# 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:۰۱/۲۸/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۰/۳۰

#### چکیدہ

توالی کربناتی سازند تلهزنگ به سن ائوسن پیشین- میانی عمدتاً از روزنداران کفزی بزرگ (مانند نومولیت و آلوئولینا) 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 رخساره های مختلف، ژرفای حوضه رسوبی و در نتیجه نوع زیر محیط حوضه رسوبی دیرینه (sub-paleoenvironment) تعیین شده است. بررسی رخساره ها منجر به شناسایی ۱۰ رخساره میکروسکوپی وابسته به ۴ کمربند رخساره ای پهنه کشندی، لاگون، پشته های سدی و دریای باز شده است. نبود رسوبات دوباره نهشته شده و رخساره های ریفی، تغییرات تدریجی رخساره ها و نیز گسترش وسیع پهنه های کشندی نشان می دهد که نهشته های 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 می توان برای این نهشته ها از اصطلاح سیستم رمپ کربناتی از نوع رمپ نهشته شده است. با توجه به فراوانی و تنوع بالای منصری و ایزوتوپی بین اجزاء زیستی (روزنداران کفزی) و اجزاء نازیستی (میکرایت) در کربناتی ماوند تلهزنگ حاکی از شرایط نزدیک تعادلی، تأثیر کم تفریق ایست شناختی و اثرات جنبشی مانند سروند تلهزنگ می توان برای این نهشته ها از اصطلاح سیستم رمپ کربناتی حاوی روزنداران فراوان استفاده کرد. مقایسه زمین شیمی منصری و ایزوتوپی بین اجزاء زیستی (روزنداران کفزی) و اجزاء نازیستی (میکرایت) در کربناتهای سازند تلهزنگ حاکی از شرایط نزدیک تعادلی، تأثیر کم تفریق زیست شناختی و اثرات جنبشی مانند سرعت رشد و یا عوامل ناشناخته دیگر است، و به همین دلیل مقدار دمای محاسبه شده آب دریا بر اساس سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن در کربناتهای زیستی با دمای اندازه گیری شده نمونه های نازیستی (میکرایت) تقریباً مشابه است. مطالعات سنگنگاری و زمین شیمایی نشان می دهد که نهشته های کربناتی سازند تلهزنگ تحت تأثیر دیژنز ضعیف جوی در یک محیط دیژنزی بسته همراه با نسبت پایین تبادلات آب ه سنگ (سازند بندان می در نژن شان می دهد که میمرا با نسبت پایین تبادلات آب به سنگ (ستی شوین هرا با نسبت پایین تبادلات آب به سنگ (میان می در برک

**کلیدواژه ها:** سازند تلهزنگ، روزن داران کفزی بزرگ، سکوی کربناتی، زمین شیمی، اجزای زیستی و نازیستی

#### ۱- مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس که با بسته شدن اقیانوس دیرینه تتیس تشکیل شده است، دارای ستبرای زیادی از رسوبات کربناتی است که در طی مزوزوییک و سنوزوییک بر جای گذاشته شدهاند (Berberian & King, 1981). از جمله رسوبات تشکیل دهنده این حوضه در سنوزوییک می توان به سازند تلهزنگ اشاره کرد که پس از فاز کوهزاییلارامید 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 آلوئولینا)است. فراوانی، تنوع، پخش و پراکندگی وسیع روزن داران کف زی (بنتیک) که در قسمتهای کمژرفاتر حوضه رسوبی یافت می شوند، از آنها ابزار دقیقی برای مناطق مورد مطالعه گسترش داشته و برای بازسازی محیط رسوبی دیرینه 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، علاوه بر نمونه های میکرایتی، از پوسته تعدادی از روزن داران کفزی بزرگ (مانند نومولیت و آلوئولینا) برای تعیین نوع و روند دیاژنز و همچنین مقایسه زمین شیمیایی نومولیت و ایزوتویی، بین اجزای زیستی و نازیستی استفاده شده است. این

در این مطالعه، برش نمونه سازند تلهزنگ در ۴۵ کیلومتری شمال خاور اندیمشک با مختصات جغرافیایی "۰۰ '۲۸ ° E: ۴۸ ° ۳۸ '۳۷ ° N: ۳۲۰ ، به همراه برش سطحی سازند تلهزنگ در تاقدیس کیالو در ۲۶ کیلومتری جنوب خاور پل دختر (استان لرستان) با مختصات "۰۰ '۵۲ °E: ۴۷ ° ۲۲ و "۰۰ 'N: ۳۲ مرداشت شده است. موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به این برش ها 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، چینه شناسی سازندهای مزوزوییک و سنوزوییک در WWW.SIP.W

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 ۶۶زیستزون معرفی کرده است.

– یزدی مقدم (۱۳۷۴) زیست چینهشناسی سازندهای امیران و تلهزنگ در حوضه لرستان را مطالعه کرد.

با این وجود، تاکنون هیچ گونه مطالعه دقیق محیط رسوبی و زمین شیمیایی بر روی نهشته های کربناتی سازند تلهزنگ صورت نگرفته است. لذا، هدف از مطالعه سازند تلهزنگ در این پژوهش، شناسایی رخساره های میکروسکوپی و بازسازی محیط رسوبی دیرینه سازند بر مبنای مطالعات صحرایی و رخساره ای، تعیین نوع و روند دیاژنز، تعیین دمای آب دریا در زمان تهنشینی سازند و مقایسه زمین شیمیایی 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 برگیرنده تغییرات عمودی سنگ شناسی و لایهبندی است، نیز تهیه شد. در مطالعات میکروسکوپی ۱۶۰ مقطع نازک از نمونه های سطحی مطالعه شد. مقاطع میکروسکوپی توسط محلول آلیزارین سرخ (Red-S) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش(Dickson (1965) رنگ آمیزی شدند. برای نامگذاری رخساره ها از روش (Duhham (1962) استفاده شده است.

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

دستگاه طیف- نورسنجی جذب اتمی (Atomic Absorption Spectrophotometry) در آزمایشگاه زمین شیمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تجزیه شیمیایی شدند. در این روش ۲۵/۰ گرم نمونه پودر شده توسط ۵۲ ۵ اسید کلریدریک ۱ مولار حل کرده و پس از ۲ ساعت، محلول به دست آمده را صاف کرده و به حجم ۵۰ cc می رسانیم، سپس با دستگاه طیف- نور سنجی جذب اتمی مقادیر عناصر اصلی (شامل Ca و Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (شامل Mn ۸۰ Mr و Fe) بر حسب پی پی ام اندازه گیری می شود.

در مطالعات ایزوتوپی علاوه بر نمونه های میکرایتی (تعداد ۲ نمونه از برش الگو و ۴ نمونه از برش سطحی کیالو)، ۱۰ نمونه از فسیل های نومولیت (۵ نمونه از برش الگو و ۵ نمونه از برش سطحی کیالو ) و ۴ نمونه از فسیل های آلوئولینا (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 نمونه ها به روش استاندارد، ۱۵ میلی گرم از این نمونه ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتی گراد قرار گرفته و کاز <sub>2</sub>CO متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف سنج جرمی (SIRA) الات III (Series II)

#### 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 می شود. جدا از دو سازند امیران و کشکان، تلهزنگ می تواند با سازند پابده نیز پیوند جانبی داشته باشد، به همین دلیل، گاه زبانه هایی از سازند تلهزنگ در درون سازند پابده مشاهده می شود که به آن بخش آهکی تلهزنگ نام داده شده است (آقانباتی، 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 هم شیب و پیوسته است. مرز بالایی آن نیز با کنگلومرا و ماسه سنگهای سازند کشکان به صورت هم شیب و ناپیوسته است(شکل ۳). در این برش، سازند تلهزنگ از سنگ آهکها و دولومیتهای خاکستری رنگ با لایه بندی متوسط و گاه ستبرلایه تشکیل شده و حاوی فسیل های فراوان است (شکل ۴). سن سازند تلهزنگ در این برش با توجه به معرفی سه زیست زون *Opertorbitolites* total range zone ، معرفی سه زیست زون wynd (1965) توسط (1965) mynd ائوسن پیشین تا میانی در نظر گرفته می شود.

#### - 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 ماسه سنگهای سازند امیران هم شیب است. مرز بالایی آن نیز با کنگلومرا از نظر سنگ های سازند کشکان به صورت هم شیب و فرسایشی است (شکل ۵). از نظر سنگ شناسی سازند تلهزنگ در این برش، صرفاً از لایه های آهکی با فسیل فراوان تشکیل شده است (شکل ۶). سازند تلهزنگ در این برش، عمدتاً از نومولیت ها و آلوئولیناهای کشیده تشکیل شده است، که منطبق با زیست زون اوس در 1965). WWW. 1965

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 فسیل های متعلق به اوایل ائوسن (ائوسن پیشین) در قسمتهای پایینی برش نمونه سازند تلهزنگ، به نظر می رسد که بخش های 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 آلوئولینا با سن ائوسن میانی است.

فراوانی بالای روزنداران کفزی با پوسته پورسلانی (مانند آلوئولینا و اربیتولیتس) به همراه جلبکههای سبز در برش نمونه در مقایسه با برش سطحی تاقدیس کیالو، یکی از دلایل کمژرفاتر بودن حوضه در زمان تشکیل سازند تلهزنگ در این منطقه است و از آنجا که دولومیت های 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 دولومیکرایت) است، کمژرفا بودن حوضه در این برش، شرایط لازم شدن سازند تلهزنگ در برش کیالو (بخش های 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 به این فرایند، دولومیتی شدن انتخابی بافتی (fabric selective dolomitization)

### ۴- رخسارههای میکروسکوپی و محیط رسوبی

توالی کربناتی سازند تلهزنگ عمدتاً از روزنداران کفزی بزرگ (برای مثال نومولیت و آلوئولینا) 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 رخساره های مختلف، ژرفای حوضه رسوبی و در نتیجه نوع زیر محیط رسوبی دیرینه (sub-paleoenvironment) تعیین شده است. بررسی رخساره های این سازند منجر به شناسایی ۱۰ رخساره میکروسکوپی وابسته به ۴ کمربند رخساره ای پهنه کشندی، لاگون، پشته های سدی و دریای باز شد (شکل ۷، J – ۸). کمربند رخساره ای پهنه کشندی تنها در بر دارنده ریزرخساره (دولو مادستون همراه با ذرات تخریبی کوارتز ریزرخساره های آلوئولینا و کستون، نومولیتس (کوچک و عدسی شکل) آلوئولینا سد به طرف دریای باز شامل ریزرخساره های آلوئولینا اینتر راکست گرینستون، ائویید پکستون و نومولیتس اینتراکلست گرینستون بوده و در نهایت کمربند رخساره ای شدی از شامل ریزرخساره های آلوئولینا اینتراکلست گرینستون، ائویید دریای باز شامل ریزرخساره های آلوئولینا یوده و در نهایت کمربند رخساره ای دریای باز شامل ریزرخساره های آلوئولینا یومولیتس (درشت و کشیده) پیکستون دریای باز شامل ریزرخساره موزی ان نومولیتس (درشت و کشیده) پرستون، دریای باز شامل ریزرخساره های آلوئولینا اینتراکلست گرینستون، ائویید دریای باز شامل ریزرخساره میکروسکوپی آسیلینابایو کلست و کشیده) پود، به ر

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 نمی توان از این ابزار به عنوان شاخصی مطمئن و قابل اعتماد برای تعیین ژرفای دقیق محیط رسوبی در زمان سنوزوییک 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)

# 

می توان مدلی برای توالی رمپ ایده آل در زمان ائوسن بر اساس توزیع روزن داران کفزی رسم کرد. در این مدل، میکروفسیلهای آلوئولینا و اربیتولیتیس با پوسته پورسلانی در بخشهای کم ژرفای حوضه (محیطهای لاگونی با درجه شوری بالا) و میکروفسیلهای نومولیت و اپر کولینا با پوسته هیالین در بخشهای میانی حوضه با ژرفای متوسط به فراوانی مشاهده می شوند. آسیلینا و دیسکوسیکلینا نیز در بخشهای ژرف تر حوضه و دور از ساحل زندگی می کنند (Beavington-Penney & Racey,2004; Luterbacher, 1998) اندازه، شکل، نسبت طول به ستبرادراین فسیل ها، می توان نوع و ژرفای نسبی محیط رسوبگذاری را مشخص نمود. از این وابستگی می توان برای تعیین رخساره ها و ژرفای دریاهای گرم (Buxton & Pedley, 1989; Beavington-Penney, 2002; دیرینه استفاده کرد (Hottinger, 1983; Hallock & Gleen, 1986)

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، می توان 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 توربیدایتها همراه با ساختهای ریزشی (slump structure)، وجود میکرایت در بیشتر رخسارهها، نبود رخسارههای ریفی در بخش دور از ساحل و تغییرات تدریجی رخساره ها به همدیگر نشان میدهد که نهشته های کربناتی سازند تله-زنگ به احتمال قوی در یک سکوی کربناتی از نوع رمپ نهشته شده است. به گونهای که می توان برای نهشته های 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، میکروفسیل های آلوئولینا، اربیتولیتیس و میلیولید با پوسته پورسلانی در بخشهای کمژرفای حوضه (محیطهای لاگونی با درجه شوری بالا) و میکروفسیل های نومولیت و آسیلینا با پوسته هیالین در بخش های میانی حوضه با ژرفای متوسط به فراوانی مشاهده می شوند. از آنجا که برش های مورد مطالعه از سازند تلهزنگ، در بخشهای کمژرفای حوضه رسوبی قرار گرفتهاند، نمي توان كم شيب بودن و يا شيبدار بودن سكوي كربناتي سازند تله زنگ 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).

#### 6- دیاژنز

به کلیه فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی که پس از رسوب گذاری و پیش از دگرگون شدن بر سنگها تأثیر می گذارند و باعث تبدیل رسوبات منفصل به سنگ متصل می شوند، دیاژنز گفته می شود (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 می دهد شامل: سیمانی شدن (comentation)، انحلال (dissolution)، فشردگی دولومیتی شدن نسبت به دیگر فرایندها در سازند تلهزنگ قابل توجه است.

### - سیمانی شدن (cementation)

از آنجا که سیمانی شدن در اغلب محیط های دیاژنتیکی رخ میدهد، لذا استفاده از آن WWW.SID.ur

در بازسازی تاریخچه دیاژنزی بسیار با اهمیت است. مطالعات سنگننگاری صورت گرفته بر روی نمونه های سازند تله زنگ، نشانگر آن است که در این رسوبات، فرایند سیمانی شدن به مقدار کم و صرفاً در رخساره های مربوط به کمربند سدی و عمدتاً به صورت سیمان هم بعد (equant cements) مشاهده می شود. البته همراه سیمان کلسیت اسپاری هم بعد، سیمان هم محور (syntaxial overgrowth)، بلوکی (blocky) و رشته ای (fibrous)، نیز در مقاطع نازک مطالعه شده، شناسایی شده است (شکل ماهده می شود.

#### - انحلال (dissolution)

انحلال از جمله فرایندهایی است که در محیطهای جوی نزدیک به سطح و محیطهای جوی (متاثوریکی)، زون مخلوط (Longman, 1980) و محیطهای دیاژنزی تدفینی صورت می گیرد (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 نمونه های مورد مطالعه از سازند تلهزنگ به صورت تماس نقطه ای، طولی، محدب – مقعر و با افزایش مقدار فشردگی به صورت تماس مضرس بین ذرات و ایجاد استیلولیت (stylolite) مشاهده می شود (شکل ۵٫۱۱ 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 کیالو 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، ۲۱). بر پایه مطالعات سنگ نگاری 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 میکروسکویی 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 ایزو توپ های O·C و نیز عناصر فرعی Sr·Na، Mn و Fr، و Fr بین کلسیت و آراگونیتهای زیستی در مقایسه با نازیستیها متغیر است. این اختلاف، به تفریق زیست شناختی یا فرایندهای متابولیکی و جنبشی مانند سرعت رشد نسبت داده می شود، که تعیین کننده ترکیب مقادیر ایزو توپ اکسیژن و کربن و عناصر اصلی و فرعی در اسکلتهای کربناتی است (Rao, 1966). در صورتی که این مقادیر در اجزای زیستی برابر با اجزای نازیستی باشد، حاکی از شرایط تعادلی (equilibrium condition) است (Bao, 1966).

از آنجا که ترکیب عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی ( C<sup>86</sup> و O<sup>818</sup>) در پوسته روزنداران کفزی درشت، مانند نومولیتهای موجود در محیطهای دریایی توسط شرایط شیمیایی و فیزیکی کنترل میشود، بنابراین، با استفاده از تجزیه عنصری ۱۰۷

# نا<u>لی</u>واولا

رسوبگذاری، دیاژنز و زمینشیام ابارند آناه نگ (نوبهان سانا)

و ایزوتوپی این پوسته ها می توان به تغییرات دمای دیرینه در طول زمان پی برد (Boever et al., 2006; Veto et al., 2007). در هنگام تجزیه های زمین شیمیایی بر روی پوسته روزن داران پلانکتون، به علت کوچک بودن پوسته آنها مشکلاتی وجود دارد، که این مشکلات در جنس های روزن داران کف زی درشت دیده نمی شود (Reichart et al., 2003). با توجه به اینکه سازند تلهزنگ سرشار از روزن داران کف زی درشت (نومولیت و آلوئولینا) است، لذا در این مطالعه، علاوه بر نمونه های میکرایتی، پوسته تعدادی از روزن داران کف زی درشت (مانند نومولیت و آلوئولینا) برای تعیین نوع و روند دیاژنز و همچنین مقایسه زمین شیمیایی عنصری و ایزوتوپی، بین اجزای زیستی و اجزای نازیستی مورد مطالعه قرار گرفتند. داده های عناصر اصلی و فرعی و داده های ایزوتوپی مربوط به نمونه های آهکی (نومولیت ها، آلوئولینا و میکرایت ها) به ترتیب در جدول ۲ و ۳ ارائه شده است.

#### - سديم (Na) –

مقدار Na در اجزای نازیستی (میکرایتها) سازند تلهزنگ بین ۹۹۴ تا ۹۸۷ پی پی ام (میانگین ۵۷۰ پی پی ام) تغییر می کند. (جدول ۲). مقادیر Na در این نمونهها پایین تر از سنگ آهکهای آراگونیتی نازیستی (abiotic) گرمسیری عهد حاضر (میانگین ۲۵۰۰ پی پی ام) (Veizer, 1983; Rao & Adabi, 1992) (Veizer, 1983; Rao & Adabi, 1992) است، زیرا سدیم در اثر تأثیر آبهای جوی کاهش پیدا می کند (Adabi & Rao,1991; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008) Na در نومولیتهای سازند تلهزنگ بین ۴۹۹ تا ۷۵۷ پی پی ام (میانگین ۵۸۳ پی پی ام) (Adabi & Rao,1991; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008) است (جدول ۲). کلسیتها و آراگونیتهای نازیستی سدیم کمتری نسبت به است (جدول ۲). کلسیتها و آراگونیتهای نازیستی سدیم کمتری نسبت به اجزای زیستی نسبت به اجزای نازیستی به تفریق زیست شناختی یا فرایندهای جوی و فرایندهای جنبشی و حضور میانبارهای سیال (Imacine)، در در در اسک مقدار سدیم در اجزای زیستی (نومولیتها) و اجرزای نازیستی (میکرایتها) مقدار سدیم در اجزای زیستی (نومولیتها) و اجرزای نازیستی (میکرایتها) سازند تلهزنگ حاکی از شرایط نزدیک تعادلی (Imacine)، است (جدول ۲).

#### - استرونسیم (Sr)

مقدار Sr در نمونه های میکرایتی سازند تله زنگ بین ۵۳۴ تا ۱۲۸۹ پی پی ام (میانگین ۸۳۱ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۲). مقادیر Sr این نمونه ها پایین تر از مقادیر معادل های عهد حاضر آنها (۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام) (Milliman, 1974) است، زیرا Sr در طی دیاژنز جوی کاهش می یابد (Adabi & Rao, 1991; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008). مقدار Sr در اجزای زیستی (نومولیت ها) سازند تله زنگ بین ۹۴۲ تا ۱۳۷۴ پی پی ام (میانگین (۱۹۶۸ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۲)، میانگین این مقدار تقریباً مشابه با مقادیر Sr موجود در نمونه های میکرایتی سازند تله زنگ است، که این می تواند به دلیل تعادل نومولیت ها با آب دریا، تأثیر کم تفریق زیست شناختی (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 پی پی ام (میانگین ۶۹ پی پی ام) تغییرمی کند. تغییرات Mn در نومولیت های سازند تلهزنگ بین ۳۴ تا ۶۳ پی پی ام (میانگین ۵۰ پی پی ام) است.

کربنات های آراگونیتی واقع در دریاهای گرم و کمژرفا، دارای Mn پایینی (کمتر WWW.SIL).W ۱۰۸

از ۲۰ پی پی ام) هستند، در حالی که مقدار Mn در نمونه های کل کربناتی مناطق معتدل امروزی، بالاتر از ۳۰۰ پی پی ام است (Rao Adabi, 1992). مقادیر Mn با افزایش تأثیر دیاژنز جوی افزایش می یابد (Rao, 1990) زیرا ضریب توزیع Mn در آب های جوی حدود ۱۵ بوده و تمرکز بسیار بالایی دارد (Pingitore, 1978)، بنابراین فراوانی Mn در نمونه های سازند تله زنگ می تواند به دیاژنز جوی نسبت داده شود. پایین تر بودن مقادیر Mn و Fe در نمونه های نومولیتی به ترتیب با میانگین ۵۰ و ۹۶ و ۴۳۹ پی پی ام نشان دهنده تأثیر کمتر فرایندهای دیاژنزی بر روی نمونه های نومولیتی است.

#### - كلسيم (Ca) و منيزيم (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 استرونسیم 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 می شود. بنابراین رسم نسبت Mr در برابر Mn می تواند 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 (Rao & Wang, 1991) و کربناتهای آراگونیتی سازند ایلام (کرتاسه بالایی) (Adabi & Rao, 1991) رسم شده است. در این نمودار، محدوده نمونههای کل کربناتی مناطق معتدل دریایی امروزی بالای محدوده سنگهای آهکی تله زنگ واقع میشوند، زیرا کربناتهای دریایی امروزی تحت تأثیر فرایندهای دیاژنز قرار نگرفته اند. در سنگآهکهای تله زنگ تغییرات کمی نسبت Mn در برابر Mn دیده می شود، این حالت، معرف یک سامانه دیاژنتیکی بسته در سنگ آهکهای سازند تله زنگ است. همان گونه که ملاحظه می شود، نمونههای نومولیتی Mn بالاتر و Mn پایین تری نسبت به نمونههای میکرایتی دارند زومولیتی Mn در انحلال کمتر در نمونه های زیستی (نومولیتها) باشد که می تواند نشانی بر انحلال کمتر در نمونه های زیستی (نومولیتها) باشد (Sarangi et al., 2001)

#### - نسبت استرونسیم به کلسیم (Sr/Ca)

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

# Jooic Lo

کنش آب با سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به تركيب اوليه 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 دیاژنز 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 دیاژنزی به میزان کم و ناچیز این رسوبات را تحت تأثير قرار داده است، که بيانگر بسته بودن سامانه دياژنتيکی است. **- تعیین نوع و روند دیاژنز در سازند تلهزنگ با استفاده از دادههای ایزوتوپی** به منظور تعیین روند دیاژنز، ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ قرار داده می شود، و با توجه به تغییرات این دو ایزوتوپ می توان نوع دیاژنز (جوی، تدفینی و دریایی) را مشخص کرد (Choquette & James, 1987). در دیاژنز جوی تغییرات نسبتاً زیادی در مقادیر C ن<sup>3</sup> و تغییرات کمتری در مقادیر O <sup>81</sup>8 نمونههای  $\delta^{13}\,\mathrm{C}$  کربناتی مشاهده می شود. تهی شدگی یا کاهش شدیدی که در مقادیر نمونهها به چشم میخورد، به دلیل فراوانی مواد آلی در خاکهای سطحی بوده که حاوی مقادیر قابل ملاحظهای C<sup>12</sup> هستند، و لذا نسبت C<sup>12</sup> C<sup>/13</sup> در نمونهها کاهش می یابد. تأثیر دیاژنز 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 برهم کنش 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 δ<sup>18</sup> و تغییرات ناچیز در مقادیر δ<sup>13</sup> C در نمونه های کربناتی می تواند حاکی از تأثیر فرایندهای دیاژنز تدفینی (burial diagenesis) بر روی نمونهها باشد. علت تغییرات ناچیز در مقادیر C <sup>31</sup>5 در مدل ایزوتوپی تدفینی به این دلیل است که تفریق ایزوتوپی کمتری بین نسبت C / <sup>12</sup> C / <sup>13</sup> با افزایش دما، در مقایسه با نسبت <sup>18</sup>O / <sup>16</sup>O وجود دارد. لذا در دیاژنز 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 نمونه های سازند تلهزنگ، حاکی از تأثیر بسیار کم فرایندهای دیاژنزی است. تغییرات ناچیز مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونهها، می تواند به دلیل تأثیر کم برهم کنش آب به سنگ در محیطهای بسته دياژنتيكى باشد (Lohmann, 1988).

به طور معمول، در فرایندهای دیاژنز جوی نسبت تغییرات ایزوتوپ اکسیژن کمتر از ایزوتوپ کربن است (Lohmann, 1988). نظر به این که نمونههای کربناتی (نوموليتها، آلوئولينا و ميكرايتها) سازند تلهزنگ، تغييرات بسيار اندك ايزوتوپ اکسیژن و کربن را نشان میدهند، این نمونهها باید اندکی تحت تأثیر دیاژنز جوی قرار گرفته باشند (شکل ۱۴). تغییرات ناچیز ایزوتوپ کربن در سازند تلهزنگ را می توان 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 فرايند دياژنز چيره و فراگير قرار نگرفتهاند(Sarangi et al., 2001). نبود ايزوتوپ کربن منفی در رسوبات کربناتی سازند تلهزنگ، گویای این است که این رسوبات تحت تأثیر فرایندهای دیاژنز وادوز (vadoze) قرار نگرفته و دیاژنز مواد آلی (organic diagenesis) در این کربناتها نیز بسیار ناچیز بوده است.

از آنجا که تفریق زیست شیمیایی (biochemical fractionation) در مجموعه جانورى(فونا)بر روى ايزو توپ كربن اثر چنداني ندارد،لذانمونه هاي زيستي (نوموليت ها و آلو والهاها) و نازیستی (میکرایتها) از نظر ایزوتوپ کربن مشابه بوده و هیچ گونه WWW. J.J.

اختلافی را نشان نمی دهند. در صورتی که مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه های نومولیتی در مقایسه بامیکرایت ها به میزان کم و در حدود PDB ۱/۰۴+سنگین تر است. در شکل ۱۵ روندهای پایدار دیاژنتیکی برای ترکیبهای کلسیت کممنیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و آراگونیت (A)، تشکیل دهندههای عهد حاضر (R) و محدوده های آهکی برلینگتون (Burlington) میسی سی پی در ایالات متحده آمریکا (CM) و آهکهای ریدبی (Readbay) سیلورین در کانادا (C<sub>s</sub>) نشان داده شده است (Brand & Veizer,1981). ملاحظه می شود که همهٔ نمونه ها همانند شکل ۱۳، در محدوده سامانههای بسته قرار گرفتهاند. این نمونهها Mn پایین و ايزوتوپ اکسيژن ۱۸ بالايي دارند، که نشان دهنده بسته بودن سامانه در زمان تشکيل آهکهای سازند تلهزنگ است. بالاتر بودن مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و پایین تر بودن مقادیر منگنز در نمونه های فسیلی (نومولیت ها)، در مقایسه با نمونه های نازیستی (میکرایتها) نشان دهنده تأثیر کمتر فرایندهای دیاژنزی بر روی این نمونه هاست.

# ۸- برآورد دمای آب دریا در زمان تهنشینی سازند تلهزنگ

از مهم ترین کاربردهای ایزو توپ اکسیژن در کربناتها، تعیین دمای تشکیل آنهاست (Morse & Mackenzie, 1990). برای این منظور، باید از نمونه های آهکی دریایی با کمترین میزان دگرسانی و سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده کرد. معمولاً سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشانگر دمای محیط رسوبی و سبک ترین 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 دیاژنزی 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 می شود. لذا دمای آب دریا در زمان تهنشینی سازند تلهزنگ با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن نمونههای نومولیتی که کمترین د گرسانی را نشان می دهند در حدود ۲۶/۵ درجه سانتی گراد 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 ۲۵ درجه سانتی گراد) میباشد.

#### ۹-نتیجهگیری

در سازند تلهزنگ در برشهای مورد مطالعه، ۱۰ رخساره میکروسکوپی مربوط به ۴ کمربند رخسارهای دریای باز، سد، لاگون و یهنه کشندی شناسایی شده است. شواهد صحرایی و زیررخسارههای سازند تلهزنگ در برشهای مورد مطالعه مانند تبدیل تدریجی رخساره های مربوط به زیرمحیط های مختلف به یکدیگر، گسترش رخسارههای کشندی و نبود رخسارههای ریفی و توربیدایتی گویای این است که سازند تلهزنگ به احتمال زیاد در یک سکوی کربناتی از نوع رمپ نهشته شده است. نزديک بودن مقادير عناصر اصلي، فرعي و ايزوتوپي در اجزاي زيستي (نوموليتها) و اجزای نازیستی (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 زمین شیمیایی نشان میدهد که نهشته های کربناتی سازند تلهزنگ تحت تأثیر دیاژنز ضعیف جوی در یک محیط دیاژنزی بسته همراه با نسبت پایین برهم کنش آب به

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

# تشكر و قدراني

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

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

اوليە افزايش زمان تأخيرى ►	فرايندهاى ديازنتيكى		
←→	- تخلخلهای اولیه (درون دانهای و بین دانهای)		
$\longleftrightarrow$	- سیمان فیبری هم ضخامت		
$\longleftrightarrow$	- دولوميتي شدن اوليه		
$\longleftrightarrow$	- سيمان هم بعد		
$\longleftrightarrow$	- سيمان بلوكى		
$\longleftrightarrow$	- تخلخلهای ثانویه (بین بلوری، قالبی، حفرهای)		
$\longleftrightarrow$	- دولومیتی شدن ثانویه (جانشینی یا تبلور مجدد)		
$\longleftrightarrow$	- سيمان هم محور شفاف		
<b>←</b>	- شكستگي و تغيير شكل دانهها		
← →	- استيلوليتي شدن		



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



از آقای دکتر امیری بختیار بی نهایت سپاسگزاری می نمایند. از جناب آقایان دكتر سايمون بوينگتون پنی (Simon Beavington-Penney,BG Group, UK) و دکتر غبیشاوی به سبب مشورتهای علمی در مراحل مختلف این تحقیق تشکر و قدرانی می شود. 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 آزمایش های عنصری سپاسگزاريم.

# جدول ۲- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه های 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

# جدول۳- تغییرات ایزوتوپهای اکسیژن و کربن در نمونههای آهکی (نوموليتها و ميكرايتها) سازند تلهزنگ.

	Sample No.	Description	δ <sup>13</sup> C‰	δ <sup>18</sup> Ο‰
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



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



شكل ۶- ستون چينه شناسي سازند تلهزنگ در برش سطحي تاقديس كيالو.



شکل ۸- توزیع روزنداران کفزی درشت در توالی کربناتی رمپ ایدهال ائوسن (اقتباس از Beavington-Penney & Racey, 2004).



کو<u>وری</u>

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 سنگ های سازند امیران. C) مرز بالایی سازند تلهزنگ در برش نمونه با سازند کشکان



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



شكل 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 اینتراکلست گرینستون (نور طبیعی). E) انویید گرینستون (نور طبیعی). F) آلوئولینا اینتراکلست گرینستون (نور طبیعی). G) انویید بایوکلست پکستون. (نور طبیعی). H) نومولیتس آلوئولینا پکستون (نور بالاریزه). I) آلوئولینا و کستون (نور پلاریزه). J) دولومادستون (نور طبیعی).



شکل ۱۰- مدل محیط رسوبی سازند تلهزنگ بر اساس فراوانی روزنداران کفزی درشت در برش های مورد مطالعه. این مدل مشابه با مدل های ارائه شده توسط محققان مختلف (,Comte & Lehmann, 1974; Serra-Kiel & Reguant) است. (1984; Beavington-Penney et al., 2006; Papazzoni & Trevisani, 2006) است.



شکل ۱۲- تغییرات Sr/Mn در برابر Mn در نمونه های آهکی سازند تله زنگ. محدوده های کل کربناتی معتدل امروزی تاسمانیا (Rao & Adabi, 1992)، آهک های سازند مزدوران مربوط به بخش کمژرفای حوضه (Adabi & Rao, 1991)، کربنات های آراگونیتی سازند ایلام (کرتاسه بالایی) (Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008) و آهک های گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی (Rao, 1990) با سن اردوویسین نیز به منظور مقایسه رسم شده است. همان گونه که ملاحظه می شود، نمونه های نومولیتی Sr/Mn بالاتر و Mn پایین تری نسبت به نمونه های میکرایتی دارند که می تواند نشانی بر انحلال کمتر در نومولیت ها باشد.



شکل ۱۳- نمودار مقادیر Mn در برابر Sr/Ca برای نمونه های آهکی سازند تلهزنگ. در این نمودار، محدوده هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پرمنیزیم (HMC) و کلسیت کممنیزیم (LMC) توسط (Brand & Veizer (1980) مشخص شده است. در نمونه های کربنات سازند تلهزنگ به دلیل بالا بودن مقادیر Sr/Ca و نیز پایین بودن مقادیر منگنز این نمونه ها تحت تأثیر کم دیاژنز جوی در یک محیط بسته دیاژنتیکی قرار گرفته اند.



ات ال

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



شکل ۱۱ - انواع فرایندهای دیاژنتیکی غالب در نهشته های کربناتی سازند تلهزنگ. (A) سیمان سوزنی هم ستبرا، که به طور واضح انوییدها و دیگر اجزای غیر اسکلتی (اینتراکلست و پلویید) موجود در مقاطع میکروسکوپی را فرا گرفته است (فلش زرد رنگ). B) سیمان کلسیت هم بعد. در نمونه های مورد مطالعه این سیمان به صورت موزاییک های نسبتاً هم بعد و بی شکل در داخل حجره های فسیلی، حفره ها و شکستگی های موجود در سنگ مشاهده می شود. C) سیمان بلوکی. در این تصویر، سیمان بلوکی با بلورهای درشت به صورت حفره پر کن در حفره ها و فضاهای خالی موجود در سنگ مشاهده می شود. D) سیمان هم محور در اطراف یک خارپوست. E و C) 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 نزدیک تر شدهاند، و فضای بین آنها کاهش یافته است، و همبری بین آنها به صورت طولی، محدب – مقعر و مضرس در آمده است. G) استیلولیت در یک رخساره نوولیتس وکستون، 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



شکل ۱۴- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونههای آهکی سازند تلهزنگن. در این شکل محدوده های ایزوتوپی نمونه های کل کربناتی امروزی مناطق گرمسیری (Milliman & Muller, 1977)، نواحی معتدل تاسمانیا و زلاندنو (Rao & Nelson, 1992)، کربنات های سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی) با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیت مربوط به بخش کمژرفای حوضه (Adabi and Rao, 1991)، کربنات های آراگونیتی سازند ایلام به بخش کمژرفای حوضه (Adabi and Rao, 1991)، کربنات های آراگونیتی سازند ایلام بالایی) با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی (Adabi and Rao, 1991)، کربنات های گوردون تاسمانیا (اردوویسین مربوط به ریف های سدی بزرگ استرالیا (Rao & Wang, 1990) و روزن داران کفزی رسم شده است. توجه شود که نمونه های سازند تلهزنگ با توجه به تغییرات بسیار اندک ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳، آثیر فرایندهای دیاژنز جوی بر روی آنها اندک بوده است.



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)، تشکیلدهندههای عهد حاضر (R) و محدودههای آهکی برلینگتون (Burlington) می سی سی در آمریکا (CM) و آهک های ریدبی (Readbay) سیلورین در کانادا (CS) نشان داده شده است (Brand ریدبی (Veizer, 1981 &). همان گونه که ملاحظه می شود، نمونههای سازند تلهزنگ همانند شکل ۱۲ تحت تأثیر یک سامانه دیاژنتیکی بسته قرار گرفتهاند.

#### كتابنگاري

آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳– ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آرین زمین، ۴۴۸ صفحه آقانباتی، 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.، غبیشاوی، ع.، صالحی، م. ع.، ۱۳۸۶– کاربرد روزندارانی بنتیک 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 paleoenviromental 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 palaeoenviromental 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 Franc, aise des Pe´troles Notes et Me´moires, 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 Tremp 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 benchic 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- Paleoecological 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- Efects 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- Palaeoenviromental 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).