل اولیه دیاژن دفینی (Very early shallow burial) باشد.

۱۰- نتیجه گیری

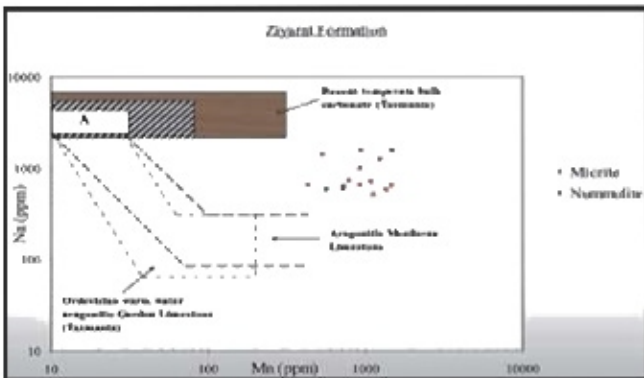
سازند زیارت در برش نمونه با ستبرای ۲۱۲/۵ متر در بالای کنگلومرای فاجان و در زیر سازند کرج واقع شده است. سن این سازند پالئوسن پسین تا ائوسن میانی است. مطالعات سنگ‌نگاری بر روی مقاطع نازک منجر به شناسایی ۱۱ ریزرخساره شده است. محیط



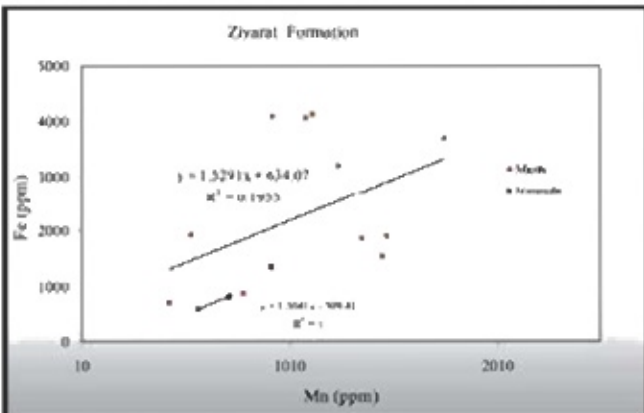
شکل ۲- مدل وضعی سازند زیارت که صرف محدودی وسیع گوناگون با هب بسیار ملایم و کم است (عظیمی مهر و همکاران، ۱۳۸۸).



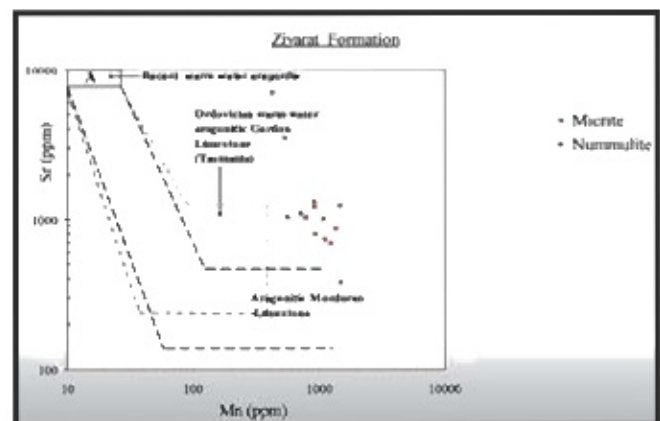
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازند زیارت در برهه پنجمه نمونه



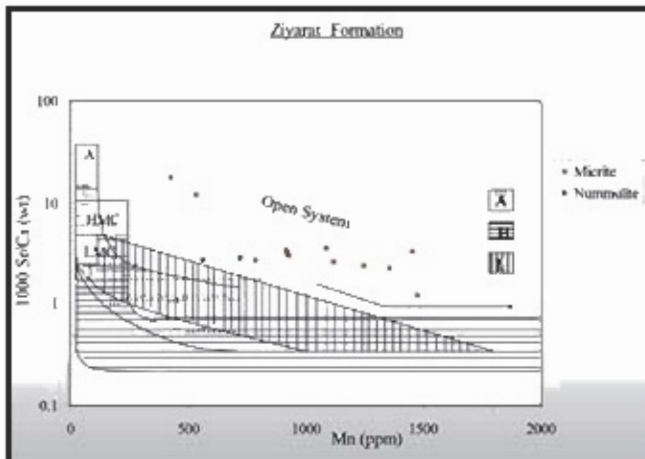
شکل ۳- ترسیم مقادیر منگنز در برابر نیکل. در این شکل نمونه‌های آهنکی سازند زیارت به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی نزدیک به محدوده آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) قرار گرفته است. قرار نگرفتن نمونه‌های سازند زیارت در وسط محدوده‌های آراگونیتی مزدوران و گوردون تاسمانیا به دلیل تأثیر بیشتر فرایندهای دیاژنز در سیستم باز در این سازند است.



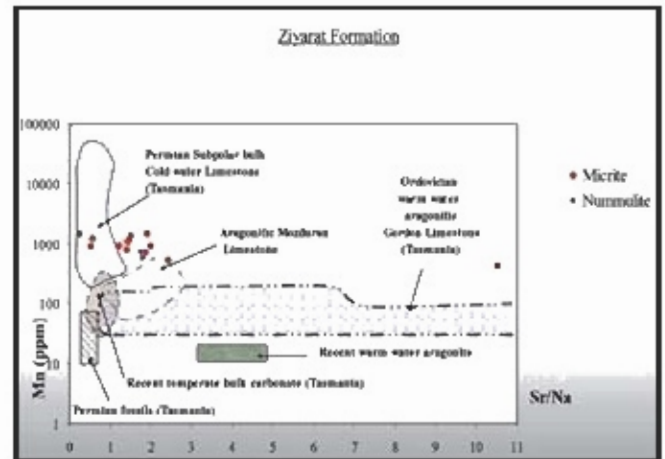
شکل ۳- ترسیم مقادیر آهن در برابر منگنز. ارتباط مثبت بین این دو عنصر حاکی از تأثیر فرایند دیاژنز غیر حریایی و شرایط اسیب‌ناک بر محیط، فگرسنی بیشتر و سامانه دیاژنتیک باز است.



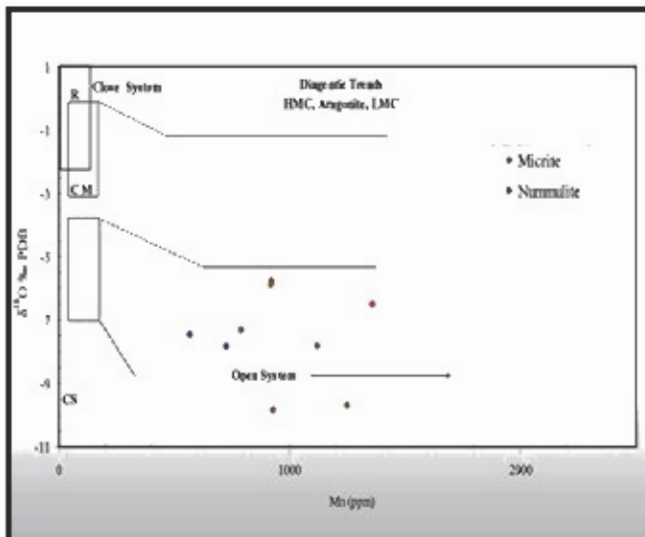
شکل ۴- ترسیم مقادیر استرانسیم در برابر منگنز. در این شکل نمونه‌های آهنکی سازند زیارت به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی نزدیک به محدوده آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) قرار گرفته است. قرار نگرفتن نمونه‌های سازند زیارت در وسط محدوده‌های آراگونیتی مزدوران و گوردون تاسمانیا به دلیل تأثیر بیشتر فرایندهای دیاژنز در سیستم باز در این سازند است.



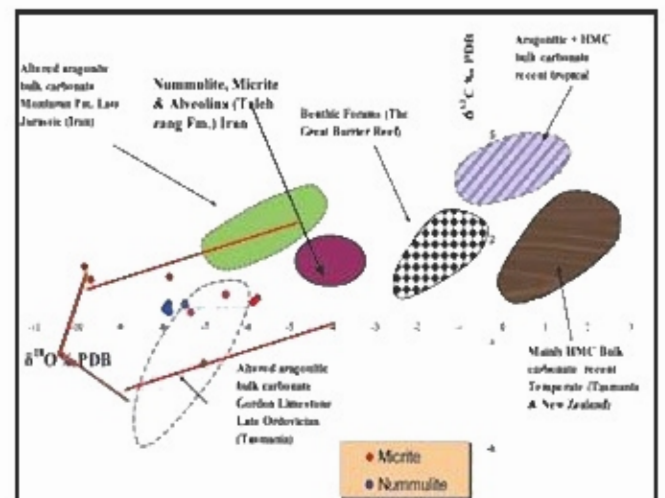
شکل ۶- تغییرات Sr/Ca در برابر Mn در نمونه‌های آهکی سازند زیارت با توجه به محدوده‌های تعیین شده توسط Brand & Veizer (1980) برای روند دیالکتیکی آراگونیت (A) کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC)، و بالا بودن مقادیر Mn در سنگ آهک‌های سازند زیارت حاکی از یک سیستم دیالکتیکی باز است. پرمیتهای نوسولیت‌ها دارای مقادیر Mn پایین و تأثیر کم فرایندهای دیالکتیکی باز روی آنها است.



شکل ۷- تغییرات Sr/Na در برابر Mn در این شکل نمونه‌های آهکی سازند زیارت با محدوده آراگونیتی حراره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974) نمونه‌های کل کریناته مناطق ساحله عهد حاضر (Rao & Adabi, 1992; Rao & Amin, 1995) و سنگ آهک‌های آراگونیتی حراره‌ای اردووسین گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و سنگ آهک‌های آراگونیتی مزودران (Adabi & Rao, 1991) سنگواره‌ها و سنگ آهک‌های نیمه قطبی (subpolar) برین تاسمانیا (Rao, 1991) مقایسه شده است. بیشتر نمونه‌های آهکی سازند زیارت حراره‌ای نسبت Sr/Na بیش از ۱ (یعنی حراره‌ای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی) است.



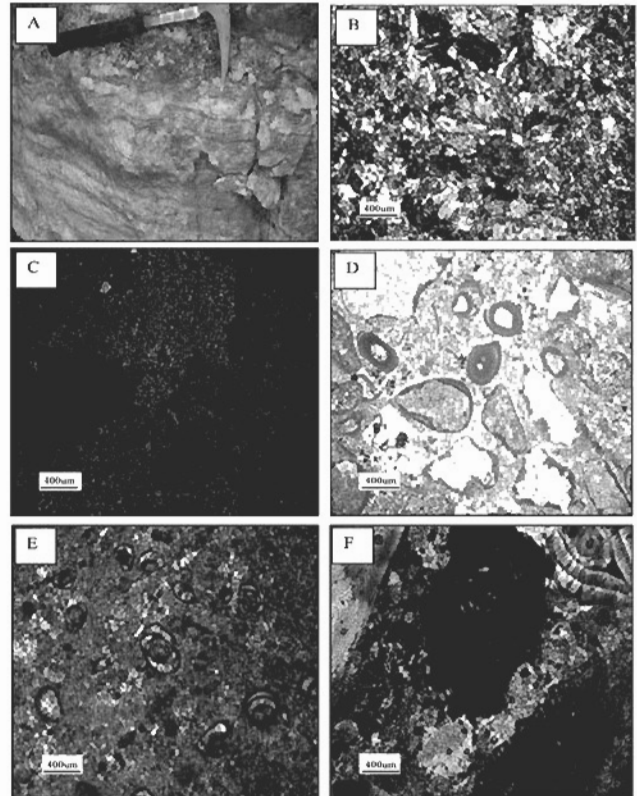
شکل ۸- تغییرات منگنز در برابر ایزوتوپ اکسیژن در این شکل روندهای دیالکتیکی برای ترکیبات کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، مشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده آهکی یزینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی (CM) و محدوده آهک‌های ریچس (Reedbey) سیلورین (CS) در کاتانا نشان داده شده است (Brand & Veizer, 1981) با توجه به نحوه پراکنش داده‌ها، نمونه‌های آهکی سازند زیارت تحت تأثیر یک سیستم دیالکتیکی باز قرار گرفته است.



شکل ۹- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند زیارت. در این شکل محدوده‌های ایزوتوپی نمونه کل کریناته عهد حاضر مناطق ساحله‌ای (Rao & Nelson, 1992) نواحی ساحله تاسمانیا و زلاندی (Milliman & Mueher, 1977)، کریناته‌های سازند مزودران (آرداسیکه پسین) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Adabi & Rao, 1991) کریناته‌های اردووسین گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی (Rao & Wang, 1990) روزن‌داران کف‌دزی مربوط به ریف‌های مسی بزرگ استرالیا (Marrison & Brand, 1987) و نوسولیت‌ها و میکرایت‌ها و آکوفونیتی سازند تله‌زنگ با سن پالئوسن پسین-اگرن میانی (زحعی و همکاران، ۱۳۸۶) برای مقایسه رسم شده است. توجه شود که نمونه‌های سازند زیارت به مراتب بیشتر از نمونه‌های سازند تله‌زنگ و روزن‌داران ریف‌های مسی بزرگ استرالیا تحت تأثیر دیالکتیکی - کلسینی قرار گرفته است.

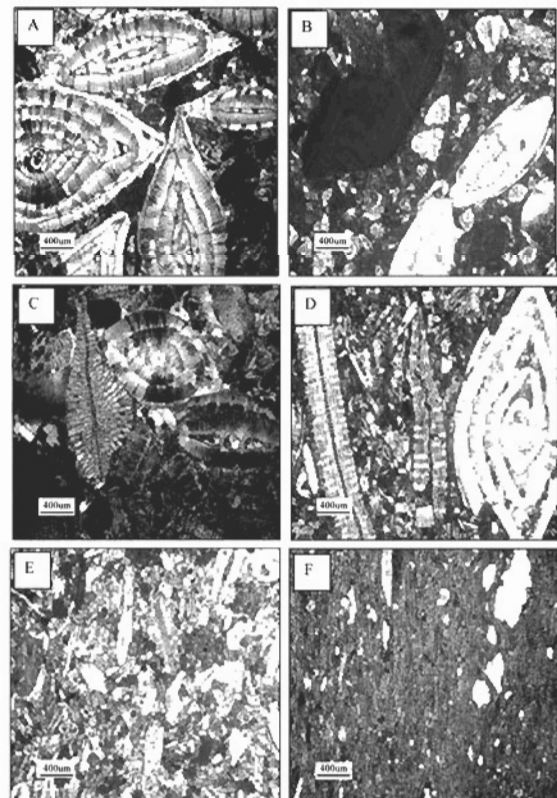
تابلوی ۱

تصویر A: ریزرخساره تبخیری (Evaporite facies) در مطالعات صحرایی برش نمونه سازند زیارت.
 تصویر B: ریزرخساره تبخیری (Evaporite facies) در نمونه شماره WA، (نور پلاریزه).
 تصویر C: دولومیکرایت یا دولومادستون (Dolomitic or Dolomudstone) در نمونه شماره Z86/5، (نور پلاریزه).
 تصویر D: اپتراکلاست انوئید پکستون تا گرینستون (Intraclast ooid packstone to grainstone) در نمونه شماره Z85، (طبیعی).
 تصویر E: میلیوید وکستون (Milliod wackestone) در نمونه شماره Z87، (نور طبیعی).
 تصویر F: آلونولینا - نومولیت پکستون (Alveolina, nummulites packstone) در نمونه شماره Z108، (نور پلاریزه).



تابلوی ۲

تصویر A: نومولیت پکستون (Nummulites packstone) همراه با خرده‌های جلبکی در نمونه شماره Z107/5، (نور طبیعی).
 تصویر B: جلبک قرمز، نومولیتس پکستون (Red Algae, nummulite packstone) در زمینه میکرایتی، نمونه شماره Z105، (نور طبیعی).
 تصویر C: دیسکوسیکلینا، نومولیت پکستون (Discocycline, nummulite packstone) در نمونه شماره Z117، (نور پلاریزه).
 تصویر D: نومولیت، دیسکوسیکلین وکستون تا پکستون (Nummulite, discocycline wackestone to packstone) در نمونه شماره Z118، (نور طبیعی).
 تصویر E: بتیک فرامینیفر پکستون (Benthic foraminifera packstone) در نمونه شماره Z119، (نور طبیعی).
 تصویر F: رادیولار، اسپیکول اسفنج وکستون (Radiolar sponge spicule wackestone)، مربوط به رمپ خارجی در نمونه شماره Z141، (نور طبیعی).



تابلوی ۳

تصویر A: پوشش میکرایتی (Micritic envelope) در نمونه شماره Z93 (در نور طبیعی).

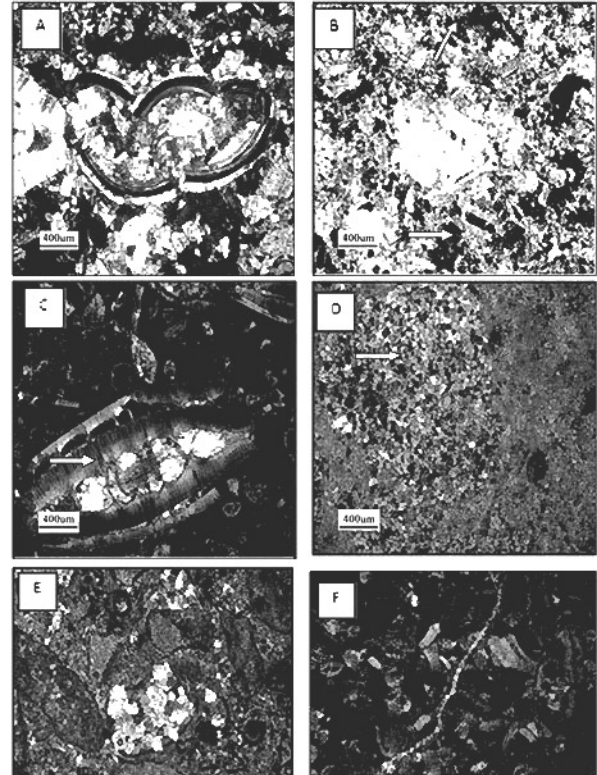
تصویر B: تخلخل بین‌دانه‌ای (Interparticle porosity) در یک پکتون با فلش زرد رنگ مشخص شده است. نمونه شماره W1، (نور پلاریزه).

تصویر C: تخلخل درون‌دانه‌ای (Intraparticle porosity) در یک روزن‌دار از نوع آسلینا در زمینه میکرایتی، نمونه شماره Z107/5، (نور پلاریزه).

تصویر D: تخلخل بین‌بلوری (Intercrystalline porosity) در دولومیت‌هایی با منشأ چندگانه، در نمونه شماره Z86/5، (نور پلاریزه).

تصویر E: تخلخل قالبی (Moldic porosity) که توسط کلسیت اسپاری شفاف موزاییکی پر شده است، در نمونه شماره Z85، (نور پلاریزه).

تصویر F: تخلخل حاصل از شکستگی (Fracture porosity) که توسط کلسیت اسپاری شفاف پر شده است، در نمونه شماره Z93، (نور پلاریزه).



تابلوی ۴

تصویر A: تخلخل حفره‌ای تا کانالی (Vuggy to Channel porosity) در یک نمونه پکتون بایو کلسیتی، در نمونه شماره Z118، (نور پلاریزه).

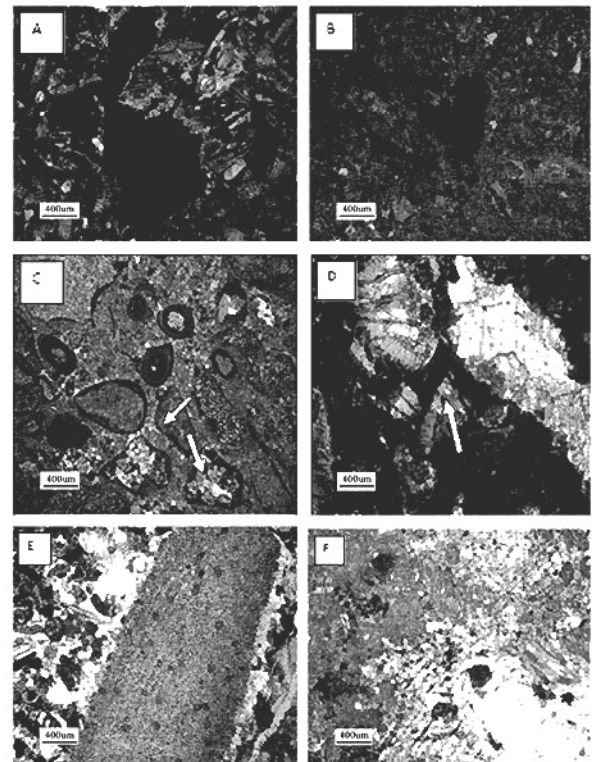
تصویر B: تخلخل حفره‌ای در نمونه شماره Z73 که در مرکز تصویر آشکارا قابل مشاهده است (در نور پلاریزه).

تصویر C: کلسیت هم‌بعد شفاف در نمونه شماره Z85، که با فلش سرخ رنگ مشخص شده است (در نور پلاریزه).

تصویر D: سیمان بلوکی با فلش سرخ رنگ مشخص شده است در کنار رگه استیلوبیتی در نمونه شماره Z100 (در نور پلاریزه).

تصویر E: سیمان هم‌محور شفاف در اطراف یک قطعه بزرگ خارپوست در نمونه شماره Z103 (در نور طبیعی).

تصویر F: سیمان پویکیلوتاپیک (Poikilotopic)، که سیمان کلسیتی اسپاری است که چندین حانه را در بر گرفته است، در نمونه شماره Z125 (در نور پلاریزه).



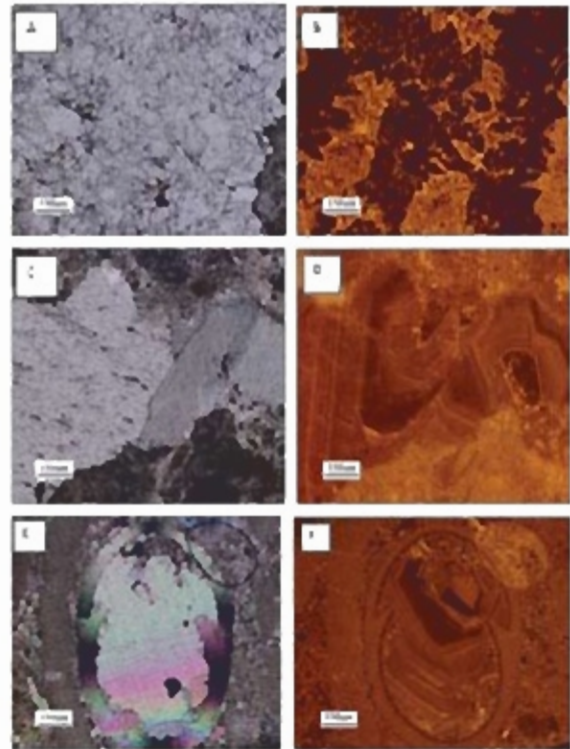
تابلوی ۵

تصویر A: سیمان همبند کلسیتی شفاف رنگه‌ای، نمونه شماره Z98 (نور طبیعی).
 تصویر B: همان تصویر A با میکروسکوپ کاندولومینسانس گرفته شده است. به
 نالی سیمان زرد - نارنجی هولزی و سیمان غیرلومینسانس تفتینی سیاه (Dark)
 توجه نمایند.

تصویر C: سیمان دانه‌مرشت کلسیتی شفاف رنگه‌ای، نمونه شماره Z102 (نور طبیعی).
 تصویر D: همان تصویر C با میکروسکوپ کاندولومینسانس گرفته شده است. به
 زوناسیون چالپ و لومینسانس زرد تا قهوه‌ای (Yellow - brown) که به احتمال
 خاص محیط‌های هولزی و رنگ سیاه (Dark) سیمان تفتینی که با فلش قرمز
 مشخص شده است در مرکز و گ توجه نمایند.

تصویر E: سیمان صفحه‌ای (Platy) در مرکز یک صفحه دوگانه‌ای، نمونه شماره
 Z100 (نور پلاریزه).

تصویر F: همان تصویر B با میکروسکوپ کاندولومینسانس گرفته شده است.
 به زوناسیون و لومینسانس صورتی تا قهوه‌ای که به احتمال خاص محیط‌های
 هولزی است توجه شود. در بخش پایینی تصویر سیمان غیر لومینسانس سیاه
 (Dark) احتمالاً مربوط به منشأ تفتینی توجه نمایند.



تابلوی ۶

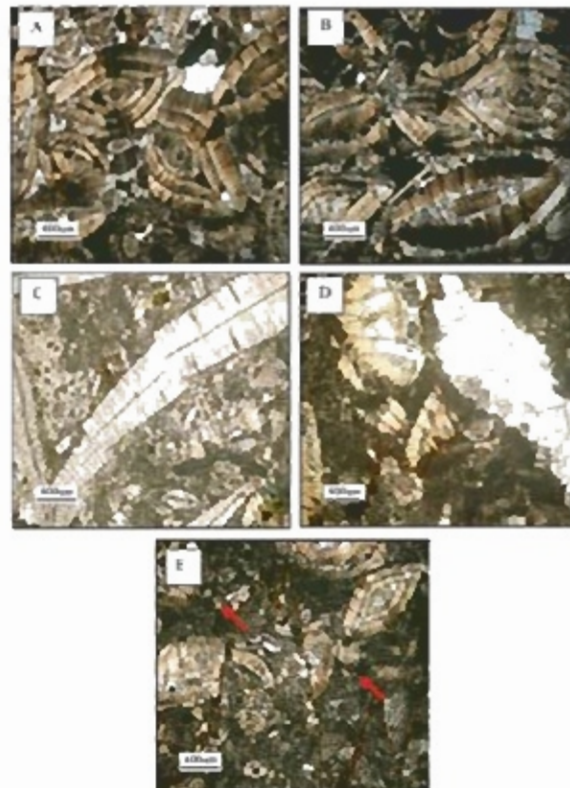
تصویر A: تراکم فیزیکی (Mechanical compaction) از نوع همبری محذب
 مقرر در نمونه شماره Z115، (نور پلاریزه).

تصویر B: تراکم فیزیکی (Mechanical compaction)، از نوع همبری طولی در
 نمونه شماره Z115، (نور پلاریزه).

تصویر C: فرایند شکستگی در اجزای اسکلتی روزن‌دار کفزی از نوع
 دیسکوسیکلینا در نمونه شماره Z118، (نور طبیعی).

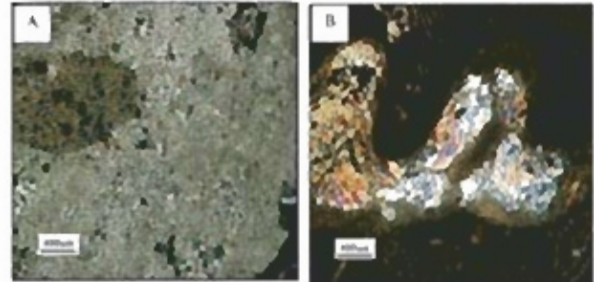
تصویر D: تراکم شیمیایی (Chemical Compaction) در نمونه شماره Z100،
 (نور طبیعی).

تصویر E: استیلولیت (Styrolite) در نمونه شماره Z107/5، به رسوب اکسید
 آهن در امتداد استیلولیت توجه شود (نور پلاریزه).



تابلوی ۷

تصویر A: فرایند نورمورفیسم (Neomorphism) از نوع جانشینی و تبلور دوباره باعث تشکیل انواع مختلف دولومیت شده است.
 تصویر B: سیلیسی شدن (Silicification)، که سیلیس جانشین بخش‌های داخلی یکگه برآکیورد شده است در نمونه شماره Z120 (تور پلازیو)



کتابنگاری

- خطیبی مهر، م. آملی، م. ح.، لطف پور، م.، مطعی، ع.، زهدی، ا.، ۱۳۷۸- بازسازی محیط رسوبی حیرت سازند زیارت با استفاده از فرایندهای بتیک بزرگ (بالئوسن بالایی-الوسن میانی)، لئیرز. فصلنامه علمی - پژوهشی زمین شناسی ایران، انتشارات جهاد دانشگاهی، سال دوم، شماره هفتم، پاییز ۸۷، صفحات ۲۵-۳۸.
- خطیبی مهر، م.، مطعی، م. ح.، ۱۳۷۸- میکروفاسیس، دیاژنز و محیط رسوبی سازند زیارت در برش نمونه (نوجال) بر سه ساله کارشناسی ارشد-دانشگاه آزاد اسلامی، دانشکده علوم پایه، تهران-شماره ۲۰۷، صفحه ۱۰۲-۱۳۸.
- خطیبی مهر، م.، مطعی، م. ح.، ۱۳۸۸- مقایسه لاریشه رسوبگذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (آبرز) بر مبنای فرایندهای بتیک، فصلنامه علمی - پژوهشی زمین شناسی ایران، انتشارات جهاد دانشگاهی، سال سوم، شماره نهم، بهار ۸۸، صفحات ۸۷-۱۰۲.
- رحیم پور یثاق، ح.، ۱۳۸۴- سنگ‌شناسی کربناته لوتیاط دیاژنز و تکامل تپاخل، انتشارات دانشگاه تهران، ۲۸۷ صفحه.
- زهدی، ا.، آملی، م. ح.، موسوی، م. ر.، امیری بختیار، ح.، فیضی، ع.، صالحی، م. ح.، ۱۳۸۶- کاربرد فرایندهای بتیک بزرگ در بازسازی محیط رسوبی سازند لاه زنگ در برش نمونه و برش سطحی کیالو (جنوب لرستان)، اولین همایش حیرت‌شناسی ایران، در سازمان حفاظت محیط زیست، صفحه ۱۰۹ تا ۱۱۱.

References

- Adabi, M. H. & Asadi Mehmndosti, E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-e Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267-277.
- Adabi, M. H., & Rao, C. P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Saralcha area, Iran: *Sedimentary Geology*, 72:253-267.
- Adabi, M. H. & Rao, C. P., 1996- Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (examples from Iran and England): 13th Geological Convention, Australia, (Abstract), p. 6.
- Adabi, M. H., 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished). University of Tasmania, Australia. 470p.
- Anderson, T. F. & Arthur, M. A., 1983- Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems: in *Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Society of Economic, Paleontology and Mineralogy, Short Course*, 10: Section 1.1-1.151.
- Baron, M. & Parnell, J., 2007- Relationships between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland *Sedimentary Geology*, 194: 17-35.
- Boever, E. D., Swensen, R. & Dimitrov, L., 2006- Lower Eocene carbonate cemented chimneys (Varna, NE Bulgaria): Formation mechanisms & the (a) biological mediation of chimney growth. *Sedimentary Geology*, 185: 159-173.
- Brand, U. & Veizer, J., 1980- Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system-1: trace element: *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1219-1236.
- Buchbinder, B. & Friedman, G. M., 1970- Selective dolomitization of micrite envelopes: a possible clue to original mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 514-517.
- Choquette, P. W. & Pray, L., 1970- Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 54: 207-250.
- Dellmbeck, J., 1964- Contribution a l'etude geologique de la region situee a l'Est de Teheran. *Thesis Univ. Strasbourg*, 120p.
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section: *Nature*, 205: 587.
- Dumban, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir, 1:108-121.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies Analysis of Limestone: Analysis, Interpretation and Application*, Springer Verlag, Berlin, 976 p.
- Folk, R. L., 1965- Some aspects of recrystallization in ancient limestone: in Pray, L.C., (ed.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis: Society of Economic Paleontology and Mineral. Special Publication*, 13: 14-48.
- González, L. A., Carpenter, S.J. & Lohmann, K.C., 1992- Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 382-399.
- James, N.P. & Choquette, P.W., 1984 - Diagenesis 9. Limestones - the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11: 161-194.
- Kiaho, K., Takeeda, K., Petrizzo, M.R., & Zachos, J., 2006 - Anomalous shifts in tropical Pacific planktonic and benthic foraminiferal test size during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleogeography, Paleoclimatology Paleocology*, 237: 456-464.

- Kim, J. C., Lee, Y. I. & Hisada, K., 2007- Depositional and composition controls on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Jurassic-Early Cretaceous), Central Japan. *Geology*, 195: 183-202.
- Lohmann, K. C., 1988 - Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P. and Choquette, P.W. (eds.): *Paleokarst*. Springer Verlag, Berlin. 58-80.
- Marshall, J. D., 1992- Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation: *Geological Magazine*, 129:143-160.
- Molennar, N., Cyziene, J. & Sliupa, S., 2006- Quartz cementation mechanisms and porosity variation in Baltic Cambrian sandstone. *Sedimentary Geology*, 1-25.
- Morse, J.W. & Mackenzie, F.T., 1990- *Geochemistry of Sedimentary Carbonates, Development in Sedimentology*, Amsterdam (Elsevier), 48: 707 p.
- Milliman, J. D., 1974- *Marine Carbonates*, Springer-Verlag, New York. 375 p.
- Nogole-Sadate, M.A.A., 1978- les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Consequences des resultants de l'analyse structurale de la reigon de Qom. These Univ. Scientifique et Medicate de Grenoble, 201 p.
- Parcerisa, D., Gomez-Graz, D., Trave, A., Martin, J.D. & Maestro, E., 2006- Fe and Mn in clacites cementing red beds: a record of oxidation-reduction conditions examples from the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Jour. Geochem. Exporation*, 89: 318-322.
- Rao, C.P., 1981- Geochemical differences between tropical (Ordovician) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Geology*, 9: 205-209.
- Rao, C. P., 1991- Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Rao, C. P., 1996- Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia: *Carbonates and Evaporites*, 11: 1-18.
- Reichart, G. J., Jorissen, F., Anschutz, P. & Mason, P. R. D., 2003- Single foraminiferal test chemistry records the marine environment. *Geology*, 31:355-358.
- Schlanger, S.O., 1988- Strontium storage and release during deposition and dia-genesis of marine carbonates related to sea level variations in: (A. Lerman & M. Maybeck, Eds.) *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, 323-339.
- Schmid, S., Worden, R. H. & Fisher, Q. J., 2004- Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland *Marine and Petroleum Geology*, 21: 299-315.
- Stoll, H. M. & Schrag, D. P., 1998- Effects of Quaternary sea level cycles on stron-tium in seawater. *Geochemical osmochimochimical Acta*, 62: 1107-1118.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- *Carbonate Sedimentology* Blackwell. 482 p., Oxford.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology*. Third Edition, Blackwell, Oxford, 260p.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebneith, S., Goddris, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. & Strauss, H., 1999- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- Veto, I., Ozsvárt, P. & Futó, I., Hetényi. Extension of carbon flux estimation to oxic sediments based on sulphur geochemistry and analysis of benthic foraminiferal assemblages: A case history from the Eocene of Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*: In press.

*Corresponding author: R. Mirzaee Mohmoodabadi; E-mail: rmirzaee@hotmail.com

The Study of the Crystal Size Distribution (CSD) of Garnet in the Hassan-Abaad Contact Metamorphism of Yazd

S. Zandifar¹, M.V. Valizadeh¹, M. A. Barghi¹ & M. R. Foroodijahromi²

¹School of Geology, University College of Sciences, Tehran University, Tehran, Iran

²Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research campus, Tehran, Iran

Received: 2008 April 02

Accepted: 2008 July 01

Abstract

The crystallization history of a rock is recorded by the size and the distribution of its minerals. The porphyroblast crystal size in metamorphic rocks can give notable information about its growing medium. Considering the varieties of mineralogy in the Hassan-Abad's skarn and high frequency of garnet porphyroblasts in different metamorphic zones and special different sizes in the first metamorphic zone of the NE skarn, the crystal size distributions of this mineral is studied. With regard to this, digital photos of cutting surface were provided and analyzed by JMicrovision software. It has been expected, two different slopes can show three suspicions: 1- parent rock composition effect; 2- crystal growing time; 3- fluid flow around plutonic rock. According to the presence of clintonite, vesuvianite and garnet and as many as joints in the region, the role of fluid in growing the size of garnet porphyroblast in part of the first metamorphic zone seem to be noticeable.

Keywords: Crystal size distribution, Garnet, Contact metamorphism, JMicrovision, Hassan-Abad village of Yazd.

For Persian Version see pages 147 to 152

*Corresponding author: S. Zandifar; E- mail: tec1319_sh@yahoo.com

Diagenesis and Geochemistry of the Ziyarat Formation in the Type Section, Tochal, (Alborz)

M. H. Adabi¹, M. Khatibi Mebr¹, A. Moallemi², A. Sadeghi¹ & M. A. Salehi³

¹ Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

³ Ferdowsi University, Mashhad, Iran

Received: 2007 July 07

Accepted: 2008 December 10

Abstract

The Ziyarat Formation is an Upper Paleocene to Middle Eocene carbonate sequences, located in North of Tochal Village (south-east of Tehran), near Imam Zadeh Abdollah. The Ziyarat Formation with the total thickness of 212.5 m conformably overlies the Fajan conglomerate and is overlain by greenish tuffaceous siltstone of the Karj Formation. Petrographic studies led to the recognition of 11 microfacies. Different facies and evidences such as the absence of reefal facies, calciturbidite deposits, and widespread tidal flat deposits indicate that the Ziyarat Formation was deposited in a homoclinal carbonate ramp environment. Micritization, cementation, compaction, neomorphism, dissolution, dolomitization, fracturing and silicification are the major diagenetic processes in the Ziyarat Formation, occurring in meteoric and burial diagenetic environments. Major and minor elements and oxygen and carbon isotope values indicate that Ziyarat carbonates were deposited in a shallow warm water tropical environment and original carbonate mineralogy was aragonite. Bivariate plots of Mn versus Sr/Ca and $\delta^{18}O$ illustrate that Ziyarat limestones were affected by open system diagenesis with high water/rock interaction. Early burial diagenetic temperature calculation based on heaviest oxygen isotope

values of micrite and δw of Eocene seawater of 0.85 SMOW, shows that temperature was around 39°C. Cathodoluminescence studies of carbonate cements illustrated dull luminescence, because these carbonates affected by both meteoric and burial diagenesis, and thus typical yellow to orange luminescence and zonations, evidence of meteoric diagenesis, are absent. This statement is confirmed by isotropic evidences.

Keywords: Ziyarat Formation, Microfacies, Sedimentary Environment, Diagenesis, Geochemistry.

For Persian Version see pages 153 to 164

*Corresponding author: M. Khatibimehr; E_mail: minakhmehrgmail.com

مطالعه رفتار مکانیکی سنگ کره در منطقه زاگرس با استفاده از مدل سازی عددی سه بعدی مکانیکی

حمیدرضا نانکلی^{۱*}، بهزاد وثوقی^۲، فرهاد نبوتی^۳، خالد حسامی^۴ و مرتضی طالبیان^۵

^۱ سازمان نقشه برداری کشور، اداره ژئودزی و ژئودینامیک، تهران، ایران

^۲ دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، گروه مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، تهران، ایران

^۳ مرکز تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان، گروه فیزیک، زنجان، ایران

^۴ پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۵ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۲/۲۹

چکیده

مطالعه رفتار سنگ کره (سنگ کره) به عنوان یک لایه مکانیکی قوی که شامل پوسته و گوشته بالایی است از جمله مباحث روز علوم ژئودینامیک است. در این مقاله با استفاده از مدل سازی عددی سه بعدی به روش المان محدود و استفاده از یک ریولوژی ویسکوز وابسته به دما (خزشی) در دو حالت مرطوب و خشک رفتار مکانیکی سنگ کره در زاگرس با استفاده از دو ژئوترم گرم و سرد مورد بررسی قرار می گیرد. ستبرای پوسته بالا و پایین و همچنین قسمت گوشته بالایی بر اساس نگاهت های زلزله شناسی (Yaminifar, 2007; Paul, 2006; Hatzfeld, 2003) در مناطق مختلف زاگرس در نظر گرفته شده است. گسل ها به صورت المان های ویژه در مدل جاسازی شدند و از قانون کولمب پیروی می کنند. نتایج نشان می دهد که مرز تغییر شکل (BDT) برای ژئوترم سرد و ریولوژی مرطوب در ژرفای ۱۰.۵ کیلومتری و برای ژئوترم سرد و ریولوژی خشک در ژرفای ۱۴ کیلومتری رخ می دهد. همچنین این مرز تغییر شکل (BDT) برای ژئوترم گرم به ترتیب در ژرفای ۸ و ۱۱ کیلومتری رخ می دهد. این نتایج تطابق خوبی با ژرفای زمین لرزه هایی که در منطقه زاگرس رخ می دهد (Tatar, 2004; Jackson, 2008) دارد و گویای استحکام سنگ کره در قسمت پوسته متمرکز است.

کلید واژه ها: ریولوژی، المان محدود، سنگ کره، ژئوترم، زاگرس

برای مشاهده مقاله انگلیسی به صفحات ۱۶۵ تا ۱۷۶ مراجعه فرمایید.

*نویسنده مسئول: حمیدرضا نانکلی