

رسوبگذاری، دیاژنز و زمین‌شیمی سازند تله‌زنگ، جنوب لرستان

نوشته: افشین زهدی* و محمد حسین آدابی*

*دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۸/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۰/۳۰

چکیده

توالی کربناتی سازند تله‌زنگ به سن ائوسن پیشین - میانی عمدتاً از روزنداران کفزی بزرگ (مانند نومولیت و آلوتولینا) به همراه ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی دیگر تشکیل شده است. در این سازند بر مبنای فراوانی و توزیع روزنداران و دیگر اجزای موجود در رخساره‌های مختلف، ژرفای حوضه رسوبی و در نتیجه نوع زیر محیط حوضه رسوبی دیرینه (sub-paleoenvironment) تعیین شده است. بررسی رخساره‌ها منجر به شناسایی ۱۰ رخساره میکروسکوپی وابسته به ۴ کمربند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون، پشته‌های سدی و دریای باز شده است. نبود رسوبات دوباره نهشته شده و رخساره‌های ریفی، تغییرات تدریجی رخساره‌ها و نیز گسترش وسیع پهنه‌های کشندی نشان می‌دهد که نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ به احتمال قوی در یک سکوی کربناتی از نوع رمپ نهشته شده است. با توجه به فراوانی و تنوع بالای روزنداران کفزی بزرگ در سازند تله‌زنگ می‌توان برای این نهشته‌ها از اصطلاح سیستم رمپ کربناتی حاوی روزنداران فراوان استفاده کرد. مقایسه زمین‌شیمی عنصری و ایزوتوپی بین اجزای زیستی (روزنداران کفزی) و اجزای نازیستی (میکرایت) در کربنات‌های سازند تله‌زنگ حاکی از شرایط نزدیک تعادلی، تأثیر کم تفریق زیست‌شناختی و اثرات جنبشی مانند سرعت رشد و یا عوامل ناشناخته دیگر است، و به همین دلیل مقدار دمای محاسبه شده آب دریا بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌های زیستی با دمای اندازه‌گیری شده نمونه‌های نازیستی (میکرایت) تقریباً مشابه است. مطالعات سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ تحت تأثیر دیاژنز ضعیف جوی در یک محیط دیاژنزی بسته همراه با نسبت پایین تبادلات آب به سنگ (water/rock interaction) قرار گرفته‌اند.

کلیدواژه‌ها: سازند تله‌زنگ، روزنداران کفزی بزرگ، سکوی کربناتی، زمین‌شیمی، اجزای زیستی و نازیستی

۱- مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس که با بسته شدن اقیانوس دیرینه تیتیس تشکیل شده است، دارای ستریای زیادی از رسوبات کربناتی است که در طی مزوزویک و سنوزویک بر جای گذاشته شده‌اند (Berberian & King, 1981). از جمله رسوبات تشکیل دهنده این حوضه در سنوزویک می‌توان به سازند تله‌زنگ اشاره کرد که پس از فاز کوهزایی لارامید به صورت محلی در منطقه لرستان نهشته شده است (شکل ۱). سازند تله‌زنگ سرشار از روزنداران کفزی درشت به سن اوایل پالئوژن (مانند نومولیت و آلوتولینا) است. فراوانی، تنوع، پخش و پراکندگی وسیع روزنداران کفزی (بنتیک) که در قسمت‌های کم‌ژرفتر حوضه رسوبی یافت می‌شوند، از آنها ابزار دقیقی برای تعیین نوع زیر محیط رسوبی دیرینه رسوبات ساخته است. این فسیل‌ها در رسوبات مناطق مورد مطالعه گسترش داشته و برای بازسازی محیط رسوبی دیرینه رسوبات، مورد مطالعه دقیق قرار گرفتند. لازم به ذکر است که همراه با مطالعات سنگ‌نگاری، در مطالعات زمین‌شیمیایی صورت گرفته بر روی رسوبات کربناتی سازند تله‌زنگ علاوه بر نمونه‌های میکرایتی، از پوسته تعدادی از روزنداران کفزی بزرگ (مانند نومولیت و آلوتولینا) برای تعیین نوع و روند دیاژنز و همچنین مقایسه زمین‌شیمیایی عنصری و ایزوتوپی، بین اجزای زیستی و نازیستی استفاده شده است.

در این مطالعه، برش نمونه سازند تله‌زنگ در ۴۵ کیلومتری شمال خاور اندیمشک با مختصات جغرافیایی " ۰۰' ۴۲" E و " ۳۸' ۴۷" N، به همراه برش سطحی سازند تله‌زنگ در تقادیس کیالو در ۲۶ کیلومتری جنوب خاور پل دختر (استان لرستان) با مختصات " ۰۰' ۵۲" E و " ۰۰' ۵۹" N برداشت شده است. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به این برش‌ها در شکل ۲ ارائه شده است. مهم‌ترین مطالعات انجام گرفته در ارتباط با سازند تله‌زنگ به قرار زیر است:

James & Wynd (1965) در گزارش خود با عنوان فرهنگ چینه‌شناسی، نواحی مورد توافق کنسرسیوم نفتی، چینه‌شناسی سازندهای مزوزویک و سنوزویک در

سه ناحیه فارس، خوزستان و لرستان را از نظر چینه‌شناسی مطالعه کردند. Wynd (1965) در گزارش خود، زون بندی زیستی رسوبات تریاس تا پلیوسن حوضه زاگرس را در قالب ۶۶ زیست‌زون معرفی کرده است. یزدی مقدم (۱۳۷۴) زیست‌چینه‌شناسی سازندهای امیران و تله‌زنگ در حوضه لرستان را مطالعه کرد.

با این وجود، تاکنون هیچ‌گونه مطالعه دقیق محیط رسوبی و زمین‌شیمیایی بر روی نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ صورت نگرفته است. لذا، هدف از مطالعه سازند تله‌زنگ در این پژوهش، شناسایی رخساره‌های میکروسکوپی و بازسازی محیط رسوبی دیرینه سازند بر مبنای مطالعات صحرایی و رخساره‌ای، تعیین نوع و روند دیاژنز، تعیین دمای آب دریا در زمان ته‌نشینی سازند و مقایسه زمین‌شیمیایی عنصری و ایزوتوپی بین اجزای زیستی (روزنداران کفزی) و نازیستی (میکرایتها) موجود در سازند است.

۲- روش مطالعه

در مطالعات صحرایی علاوه بر نمونه برداری با فواصل منظم ۲ متری، همزمان لوگ دستی، که در برگرفته تغییرات عمودی سنگ‌شناسی و لایه‌بندی است، نیز تهیه شد. در مطالعات میکروسکوپی ۱۶۰ مقطع نازک از نمونه‌های سطحی مطالعه شد. مقاطع میکروسکوپی توسط محلول آلزارین سرخ (Red-S) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شدند. برای نامگذاری رخساره‌ها از روش Dunham (1962) استفاده شده است.

پس از انجام مطالعات سنگ‌نگاری ۷ نمونه از فسیل‌های نومولیت (۳ نمونه از برش الگو و ۴ نمونه از برش سطحی کیالو) و ۱۴ نمونه از نمونه‌های میکرایت (۶ نمونه از برش الگو و ۸ نمونه از برش سطحی کیالو) برای مطالعات زمین‌شیمیایی عنصری انتخاب شد. نمونه‌های پودر شده توسط مته دندانپزشکی، برای تعیین عناصر اصلی و فرعی توسط

است.

با توجه به این که هنوز مطالعات دقیق تعیین سن بر روی نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ در برش نمونه و برش سطحی تاقدیس کیالو صورت نگرفته لذا تطابق دقیق بین دو برش مذکور دشوار است. اما با توجه به وجود مجموعه فسیل‌های متعلق به اوایل ائوسن (ائوسن پیشین) در قسمت‌های پایینی برش نمونه سازند تله‌زنگ، به نظر می‌رسد که بخش‌های میانی و بالایی سازند تله‌زنگ در برش نمونه، با سن ائوسن میانی، معادل با سازند تله‌زنگ در برش سطحی کیالو باشد، که عمدتاً حاوی نومولیت و آلوتولینا با سن ائوسن میانی است.

فراوانی بالای روزن‌داران کف‌زی با پوسته پورسلانی (مانند آلوتولینا و اریتولیتس) به همراه جلبک‌های سبز در برش نمونه در مقایسه با برش سطحی تاقدیس کیالو، یکی از دلایل کم‌ژرفا تر بودن حوضه در زمان تشکیل سازند تله‌زنگ در این منطقه است و از آنجا که دولومیت‌های تشکیل دهنده قسمت بالایی سازند تله‌زنگ در برش نمونه عمدتاً از نوع دولومیت خیلی ریز بلور تا ریز بلور (دولومیکرایت) است، کم‌ژرفا بودن حوضه در این برش، شرایط لازم برای تشکیل دولومیکرایت‌ها را فراهم کرده است. در مقایسه، فرایند دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ در برش کیالو (بخش‌های دور از ساحل) به صورت انتخابی صورت گرفته و فقط برخی از اجزای تشکیل دهنده (روزن‌داران کف‌زی با پوسته پورسلانی) به همراه زمینه میکرایتی سنگ، دولومیتی شده‌اند که اصطلاحاً (fabric selective dolomitization) به این فرایند، دولومیتی شدن انتخابی بافتی می‌گویند.

۴- رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی

توالی کربناتی سازند تله‌زنگ عمدتاً از روزن‌داران کف‌زی بزرگ (برای مثال نومولیت و آلوتولینا) به همراه ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی دیگر تشکیل شده است. در این سازند بر مبنای فراوانی و توزیع روزن‌داران و دیگر اجزای موجود در رخساره‌های مختلف، ژرفای حوضه رسوبی و در نتیجه نوع زیر محیط رسوبی دیرینه (sub-paleoenvironment) تعیین شده است. بررسی رخساره‌های این سازند منجر به شناسایی ۱۰ رخساره میکروسکوپی وابسته به ۴ کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون، پشته‌های سدی و دریای باز شد (شکل ۷، A-J). کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی تنها در بر دارنده ریزرخساره (دولو مادستون همراه با ذرات تخریبی کوآرتز در حد سیلت) است. کمر بند رخساره‌ای لاگون، به ترتیب از ساحل به سمت سد شامل ریزرخساره‌های آلوتولینا و کستون، نومولیتس (کوچک و عدسی شکل) آلوتولینا پکستون و ائوئید با یوکست پکستون است. کمر بند رخساره‌ای سدی به ترتیب از سمت سد به طرف دریای باز شامل ریزرخساره‌های آلوتولینا اینتراکلت گرینستون، ائوئید گرینستون و نومولیتس اینتراکلت گرینستون بوده و در نهایت کمر بند رخساره‌ای دریای باز شامل ریزرخساره‌های آلوتولینا نومولیتس (درشت و کشیده) پکستون، نومولیتس و کستون و رخساره میکروسکوپی آسیلینا با یوکست و کستون است (شکل ۷). در محیط‌های کربناتی کم‌ژرفای عهد حاضر، شناسایی انواع مختلف روزن‌داران کف‌زی ابزاری ارزشمند برای تعیین ژرفای نسبی محیط رسوبی و رسم منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریاست (Cosvovic et al., 2004). اما به دلیل تغییرات مجموعه‌های فسیلی در طول زمان و شرایط متفاوت محیط رسوبگذاری در گذشته نمی‌توان از این ابزار به عنوان شاخصی مطمئن و قابل اعتماد برای تعیین ژرفای دقیق محیط رسوبی در زمان سنوزویک پیشین استفاده کرد. با این وجود، با توجه به چندین مطالعه که به تازگی بر روی رمپ‌های قدیمی به سن پالئوسن - ائوسن صورت گرفته است (Jorry, 2004; Rasser et al., 2005; Sinclair et al., 1998; Racey, 2001)

دستگاه طیف- نورسنجی جذب اتمی (Atomic Absorption Spectrophotometry) در آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تجزیه شیمیایی شدند. در این روش ۰/۲۵ گرم نمونه پودر شده توسط ۵ cc اسید کلریدریک ۱ مولار حل کرده و پس از ۲ ساعت، محلول به دست آمده را صاف کرده و به حجم ۵۰ cc می‌رسانیم، سپس با دستگاه طیف- نورسنجی جذب اتمی مقادیر عناصر اصلی (شامل Mg و Ca) بر حسب درصد و عناصر فرعی (شامل Fe و Sr، Na، Mn) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری می‌شود.

در مطالعات ایزوتوپی علاوه بر نمونه‌های میکرایتی (تعداد ۲ نمونه از برش الگو و ۴ نمونه از برش سطحی کیالو)، ۱۰ نمونه از فسیل‌های نومولیت (۵ نمونه از برش الگو و ۵ نمونه از برش سطحی کیالو) و ۴ نمونه از فسیل‌های آلوتولینا (۲ نمونه از برش الگو و ۲ نمونه از برش سطحی کیالو) نیز برای انجام مطالعات ایزوتوپی انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شد. برای آماده سازی نمونه‌ها به روش استاندارد، ۱۵ میلی‌گرم از این نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته و گاز CO₂ متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف‌سنج جرمی (VG SIRA Series II) اندازه‌گیری می‌شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی ۰/۱±% بوده است.

۳- چینه‌شناسی سازند تله‌زنگ در برش‌های مورد مطالعه

سازند تله‌زنگ به صورت آشکار در شمال خاور لرستان گسترش یافته و به طور معمول بر روی سازند آواری امیران و زیر سازند کشکان قرار دارد ولی گاه به صورت جانبی و به تدریج با این دو سازند جانشین می‌شود. جدا از دو سازند امیران و کشکان، تله‌زنگ می‌تواند با سازند پایده نیز پیوند جانبی داشته باشد، به همین دلیل، گاه زبانه‌هایی از سازند تله‌زنگ در درون سازند پایده مشاهده می‌شود که به آن بخش آهکی تله‌زنگ نام داده شده است (آقاباتی، ۱۳۸۳).

- برش نمونه سازند تله‌زنگ

این برش در تنگ دو واقع در یال جنوبی تاقدیس لنگر و در ۴/۵ کیلومتری جنوب باختر روستای تله‌زنگ با ستبرای ۲۲۶ متر قرار گرفته است. مرز زیرین این سازند در برش سطحی مورد مطالعه با شیل و ماسه سنگ‌های سازند امیران هم‌شیب و پیوسته است. مرز بالایی آن نیز با کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سازند کشکان به صورت هم‌شیب و ناپیوسته است (شکل ۳). در این برش، سازند تله‌زنگ از سنگ آهک‌ها و دولومیت‌های خاکستری رنگ با لایه بندی متوسط و گاه ستبرلا به تشکیل شده و حاوی فسیل‌های فراوان است (شکل ۴). سن سازند تله‌زنگ در این برش با توجه به معرفی سه زیست‌زون *Somalina total range zone*، *Opertorbitolites total range zone* و *Nummulites-Alveolina assemblage zone* توسط wynd (1965) ائوسن پیشین تا میانی در نظر گرفته می‌شود.

- برش تاقدیس کیالو

این برش در تنگ دیلم در یال جنوبی تاقدیس کیالو و در ۲۶ کیلومتری جنوب خاور پل دختر قرار گرفته است. مرز زیرین سازند تله‌زنگ در این برش با شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند امیران هم‌شیب است. مرز بالایی آن نیز با کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سازند کشکان به صورت هم‌شیب و فرسایشی است (شکل ۵). از نظر سنگ‌شناسی سازند تله‌زنگ در این برش، صرفاً از لایه‌های آهکی با فسیل فراوان تشکیل شده است (شکل ۶). سازند تله‌زنگ در این برش، عمدتاً از نومولیت‌ها و آلوتولیناهای کشیده تشکیل شده است، که منطبق با زیست‌زون *Nummulites - Alveolina assemblage zone* wynd (1965) به سن ائوسن میانی

در بازسازی تاریخچه دیاژنزی بسیار با اهمیت است. مطالعات سنگ‌نگاری صورت گرفته بر روی نمونه‌های سازند تله‌زنگ، نشانگر آن است که در این رسوبات، فرایند سیمانی شدن به مقدار کم و صرفاً در رخساره‌های مربوط به کمربند سدی و عمدتاً به صورت سیمان هم‌بعد (equant cements) مشاهده می‌شود. البته همراه سیمان کلسیت اسپاری هم‌بعد، سیمان هم‌محور (syntaxial overgrowth)، بلوکی (blocky) و رشته‌ای (fibrous) نیز در مقاطع نازک مطالعه شده، شناسایی شده است (شکل ۱۱، A - D). سیمان دولومیتی نیز به صورت پرکننده حفره در مقاطع مشاهده می‌شود.

– انحلال (dissolution)

انحلال از جمله فرایندهایی است که در محیط‌های جوی نزدیک به سطح و محیط‌های جوی (متائوریکی)، زون مخلوط (Longman, 1980) و محیط‌های دیاژنزی تدفینی صورت می‌گیرد (Moore, 1989). این فرایند در رسوبات کربناتی سازند تله‌زنگ از نوع میکروسکوپی بوده و آلوکم‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. به طوری که ذرات ناپایدار آراگونیتی به طور بخشی تحت تأثیر انحلال قرار گرفته‌اند.

– تراکم (compaction)

فرایند تراکم (فیزیکی - شیمیایی) در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند تله‌زنگ به صورت تماس نقطه‌ای، طولی، محدب - مقعر و با افزایش مقدار فشردگی به صورت تماس مضرس بین ذرات و ایجاد استیلولیت (stylolite) مشاهده می‌شود (شکل ۱۱، E - G).

– دولومیتی شدن (dolomitization)

فرایند دولومیتی شدن از فرایندهای اصلی دیاژنتیکی در دو برش مورد مطالعه از سازند تله‌زنگ است، بویژه در برش نمونه که قسمت بالایی توالی به طور کامل دولومیتی شده است. در صورتی که قسمت‌های زیرین برش نمونه سازند تله‌زنگ و برش سطحی کپالو فرایند دولومیتی شدن به صورت انتخابی صورت گرفته است و فقط برخی از اجزای تشکیل دهنده (روزن‌داران کفزی با پوسته پورسلانی) به همراه زمینه میکرایتی سنگ، دولومیتی شده است (شکل ۱۱، H). بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و با توجه به تعیین تقدم و تأخر نسبی محصولات دیاژنزی نسبت به یکدیگر، تاریخچه دیاژنتیکی سازند تله‌زنگ در توالی‌های مورد مطالعه مشخص شد (جدول ۱). مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ نشانگر آن است که فرایندهای دیاژنزی به میزان کم و ناچیز این رسوبات را تحت تأثیر قرار داده است، که بیانگر بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است.

۷- مطالعات زمین‌شیمیایی آهک‌های سازند تله‌زنگ

رسوبات کربناتی عمدتاً از خرده‌های اسکلتی دریایی (biota)، دانه‌های غیر اسکلتی (non-skeletal grains)، سیمان و زمینه کربناتی تشکیل شده است. مقدار ایزوتوپ‌های O ، C ، و نیز عناصر فرعی Fe ، Sr ، Na ، Mn بین کلسیت و آراگونیت‌های زیستی در مقایسه با نازیستی‌ها متغیر است. این اختلاف، به تفریق زیست‌شناختی یا فرایندهای متابولیکی و جنبشی مانند سرعت رشد نسبت داده می‌شود، که تعیین کننده ترکیب مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن و عناصر اصلی و فرعی در اسکلت‌های کربناتی است (Rao, 1996). در صورتی که این مقادیر در اجزای زیستی برابر با اجزای نازیستی باشد، حاکی از شرایط تعادلی (equilibrium condition) است (Rao, 1996). از آنجا که ترکیب عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی (^{18}O و ^{13}C) در پوسته روزن‌داران کفزی درشت، مانند نومولیت‌های موجود در محیط‌های دریایی توسط شرایط شیمیایی و فیزیکی کنترل می‌شود، بنابراین، با استفاده از تجزیه عنصری

می‌توان مدلی برای توالی رمپ ایده‌آل در زمان ائوسن بر اساس توزیع روزن‌داران کفزی رسم کرد. در این مدل، میکروفسیل‌های آلونولینا و اربیتولیتیس با پوسته پورسلانی در بخش‌های کم‌ژرفای حوضه (محیط‌های لاگونی با درجه شوری بالا) و میکروفسیل‌های نومولیت و اپرکولینا با پوسته هیالین در بخش‌های میانی حوضه با ژرفای متوسط به فراوانی مشاهده می‌شوند. آسیلینا و دیسکوسیکلینا نیز در بخش‌های ژرف‌تر حوضه و دور از ساحل زندگی می‌کنند (Luterbacher, 1998; Beavington-Penney & Racey, 2004) (شکل ۸). بر اساس اندازه، شکل، نسبت طول به ستبرادر این فسیل‌ها، می‌توان نوع ژرفای نسبی محیط رسوبگذاری را مشخص نمود. از این وابستگی می‌توان برای تعیین رخساره‌ها و ژرفای دریاهای گرم دیرینه استفاده کرد (Buxton & Pedley, 1989; Beavington-Penney, 2002).
(Hottinger, 1983; Hallock & Gleen, 1986) (شکل ۹).

از آنجا که سازند تله‌زنگ یک سازند کربناتی سرشار از روزن‌داران کفزی به سن پالئوژن است، با استفاده از این محتوای فسیلی با ارزش و دیگر اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی موجود در سازند، می‌توان نوع محیط رسوبی آن را تعیین کرد. البته به همراه این محتوای فسیلی به توالی قائم رخساره‌ها نیز توجه شده است. نبود رسوبات دوباره نهشته شده برای مثال توریدایت‌ها همراه با ساخت‌های ریزشی (slump structure)، وجود میکرایت در بیشتر رخساره‌ها، نبود رخساره‌های ریفی در بخش دور از ساحل و تغییرات تدریجی رخساره‌ها به همدیگر نشان می‌دهد که نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ به احتمال قوی در یک سکوی کربناتی از نوع رمپ نهشته شده است. به گونه‌ای که می‌توان برای نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ از اصطلاح سیستم رمپ کربناتی حاوی روزن‌داران فراوان (foram-dominates carbonate ramp system) استفاده کرد (Zohdi et al., 2007). در این مدل، میکروفسیل‌های آلونولینا، اربیتولیتیس و میلیولید با پوسته پورسلانی در بخش‌های کم‌ژرفای حوضه (محیط‌های لاگونی با درجه شوری بالا) و میکروفسیل‌های نومولیت و آسیلینا با پوسته هیالین در بخش‌های میانی حوضه با ژرفای متوسط به فراوانی مشاهده می‌شوند. از آنجا که برش‌های مورد مطالعه از سازند تله‌زنگ، در بخش‌های کم‌ژرفای حوضه رسوبی قرار گرفته‌اند، نمی‌توان کم شیب بودن و یا شیب‌دار بودن سکوی کربناتی سازند تله‌زنگ در زمان تشکیل آن را اثبات کرد. تغییرات تدریجی فسیل‌ها و وجود روزن‌داران کفزی با پوسته هیالین و پورسلانی با همدیگر نشان می‌دهد که زمانی که نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ در حال تشکیل بوده، سدی که بتواند باعث جدا شدن کامل این دو محیط از یکدیگر شود، وجود نداشته است (زهدی و همکاران، ۱۳۸۶) (شکل ۱۰).

۶- دیاژنزی

به کلیه فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی که پس از رسوب‌گذاری و پیش از دگرگون شدن بر سنگ‌ها تأثیر می‌گذارند و باعث تبدیل رسوبات منفصل به سنگ متصل می‌شوند، دیاژنزی گفته می‌شود (Tucker & Wright, 1990). بر پایه مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی آهک‌های سازند تله‌زنگ، انواع فرایندهای دیاژنزی و توالی پاراژنتیکی فرایندها در توالی‌های مورد مطالعه ارائه شده است. فرایندهای اصلی دیاژنزی، که سنگ‌های کربناتی سازند تله‌زنگ را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد شامل: سیمانی شدن (cementation)، انحلال (dissolution)، فشردگی (compaction) و دولومیتی شدن (dolomitization) است. از بین این فرایندها، دولومیتی شدن نسبت به دیگر فرایندها در سازند تله‌زنگ قابل توجه است.

– سیمانی شدن (cementation)

از آنجا که سیمانی شدن در اغلب محیط‌های دیاژنتیکی رخ می‌دهد، لذا استفاده از آن

از ۲۰ پی‌پی‌ام) هستند، در حالی که مقدار Mn در نمونه‌های کل کربناتی مناطق معتدل امروزی، بالاتر از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است (Rao & Adabi, 1992). مقادیر Mn با افزایش تأثیر دیاژنز جوی افزایش می‌یابد (Rao, 1990) زیرا ضریب توزیع Mn در آب‌های جوی حدود ۱۵ بوده و تمرکز بسیار بالایی دارد (Pingitore, 1978)، بنابراین فراوانی Mn در نمونه‌های سازند تله‌زنگ می‌تواند به دیاژنز جوی نسبت داده شود. پایین‌تر بودن مقادیر Mn و Fe در نمونه‌های نومولیتی به ترتیب با میانگین ۵۰ و ۱۴۰ پی‌پی‌ام در مقایسه با نمونه‌های میکرایتی سازند تله‌زنگ به ترتیب با میانگین ۶۹ و ۴۳۹ پی‌پی‌ام نشان دهنده تأثیر کمتر فرایندهای دیاژنزی بر روی نمونه‌های نومولیتی است.

– کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg)

در اجزای زیستی، مقدار منیزیم و کلسیم مشابه اجزای نازیستی است، زیرا ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها به طور عمده بین کلسیت کم منیزیم تا کلسیت دارای Mg بالا در نوسان است.

– نسبت استرونیسیم به منگنز (Sr/Mn)

Bathurst (1975) اظهار می‌دارد که دیاژنز در سنگ‌های آهکی یک فرایند انحلال مرطوب (wet dissolution) و ته‌نشینی دوباره است. در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آنها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقادیر Sr کاهش یافته و بالعکس تمرکز Mn افزایش خواهد یافت. این فرایند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های جوی به مقدار زیادی تسهیل (Budd, 1992) و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود. بنابراین رسم نسبت Sr/Mn در برابر Mn می‌تواند معیاری مفید برای برآورد میزان انحلال سنگ‌ها باشد (Rao, 1991; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008).

در شکل ۱۲، میزان Sr/Mn در برابر Mn رسم شده است. در این نمودار محدوده‌های کل کربناتی مناطق معتدل امروزی تاسمانیا، سنگ‌آهک‌های گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Rao & Wang, 1990)، آهک‌های مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Adabi & Rao, 1991) و کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام (کرتاسه بالایی) (Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008) رسم شده است. در این نمودار، محدوده نمونه‌های کل کربناتی مناطق معتدل دریایی امروزی بالای محدوده سنگ‌های آهکی تله‌زنگ واقع می‌شوند، زیرا کربنات‌های دریایی امروزی تحت تأثیر فرایندهای دیاژنز قرار نگرفته‌اند. در سنگ‌آهک‌های تله‌زنگ تغییرات کمی نسبت Sr/Mn در برابر Mn دیده می‌شود، این حالت، معرف یک سامانه دیاژنتیکی بسته در سنگ آهک‌های سازند تله‌زنگ است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، نمونه‌های نومولیتی Sr/Mn بالاتر و Mn پایین‌تری نسبت به نمونه‌های میکرایتی دارند که می‌تواند نشانی بر انحلال کمتر در نمونه‌های زیستی (نومولیت‌ها) باشد (Sarangi et al., 2001).

– نسبت استرونیسیم به کلسیم (Sr/Ca)

نسبت Sr/Ca در کربنات‌ها به نسبت Sr/Ca آب دریا و ضریب توزیع استرونیسیم در کربنات‌ها بستگی دارد (Stoll & Schrag, 1998). براساس نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان روند دیاژنز در سامانه‌های باز و بسته را تعیین کرد. در این نمودار، محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم‌منیزیم (LMC) توسط Brand & Veizer (1980) مشخص شده است. در سامانه دیاژنزی باز با افزایش برهم کنش آب و سنگ (water-rock interaction) میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد. در سامانه‌های نیمه بسته که برهم

و ایزوتوپی این پوسته‌ها می‌توان به تغییرات دمای دیرینه در طول زمان پی برد (Boever et al., 2006; Veto et al., 2007). در هنگام تجزیه‌های زمین‌شیمیایی بر روی پوسته روزن‌داران پلانکتون، به علت کوچک بودن پوسته آنها مشکلاتی وجود دارد، که این مشکلات در جنس‌های روزن‌داران کف‌زی درشت دیده نمی‌شود (Reichert et al., 2003). با توجه به اینکه سازند تله‌زنگ سرشار از روزن‌داران کف‌زی درشت (نومولیت و آلئولینا) است، لذا در این مطالعه، علاوه بر نمونه‌های میکرایتی، پوسته تعدادی از روزن‌داران کف‌زی درشت (مانند نومولیت و آلئولینا) برای تعیین نوع و روند دیاژنز و همچنین مقایسه زمین‌شیمیایی عنصری و ایزوتوپی، بین اجزای زیستی و اجزای نازیستی مورد مطالعه قرار گرفتند. داده‌های عناصر اصلی و فرعی و داده‌های ایزوتوپی مربوط به نمونه‌های آهکی (نومولیت‌ها، آلئولینا و میکرایت‌ها) به ترتیب در جدول ۲ و ۳ ارائه شده است.

– سدیم (Na)

مقدار Na در اجزای نازیستی (میکرایت‌ها) سازند تله‌زنگ بین ۳۹۶ تا ۹۸۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۷۰ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. (جدول ۲). مقادیر Na در این نمونه‌ها پایین‌تر از سنگ‌آهک‌های آراگونیتی نازیستی (abiotic) گرمسیری عهد حاضر (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) (Veizer, 1983; Rao & Adabi, 1992) است، زیرا سدیم در اثر تأثیر آب‌های جوی کاهش پیدا می‌کند (Adabi & Rao, 1991; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008). دامنه تغییرات Na در نومولیت‌های سازند تله‌زنگ بین ۴۹۹ تا ۷۷۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۸۳ پی‌پی‌ام) است (جدول ۲). کلسیت‌ها و آراگونیت‌های نازیستی سدیم کمتری نسبت به کلسیت‌ها و آراگونیت‌های زیستی دارند (Rao, 1996). بالاتر بودن مقدار Na در اجزای زیستی نسبت به اجزای نازیستی به تفریق زیست‌شناختی یا فرایندهای جوی و فرایندهای جنبشی و حضور میان‌بارهای سیال (fluid inclusion) در اسکلت‌های کربناتی نسبت داده شده است (آدابی، ۱۳۸۳). نزدیک بودن مقدار سدیم در اجزای زیستی (نومولیت‌ها) و اجزای نازیستی (میکرایت‌ها) سازند تله‌زنگ حاکی از شرایط نزدیک تعادلی (equilibrium condition) است (جدول ۲).

– استرونیسیم (Sr)

مقدار Sr در نمونه‌های میکرایتی سازند تله‌زنگ بین ۵۳۴ تا ۱۲۸۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۳۱ پی‌پی‌ام) در تغییر است (جدول ۲). مقادیر Sr این نمونه‌ها پایین‌تر از مقادیر معادل‌های عهد حاضر آنها (۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام) (Milliman, 1974) است، زیرا Sr در طی دیاژنز جوی کاهش می‌یابد (Adabi & Rao, 1991; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008). مقدار Sr در اجزای زیستی (نومولیت‌ها) سازند تله‌زنگ بین ۹۴۷ تا ۱۳۷۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۱۶۸ پی‌پی‌ام) در تغییر است (جدول ۲)، میانگین این مقدار تقریباً مشابه با مقادیر Sr موجود در نمونه‌های میکرایتی سازند تله‌زنگ است، که این می‌تواند به دلیل تعادل نومولیت‌ها با آب دریا، تأثیر کم تفریق زیست‌شناختی (biological fractionation) و اثرات جنبشی (kinetic effects) باشد.

– منگنز (Mn) و آهن (Fe)

مقدار Mn در اجزای نازیستی (میکرایت‌ها) سازند تله‌زنگ بین ۴۰ تا ۱۲۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۹ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. تغییرات Mn در نومولیت‌های سازند تله‌زنگ بین ۳۴ تا ۶۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۰ پی‌پی‌ام) است. کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریاهای گرم و کم‌ژرفا، دارای Mn پایینی (کمتر

اختلافی را نشان نمی‌دهند. در صورتی که مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه‌های نومولیتی در مقایسه با میکرایت‌ها به میزان کم و در حدود $0.9\text{‰} \pm$ سنگین‌تر است. در شکل ۱۵ روندهای پایدار دیاژنتیکی برای ترکیب‌های کلسیت کم‌میزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و آراگونیت (A)، تشکیل دهنده‌های عهد حاضر (R) و محدوده‌های آهکی برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی در ایالات متحده آمریکا (CM) و آهک‌های ریچی (Readbay) سیلورین در کانادا (C₃) نشان داده شده است (Brand & Veizer, 1981). ملاحظه می‌شود که همه نمونه‌ها همانند شکل ۱۳، در محدوده سامانه‌های بسته قرار گرفته‌اند. این نمونه‌ها Mn پایین و ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بالایی دارند، که نشان دهنده بسته بودن سامانه در زمان تشکیل آهک‌های سازند تله‌زنگ است. بالاتر بودن مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و پایین‌تر بودن مقادیر منگنز در نمونه‌های فسیلی (نومولیت‌ها)، در مقایسه با نمونه‌های نازبستی (میکرایت‌ها) نشان‌دهنده تأثیر کمتر فرایندهای دیاژنتی بر روی این نمونه‌هاست.

۸- برآورد دمای آب دریا در زمان نه‌نشینی سازند تله‌زنگ

از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها، تعیین دمای تشکیل آنهاست (Morse & Mackenzie, 1990). برای این منظور، باید از نمونه‌های آهکی دریایی با کمترین میزان دگرسانی و سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده کرد. معمولاً سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشانگر دمای محیط رسوبی و سبک‌ترین آن نشانگر دمای محیط دیاژنتیکی است (Adabi, 1996).

با توجه به کاربرد روزن‌داران کفزی درشت در زمان ائوسن برای تعیین دما (Lear et al., 2000; Billups & Schrag, 2003; Saraswati, 2004; Raja et al., 2005) همچنین انحلال کمتر و تأثیر کمتر فرایندهای دیاژنتی بر این موجودات در مقایسه با نمونه‌های میکرایتی در سازند تله‌زنگ، برای محاسبه دمای دیرینه نهشته‌های سازند تله‌زنگ ترجیحاً از مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ موجود در پوسته این موجودات استفاده شده است. برای محاسبه دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده، از معادله Anderson & Arthur (1983) استفاده می‌شود. لذا دمای آب دریا در زمان نه‌نشینی سازند تله‌زنگ با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های نومولیتی که کمترین دگرسانی را نشان می‌دهند در حدود $26/5$ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. دمای محاسبه شده سازند تله‌زنگ با استفاده از روزن‌داران کفزی درشت، نزدیک به دمای محاسبه شده توسط دیگر محققان (مانند Zachos et al., 2006) در دیگر نقاط جهان برای نهشته‌های کربناتی کم‌ژرفای ائوسن (در حدود 25 درجه سانتی‌گراد) می‌باشد.

۹- نتیجه‌گیری

در سازند تله‌زنگ در برش‌های مورد مطالعه، ۱۰ رخساره میکروسکوپی مربوط به ۴ کمر بند رخساره‌ای دریای باز، سد، لاگون و پهنه کشندی شناسایی شده است. شواهد صحرایی و زیررخساره‌های سازند تله‌زنگ در برش‌های مورد مطالعه مانند تبدیل تدریجی رخساره‌های مربوط به زیرمحیط‌های مختلف به یکدیگر، گسترش رخساره‌های کشندی و نبود رخساره‌های ریفی و توریدایتی گویای این است که سازند تله‌زنگ به احتمال زیاد در یک سکوی کربناتی از نوع رمپ نهشته شده است. نزدیک بودن مقادیر عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی در اجزای زیستی (نومولیت‌ها) و اجزای نازبستی (میکرایت‌ها) سازند تله‌زنگ حاکی از شرایط نزدیک تعادل (equilibrium condition)، تأثیر کم تغییرات تفریق زیست‌شناختی و اثرات جنبشی همچون سرعت رشد و یا عوامل ناشناخته دیگر است. مطالعات سنگ نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ تحت تأثیر دیاژنتی ضعیف جوی در یک محیط دیاژنتی بسته همراه با نسبت پایین برهم‌کنش آب به

کنش آب با سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنتی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیب اولیه ندارد (Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008). در نمونه‌های کربناتی سازند تله‌زنگ به دلیل بالا بودن مقادیر Sr/Ca بخصوص در نمونه‌های نومولیتی و نیز پایین بودن مقادیر منگنز، این نمونه‌ها تحت تأثیر کم دیاژنتی جوی در یک محیط بسته دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). همچنین مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ نشانگر آن است که فرایندهای دیاژنتی به میزان کم و ناچیز این رسوبات را تحت تأثیر قرار داده است، که بیانگر بسته بودن سامانه دیاژنتیکی است.

تعیین نوع و روند دیاژنتی در سازند تله‌زنگ با استفاده از داده‌های ایزوتوپی
به منظور تعیین روند دیاژنتی، ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ قرار داده می‌شود، و با توجه به تغییرات این دو ایزوتوپ می‌توان نوع دیاژنتی (جوی، تدفینی و دریایی) را مشخص کرد (Choquette & James, 1987). در دیاژنتی جوی تغییرات نسبتاً زیادی در مقادیر $\delta^{13}C$ و تغییرات کمتری در مقادیر $\delta^{18}O$ نمونه‌های کربناتی مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی یا کاهش شدیدی که در مقادیر $\delta^{13}C$ نمونه‌ها به چشم می‌خورد، به دلیل فراوانی مواد آلی در خاک‌های سطحی بوده که حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای ^{12}C هستند، و لذا نسبت $^{13}C / ^{12}C$ در نمونه‌ها کاهش می‌یابد. تأثیر دیاژنتی جوی در سنگ‌های کربناتی را می‌توان از روی شکل روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن که به روند J برگشته (inverted-J trend) موسوم است، شناسایی کرد (Lohmann, 1988). ایجاد روند J برگشته به کاهش برهم‌کنش نسبت آب - سنگ (water/rock interaction) با افزایش ژرفا نسبت داده شده است. بسیاری از محققان بر این باورند که تغییرات نسبتاً وسیع در مقادیر $\delta^{18}O$ و تغییرات ناچیز در مقادیر $\delta^{13}C$ در نمونه‌های کربناتی می‌تواند حاکی از تأثیر فرایندهای دیاژنتی تدفینی (burial diagenesis) بر روی نمونه‌ها باشد. علت تغییرات ناچیز در مقادیر $\delta^{13}C$ در مدل ایزوتوپی تدفینی به این دلیل است که تفریق ایزوتوپی کمتری بین نسبت $^{13}C / ^{12}C$ با افزایش دما، در مقایسه با نسبت $^{18}O / ^{16}O$ وجود دارد. لذا در دیاژنتی تدفینی، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن روند خطی مایل دارد (Choquette & James, 1987; Nelson & Smith, 1996; Nelson et al., 2003). روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های سازند تله‌زنگ، حاکی از تأثیر بسیار کم فرایندهای دیاژنتی است. تغییرات ناچیز مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌ها، می‌تواند به دلیل تأثیر کم برهم‌کنش آب به سنگ در محیط‌های بسته دیاژنتیکی باشد (Lohmann, 1988).

به طور معمول، در فرایندهای دیاژنتی جوی نسبت تغییرات ایزوتوپ اکسیژن کمتر از ایزوتوپ کربن است (Lohmann, 1988). نظر به این که نمونه‌های کربناتی (نومولیت‌ها، آلونولینا و میکرایت‌ها) سازند تله‌زنگ، تغییرات بسیار اندک ایزوتوپ اکسیژن و کربن را نشان می‌دهند، این نمونه‌ها باید اندکی تحت تأثیر دیاژنتی جوی قرار گرفته باشند (شکل ۱۴). تغییرات ناچیز ایزوتوپ کربن در سازند تله‌زنگ را می‌توان به بسته بودن سامانه دیاژنتیک نسبت داد. نبود ارتباط بین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و ایزوتوپ کربن ۱۳ از نمونه‌های نومولیتی نشان می‌دهد که این نمونه‌ها تحت فرایند دیاژنتی چیره و فراگیر قرار نگرفته‌اند (Sarangi et al., 2001). نبود ایزوتوپ کربن منفی در رسوبات کربناتی سازند تله‌زنگ، گویای این است که این رسوبات تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتی وادوز (vadoze) قرار نگرفته و دیاژنتی مواد آلی (organic diagenesis) در این کربنات‌ها نیز بسیار ناچیز بوده است.

از آنجا که تفریق زیست شیمیایی (biochemical fractionation) در مجموعه جانوری (فونا) بر روی ایزوتوپ کربن اثر چندانی ندارد، لذا نمونه‌های زیستی (نومولیت‌ها و آلونولینا) و نازبستی (میکرایت‌ها) از نظر ایزوتوپ کربن مشابه بوده و هیچ‌گونه

از آقای دکتر امیری بختیار بی‌نهایت سپاسگزاری می‌نمایند. از جناب آقایان دکتر سایمون بوینگتون پنی (Simon Beavington-Penney, BG Group, UK) و دکتر غیشاوی به سبب مشورت‌های علمی در مراحل مختلف این تحقیق تشکر و قدرانی می‌شود. از مسئولان آزمایشگاه دانشگاه تاسمانیا بخصوص سرکار خانم کریستین کوک (Christine Cook) به‌خاطر انجام تجزیه‌های ایزوتوپی و همچنین از سرکار خانم پوراندخت شجاعی مسئول آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی به‌خاطر انجام آزمایش‌های عنصری سپاسگزاریم.

سنگ قرار گرفته‌اند. دمای آب دریا در زمان ته‌نشینی سازند تله‌زنگ با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های نومولیتی که کمترین دگرسانی (سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸) را تحمل کرده‌اند، در حدود ۲۶/۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. این دما، بسیار نزدیک به دمای محاسبه شده برای رسوبات کربناتی کم‌درفای ائوسن (حدود ۲۵ درجه سانتی‌گراد) در دیگر نقاط جهان است.

تشکر و قدرانی

مؤلفان این مقاله، از اداره مناطق نفت خیز جنوب شرکت ملی نفت ایران به‌خاطر استفاده از امکانات و همکاری‌های صمیمانه مسئولان شرکت بویژه

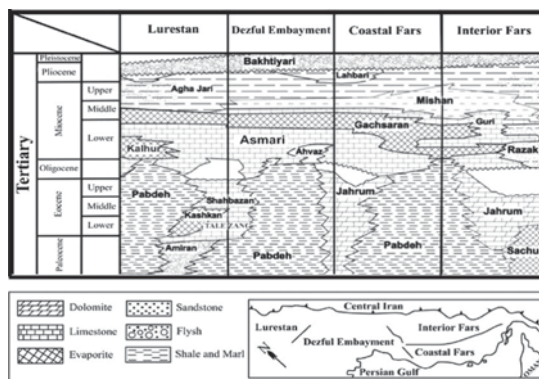
جدول ۲- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های آهکی (نومولیت‌ها و میکرایت‌ها) سازند تله‌زنگ.

Sample No.	Description	Mg %	Ca%	Na ppm	Sr ppm	Fe ppm	Mn ppm	Sr/Na	Sr/Mn	
1	Langar 40	Nummulite	1.00	38.17	620	1293	267	59	2.09	22.02
2	Langar 62	Nummulite	0.91	37.84	577	1374	156	34	2.38	39.92
3	Langar 134	Nummulite	0.95	38.46	518	947	105	55	1.83	17.28
4	Kialo 26	Nummulite	0.93	37.90	775	1246	182	63	1.61	19.74
5	Kialo 46	Nummulite	0.69	37.97	520	1201	95	43	2.31	28.05
6	Kialo 58	Nummulite	0.71	37.81	499	1061	76	37	2.13	28.76
7	Kialo 76	Nummulite	0.85	39.80	576	1061	99	57	1.84	18.55
8	Langar 52	Micrite	0.78	38.05	452	944	383	56	2.09	16.84
9	Langar 72	Micrite	0.67	38.18	464	1009	263	47	2.17	21.46
10	Langar 74	Micrite	0.62	38.03	692	660	308	40	0.95	16.44
11	Langar 134	Micrite	0.86	38.56	433	799	371	70	1.84	11.46
12	Langar 138	Micrite	0.54	38.54	396	769	209	55	1.94	14.07
13	Langar 140	Micrite	0.80	38.48	590	738	572	85	1.25	8.65
14	Kialo 26	Micrite	0.49	37.09	401	534	187	51	1.33	10.44
15	Kialo 28	Micrite	0.85	37.81	522	911	611	88	1.75	10.41
16	Kialo 40	Micrite	0.51	37.88	955	901	531	78	0.94	11.51
17	Kialo 42	Micrite	0.57	38.24	476	1015	522	59	2.13	17.31
18	Kialo 46	Micrite	0.63	37.95	664	1289	620	64	1.94	20.22
19	Kialo 58	Micrite	0.69	37.68	421	697	414	48	1.66	14.60
20	Kialo 76	Micrite	0.66	38.34	538	783	413	105	1.46	7.48
21	Kialo 78	Micrite	1.75	36.57	987	590	750	128	0.60	4.62

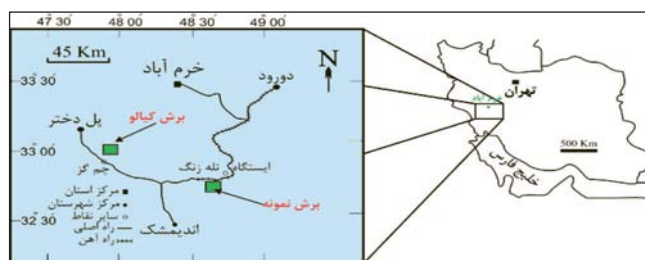
جدول ۳- تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در نمونه‌های آهکی (نومولیت‌ها و میکرایت‌ها) سازند تله‌زنگ.

Sample No.	Description	$\delta^{13}C_{\text{‰}}$	$\delta^{18}O_{\text{‰}}$	
1	Langar 40	Nummulite	1.788	-3.126
2	Langar 42	Nummulite	2.089	-2.941
3	Langar 52	Nummulite	2.375	-3.416
4	Langar 62	Nummulite	2.233	-3.268
5	Langar 134	Nummulite	1.962	-3.211
6	Kialo 18	Nummulite	1.294	-3.256
7	Kialo 26	Nummulite	1.893	-3.679
8	Kialo 46	Nummulite	2.314	-4.13
9	Kialo 58	Nummulite	1.914	-3.16
10	Kialo 76	Nummulite	1.198	-3.551
11	Langar 52	Alveolina	2.494	-4.652
12	Langar 134	Alveolina	1.797	-4.531
13	Kialo 46	Alveolina	2.511	-4.251
14	Kialo 58	Alveolina	1.637	-4.282
15	Langar 52	Micrite	2.471	-4.549
16	Langar 134	Micrite	1.992	-4.37
17	Kialo 26	Micrite	1.869	-3.922
18	Kialo 46	Micrite	2.502	-4.12
19	Kialo 58	Micrite	1.755	-3.872
20	Kialo 76	Micrite	1.253	-4.052

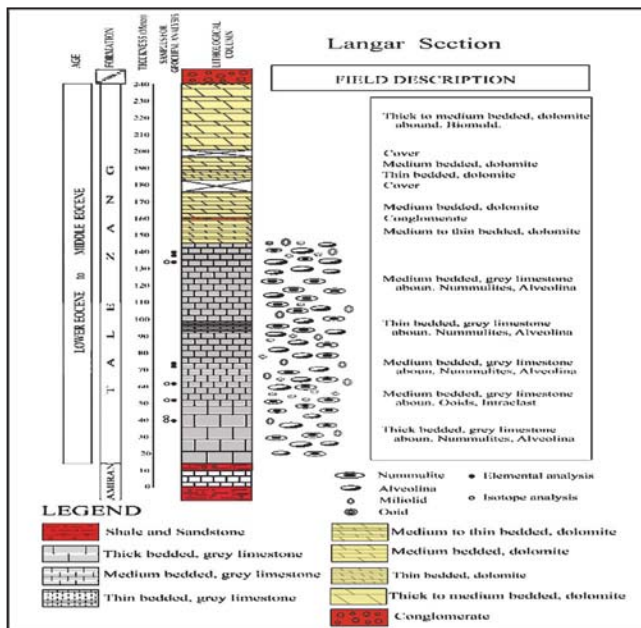
جدول ۱- تاریخچه فرایندهای دیاژنتیکی سازند تله‌زنگ در توالی‌های مورد مطالعه.



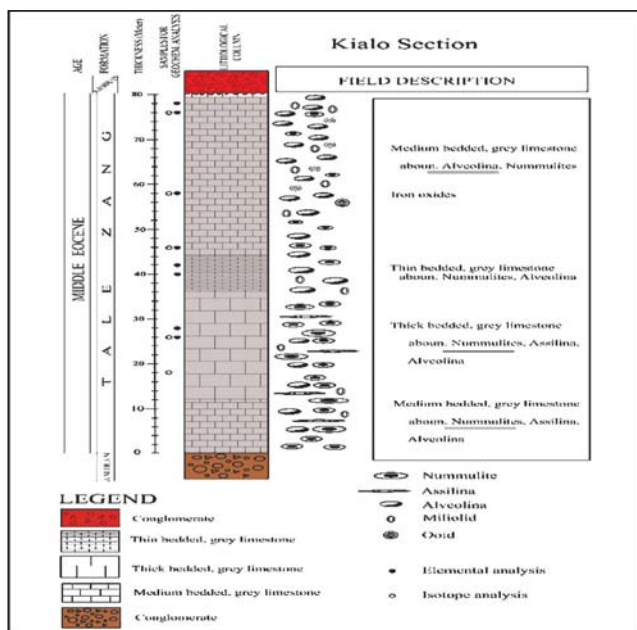
شکل ۱- ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگی سنوزویک حوضه زاگرس (اقتباس با تغییراتی از آقابانی، ۱۳۸۳). به تغییرات جانبی سازند تله‌زنگ با سازندهای دیگر زاگرس توجه شود.



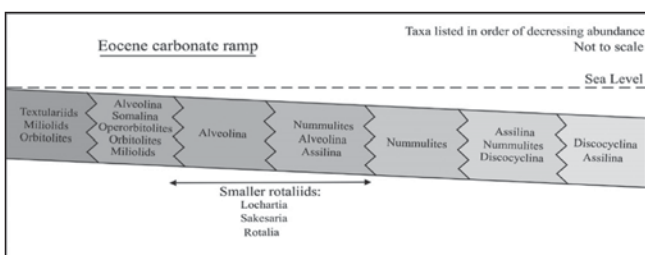
شکل ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.



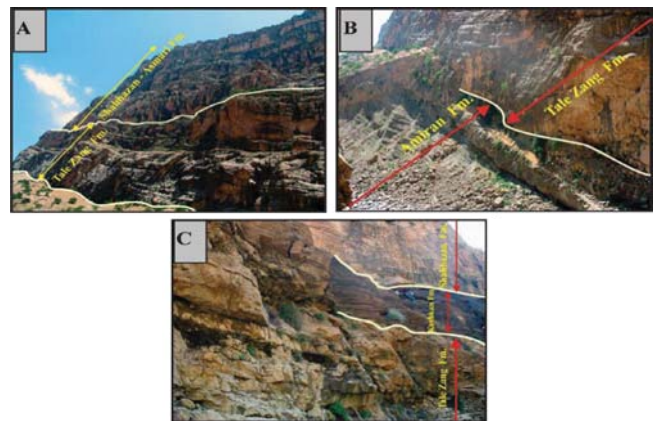
شکل ۴- ستون چینه‌شناسی سازند تله‌زنگ در برش نمونه واقع در تاقدیس لنگر.



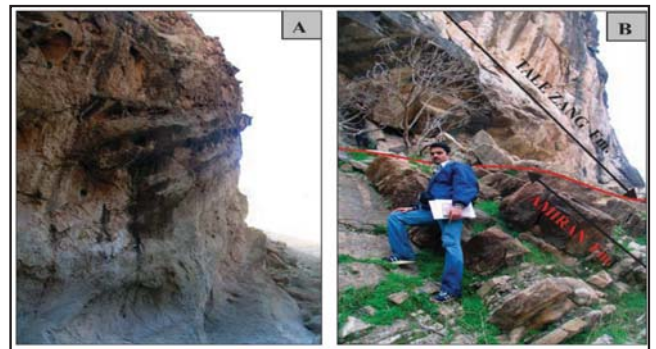
شکل ۶- ستون چینه‌شناسی سازند تله‌زنگ در برش سطحی تاقدیس کفالو.



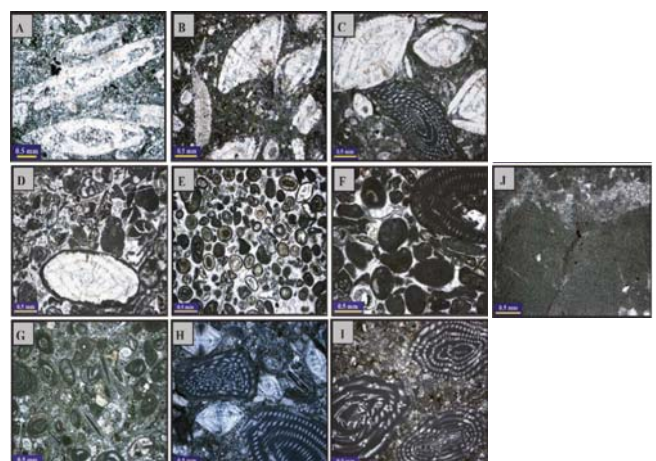
شکل ۸- توزیع روزن‌داران کفزی درشت در توالی کرناتی رمپ ایده‌آل انوسن (اقتباس از Beavington-Penney & Racey, 2004).



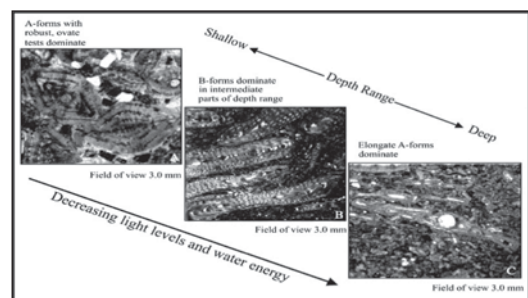
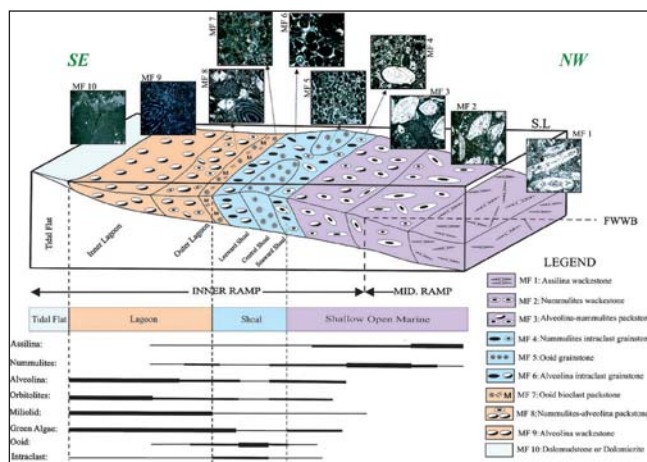
شکل ۳- سازند تله‌زنگ در برش نمونه واقع در تاقدیس لنگر. (A) نمای کلی از برش نمونه سازند تله‌زنگ. (B) مرز زیرین سازند تله‌زنگ با شیل و ماسه سنگ‌های سازند امیران. (C) مرز بالایی سازند تله‌زنگ در برش نمونه با سازند کشکان



شکل ۵- سازند تله‌زنگ در برش سطحی تاقدیس کفالو. (A) نمایی از بخش بالایی سازند تله‌زنگ در تاقدیس کفالو. (B) مرز زیرین سازند تله‌زنگ با سازند امیران.

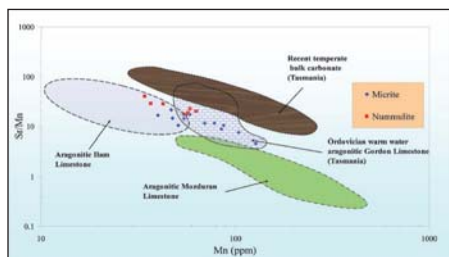


شکل ۷- انواع ریزرخساره‌های موجود در سازند تله‌زنگ. (A) آسیلینا و کستون (نور طبیعی). (B) نومولیتس و کستون (نور طبیعی). (C) آلونولینا نومولیتس پکستون (نور طبیعی). (D) نومولیتس اینتراکلت گریستون (نور طبیعی). (E) ائوئید گریستون (نور طبیعی). (F) آلونولینا اینتراکلت گریستون (نور طبیعی). (G) ائوئید بایوکلت پکستون (نور طبیعی). (H) نومولیتس آلونولینا پکستون (نور پلاریزه). (I) آلونولینا و کستون (نور پلاریزه). (J) دولومادستون (نور طبیعی).

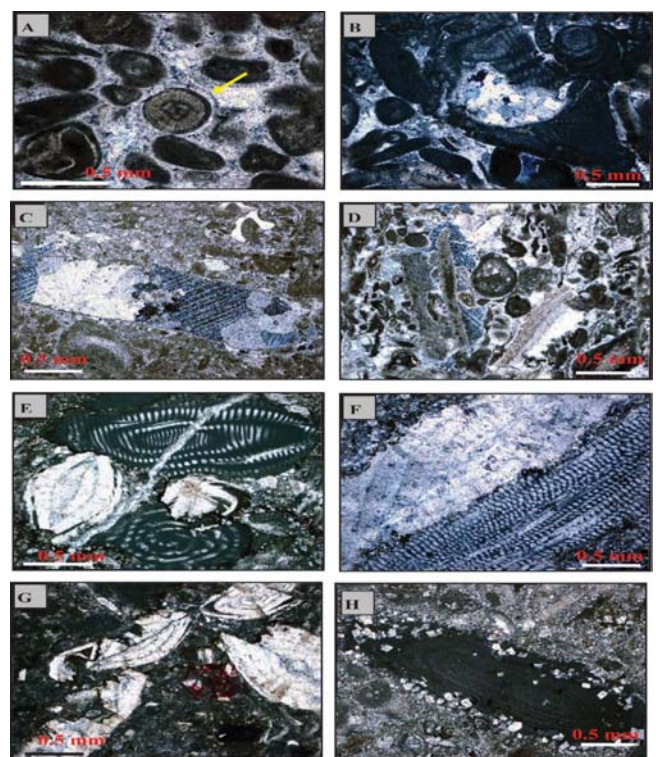


شکل ۹- تغییرات شکل و نسبت طول به ستبرای در نومولیت‌ها با تغییر ژرفای نسبی محیط رسوبگذاری. با افزایش ژرفای محیط رسوبی، نومولیت‌ها کشیده‌تر شده و نسبت طول به ستبرای در پوسته آنها افزایش می‌یابد (اقتباس از Beavington-Penney, 2002).

شکل ۱۰- مدل محیط رسوبی سازند تله‌زنگ بر اساس فراوانی روزن‌داران کفی در شرف در برش‌های مورد مطالعه. این مدل مشابه با مدل‌های ارائه شده توسط محققان مختلف (e.g., Comte & Lehmann, 1974; Serra-Kiel & Reguant, 2006; Papazzoni & Trevisani, 2006) است.

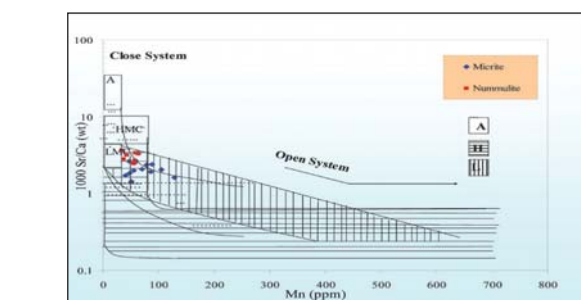


شکل ۱۲- تغییرات Sr/Mn در برابر Mn در نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ. محدوده‌های کربناتی معتدل امروزی تاسمانیا (Rao & Adabi, 1992)، آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم‌ژرفای حوضه (Adabi & Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام (کرتاسه بالایی) (Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008) و آهک‌های گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Rao, 1990) با سن اردووسین نیز به منظور مقایسه رسم شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، نمونه‌های نومولیتی Sr/Mn بالاتر و Mn پایین‌تری نسبت به نمونه‌های میکرباتی دارند که می‌تواند نشانی بر انحلال کمتر در نومولیت‌ها باشد.

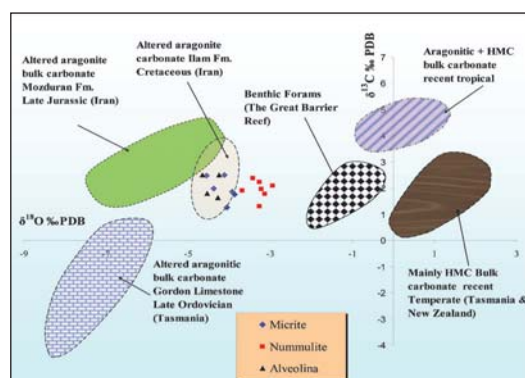
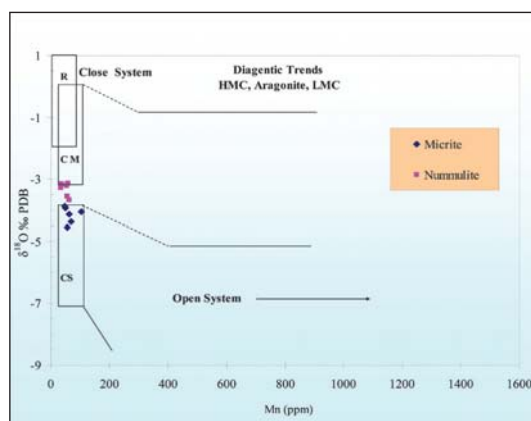


شکل ۱۱- انواع فرایندهای دیاژنتیکی غالب در نهشته‌های کربناتی سازند تله‌زنگ.

(A) سیمان سوزنی هم‌ستبرای، که به طور واضح انبوه‌ها و دیگر اجزای غیر اسکلتی (اینتراکلت و پلویید) موجود در مقاطع میکروسکوپی را فرا گرفته است (فلش زرد رنگ). (B) سیمان کلسیت هم‌بعد. در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان به صورت موزاییک‌های نسبتاً هم‌بعد و بی‌شکل در داخل حجره‌های فسیلی، حفره‌ها و شکستگی‌های موجود در سنگ مشاهده می‌شود. (C) سیمان بلوکی. در این تصویر، سیمان بلوکی با بلورهای درشت به صورت حفره پرکن در حفره‌ها و فضاهای خالی موجود در سنگ مشاهده می‌شود. (D) سیمان هم‌محور در اطراف یک خارپوست. (E و F) حالات مختلف تراکم مکانیکی موجود در سازند تله‌زنگ، که در نتیجه این فرایند آرایش ذرات تشکیل دهنده سازند تله‌زنگ تغییر کرده و ذرات به هم نزدیک‌تر شده‌اند، و فضای بین آنها کاهش یافته است، و همبندی بین آنها به صورت طولی، محدب - مقعر و مضرس در آمده است. (G) استیلولیت در یک رخساره نومولیتی و کستون، که سبب انحلال و تخریب پوسته نومولیت‌ها شده است. (H) سنگ آهک دولومیتی شده. در این سنگ تحت تأثیر فرایند دولومیتی شدن انتخابی، زمینه سنگ و روزن‌داران کفی با پوسته پورسلانی (مانند آلونولینا) به وسیله بلورهای دولومیت جایگزین شده است.



شکل ۱۳- نمودار مقادیر Mn در برابر Sr/Ca برای نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ. در این نمودار، محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیتی (A)، کلسیت پرمینیم (HMC) و کلسیت کم‌مینیم (LMC) توسط Brand & Veizer (1980) مشخص شده است. در نمونه‌های کربنات سازند تله‌زنگ به دلیل بالا بودن مقادیر Sr/Ca و نیز پایین بودن مقادیر منگنز این نمونه‌ها تحت تأثیر کم دیاژنز جوی در بیک محیط بسته دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۵- تغییرات Mn در برابر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸. در این نمودار روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و آراگونیت (A)، تشکیل دهنده‌های عهد حاضر (R) و محدوده‌های آهکی برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی در آمریکا (CM) و آهک‌های ریدبی (Readbay) سیلورین در کانادا (CS) نشان داده شده است (Brand & Veizer, 1981). همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، نمونه‌های سازند تله‌زنگ همانند شکل ۱۲ تحت تأثیر یک سامانه دیاژنتیکی بسته قرار گرفته‌اند.

شکل ۱۴- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ. در این شکل محدوده‌های ایزوتوپی نمونه‌های کل کربناتی امروزی مناطق گرمسیری (Milliman & Muller, 1977)، نواحی معتدل تاسمانیا و زلاندنو (Rao & Nelson, 1992)، کربنات‌های سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی) با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیت مربوط به بخش کم‌ژرفای حوضه (Adabi and Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام (Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008)، کربنات‌های گوردون تاسمانیا (اردوویسین بالایی) با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی (Rao & Wang, 1990) و روزن‌داران کفزی مربوط به ریف‌های سدی بزرگ استرالیا (Morrison & Brand, 1987) به منظور مقایسه رسم شده است. توجه شود که نمونه‌های سازند تله‌زنگ با توجه به تغییرات بسیار اندک ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳، تأثیر فرایندهای دیاژنز جوی بر روی آنها اندک بوده است.

کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ صفحه
 آقابناتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه
 زهدی، ا.، آدابی، م. ح.، موسوی، م. ر.، امیری بختیار، ح.، غیبشای، ع.، صالحی، م. ع.، ۱۳۸۶- کاربرد روزن‌دارانی بتتیک بزرگ در بازسازی محیط رسوبی سازند تله‌زنگ در برش نمونه و برش سطحی کیالو (جنوب لرستان)، اولین همایش دیرینه شناسی ایران، صفحه ۱۱۱-۱۰۶
 مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه
 یزدی مقدم، م.، ۱۳۷۴- بیواستراتیگرافی سازندهای امیران و تله‌زنگ در حوضه لرستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۳۲ صفحه

References

- Adabi, M.H. & Asadi Mehmandosti, E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* (accepted).
 Adabi, M.H. & Rao, C.P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
 Adabi, M.H., 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished). University of Tasmania. Australia. 470 p.
 Anderson, T.F. & Arthur, M.A., 1983- Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: *Stable isotope in sedimentary geology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 10: 1-151.
 Bathurst, R.G.C., 1975- Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12. Elsevier, Amsterdam. 658 p.
 Beavington- Penney, S.J. & Racey, A., 2004- Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: application in palaeoenvironmental analysis. *Journal Earth-Science Reviews*, 67: 219-265.
 Beavington-Penney, S.J., 2002- Characterisation of selected Eocene Nummulites accumulations. PhD thesis, University of Wales, Cardiff.
 Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P. & Racey, A., 2006- The Middle Eocene Seeb Formation on Oman: An investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate setting, *Journal of Sedimentary Research*, 76: 1137-1161.
 Berberian, M. & King, G.C., 1981- Towards a palaeogeography and tectonics evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
 Billups, K. & Schrag, D. P., 2003- Application of benthic foraminiferal Mg/Ca ratios to questions of Cenozoic climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 209: 181-195.
 Boever, E.D., Swennen, R. & Dimitrov, L., 2006- Lower Eocene carbonate cemented chimneys (Varna, NE Bulgaria): Formation mechanisms and the (a) biological mediation of chimney growth. *Sedimentary Geology*, 185: 159-173.
 Brand, U. & Veizer, J., 1981- Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes: *Journal Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
 Budd, D.A., 1992- Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization: *Carbonates and Evaporites*, 7: 74-81.
 Buxton, M.W.N. & Pedley, H.M., 1989- Short paper: a standardised model for Tethyan Tertiary carbonates ramps. *Journal of the Geological Society (London)*, 146: 746- 748.
 Choquette, P.W. & James, N.P., 1987- Diagenesis in limestones - 3, the deep burial environment. *Geoscience Canada*, 14: 3-35.
 Comte, D. & Lehmann, P., 1974- Sur les carbonates de l'Ypre'sien et du Lute'tien basal de la Tunisie centrale. *Compagnie Française des Pétroles Notes et Mémoires*, 11: 275-292.

- Cosovic, V., Drobne, K. & Moro, A., 2004- Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50: 61-75.
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham, R., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional – texture. *American Association Petroleum Geology*, 1: 108 - 121.
- Hallock, P. & Glenn, E.C., 1986- Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies. *Palaios*, 1: 55- 64.
- Hottinger, L., 1983- Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30: 239-253.
- James, G.A. & Wynd, J.G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium Agreement Area, *American Association Petroleum Geology*, 49: 2182-2245.
- Jorry, S., 2004- The Eocene Nummulite carbonates (Central Tunisia and NE Libya): Sedimentology, depositional environments, and application to oil reservoirs. Ph.D. thesis, University of Geneva, Switzerland, 120 p.
- Lear, C.H., Elderfield, H. & Wilson, P.A., 2000- Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287: 269-272.
- 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*. p. 58-80.
- Longman, M.W., 1980- Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments, *American Association Petroleum Geology*, 64/4: 461-487.
- Luterbacher, H., 1998- Sequence stratigraphy and the limitations of biostratigraphy in the marine Paleogene strata of the Treppe Basin (central part of the southern Pyrenean foreland basin, Spain). In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail), SEPM Special Publication, 60: 303-309.
- Milliman, J.D. & Müller, J., 1977- Characteristics and genesis of shallow-water and deep-sea limestones. In: *Anderen, N.R. and Malahoff, A. (eds.): The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*. p. 655-672.
- Milliman, J.D., 1974- *Marine carbonates*: New York, Springer- Verlag, 375 p.
- Moore, C.H., 1989- Carbonate Diagenesis and Porosity, *Development in Sedimentology*, 46:338 p.
- Morrison, J.O. & Brand, U., 1987- Geochemistry of Recent marine invertebrates: *Geosciences*. Canada, 13: 237-254.
- Morse, J.W. & Mackenzie, F.T., 1990- *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*: New York, Elsevier, 707 p.
- Nelson, C.S. & Smith, A.M., 1996- Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review: *New Zealand Journal Geology, Geophysics*, 39: 93-107.
- Nelson, C.S., Winefield, P.R., Hood, S.T., Caron, V., Pallentin, A. & Kamp, P.J.J., 2003- Pliocene Te Aute limestones, New Zealand: expanding concepts for cool-water shelf carbonates. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 46: 407-424.
- Papazzoni, C.A. & Trevisani, E., 2006- Facies analysis, palaeoenvironmental reconstruction, and biostratigraphy of the “Pesciara di Bolca” (Verona, northern Italy): an early Eocene Fossil-Lagerstätte, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242: 21-35.
- Pingitore, N.E., 1978- The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and applications: *Journal Sedimentary Petrology*, 48: 799-814.
- Racey, A., 2001- A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential. *Journal Petroleum Geology*, 24: 79-100.
- Raja, R., Saraswati, P.K., Rogers, K. & Iwao, K., 2005- Magnesium and strontium compositions of recent symbiont-bearing benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, v. 58. p. 31-44.
- Rao, C.P. & Adabi, M.H., 1992- Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103: 249-272.
- Rao, C.P. & Nelson, C.S., 1992- Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand. *Marine Geology*, 103: 273.
- Rao, C.P. & Wang, B., 1990- Oxygen and carbonate isotope composition of Gordon Group carbonates (Ordovician) Florentine Valley, Tasmania, Australia. *Journal Earth–Science Reviews*, 37: 305-316.
- Rao, C.P., 1990 - Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 5: 209-221.
- 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- *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar*. Introduction to Sedimentology and Geochemistry, 206 p., Hobart (Tasmania).
- Rasser, M.W., Scheibner, C. & Mutti, M., 2005- A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain), *Facies*, 51: 217-232.
- Reichart, G.J., Jorissen, F., Anschutz, P. & Mason, P.R.D., 2003- Single foraminiferal test chemistry records the marine environment. *Geology*, 31: 355-358.
- Sarangi, S., Sarkar, A., Sarin, M.M., Bhattacharya, S.K., Ebihara, M. & Ray, A.K., 2001- Growth rate and life span of Eocene/Oligocene Nummulites tests: inferences from Sr/Ca ratio. *Terra Nova*, 13: 264-269.
- Saraswati, P.K., 2004- Ontogenetic isotopic variation in foraminifera - implications for palaeo proxy. *Current Science*, 56: 858-860.
- Serra-Kiel, J. & Reguant, S., 1984- Paleocological conditions and morphological variation in monospecific banks of Nummulites: an example. *Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine Memoire*, 6:557-563.
- Sinclair, H.D., Sayer, Z.R. & Tucker, M.E., 1998- Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. In: *Carbonate Ramps* (Eds V.P. Wright and T.P. Burchette), Geological Society of London, 149: 205-227.
- Stoll, H.M. & Schrag, D.P., 1998- Effects of Quaternary sea level cycles on strontium in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 1107-1118.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P., 1990- *Carbonate Sedimentology*. Oxford (Blackwell), 482 p.
- Veizer, J., 1983- Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates. In: *Reeder, R.J. (ed.): Carbonates: mineralogy and chemistry*. Reviews in Mineralogy, 11: 265-299.
- Veto, I., Ozsvárt, P., Futó, I. & Hetényi, M., 2007- 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.
- Wynd, A.G., 1965- Biofacies of the Iranian oil company agreement area (I.O.O.C), Report No. 1082, unpublished paper.
- Zachos, J.C., Bohaty, S., Quattlebaum, T., Sluijs, A., Brinkhuis, H., Gibbs, S.J. & Bralower, T.J., 2006- Extreme warming of mid-latitude coastal ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Inferences from TEX86 and isotope data, *Geological Society of America*, 34: 737-740.
- Zohdi, A., Adabi, M.H. & Ghobishavi, A., 2007- Palaeoenvironmental reconstruction, sequence stratigraphy and palaeotemperature estimation of the Upper Paleocene to Middle Eocene Tale-Zang Formation in the Zagros Basin, (south-west Iran), 13th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, University of East Anglia, Norwich, UK. 16-18 July, (in English).