

میکروفاسیس، چینه نگاری سکansı همراه با مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن مربوط به نهشته های ائوسن زیرین - میانی در کوههای زاگرس مرتفع

بنفشه الماسی نیا *

دانشجوی دکتری زمین شناسی، دانشگاه ارلانگن، نورنبرگ، آلمان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۲/۱۰

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۳/۲۲

چکیده

نهشته‌های ائوسن در مناطق حمزه علی و شلمزار شامل کربنات‌های سازند جهرم می‌باشد که به ترتیب دارای ضخامتی معادل ۱۷۶ و ۴۴۶ متر می‌باشد. نهشته‌های ائوسن در مناطق مورد مطالعه شامل آهک‌های نازک، متوسط تا ضخیم لایه و حتی توده‌ای با میان لایه‌های آهک مارنی و گاه "مارن خاکستری متمایل به زیتونی است. این نهشته‌ها بر روی سازند پایده و در زیر سازند آسماری قرار دارد. مطالعات پالئونتولوژی نشان می‌دهد که سن رسوبات در مقطع حمزه علی از ائوسن زیرین (SBZ12) شروع شده و در انتهای مقطع به سن ائوسن میانی (SBZ13) می‌رسد ولی در مقطع شلمزار کل توالی دارای سن ائوسن میانی می‌باشد. مهم‌ترین فرامینیفراهای بزرگ بنتیک در این مقاطع عبارتند از انواع Assilina که نشان از محیطی پر از استرس ولی غنی از مواد آلی می‌باشند. در دو مقطع مورد مطالعه تعداد ۱۲ میکروفاسیس و یک لیتوفاسیس کنگلومرایبی تشخیص داده شده است. علاوه بر این تعداد ۶ سکانس رسوبی (D.S) در مقطع حمزه علی و ۵ سکانس رسوبی در برش شلمزار (شامل TST، mfs و HST) تعیین شده است. مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن جهت تعیین دما قدیمه و روندهای دیاژنز بر روی نمونه‌هایی با حداقل دگرسانی (میکرابتی) در این مقاطع صورت گرفته است. بر اساس مطالعات ایزوتوپی صورت گرفته بر روی نمونه‌ها، دمای دیرینه محیط برای مقطع حمزه علی ۲۸/۵ درجه سانتیگراد و برای مقطع شلمزار ۲۲/۵ درجه سانتیگراد بدست آمده است. روند دیاژنز برای مقطع حمزه علی تدفینی و برای مقطع شلمزار متائوریکی معرفی می‌گردد.

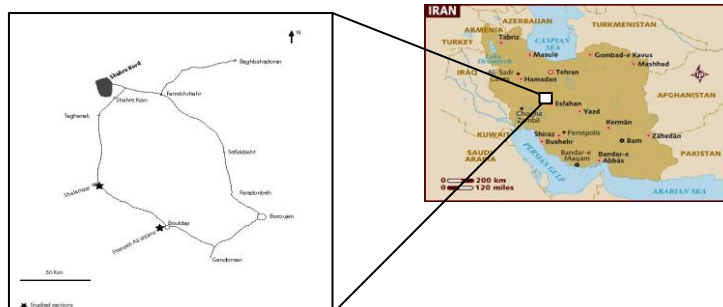
واژه‌های کلیدی: ائوسن میانی، ایزوتوپ کربن - اکسیژن، چینه شناسی سکansı، زاگرس مرتفع، سازند جهرم، میکروفاسیس

مقدمه

بسیاری توسط زمین‌شناسان بر روی رسوبات ائوسن صورت گرفته که می‌توان به تعدادی از آنها از جمله جیمز و واینند (۱۹۶۵)، رحقی (۱۹۸۳)، صیرفیان (۱۹۸۹)، ذاکرزاده (۱۹۹۸)، وزیري مقدم و همکاران (۲۰۰۱)، هوتینگر (۲۰۰۷)، بهرامی و همکاران (۲۰۰۷)، معلمی و همکاران (۲۰۰۹)، احمدی و نوروزی (۲۰۱۱)، خطیبی مهر و آدابی (۲۰۱۳) و خطیبی مهر و آدابی (۱۳۹۲) اشاره نمود.

موقعیت جغرافیایی: پس از مطالعات اولیه، دو برش حمزه علی و شلمزار در زاگرس مرتفع برای نمونه برداری رسوبات ائوسن مناسب تشخیص داده شد. برش امامزاده حمزه علی در ۳۰ کیلومتری غرب شهرستان بروجن واقع در استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد و دسترسی به مقطع از طریق جاده‌ای که بروجن را به بلداجی متصل می‌نماید میسر است. محل نمونه برداری در جاده بلداجی - امامزاده حمزه علی به مشخصات جغرافیایی $31^{\circ} 56'$ شمالی و $51^{\circ} 00'$ شرقی در منطقه بلداجی و در مجاورت امامزاده حمزه‌علی قرار دارد. برش شلمزار در ۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان شهرکرد مرکز استان چهارمحال و بختیاری واقع است و دسترسی به آن از طریق جاده‌ای که شهرکرد را به شلمزار متصل می‌نماید امکان پذیر می‌باشد. مشخصات جغرافیایی این برش $31^{\circ} 59'$ شمالی و $51^{\circ} 52'$ در منطقه شلمزار می‌باشد (شکل ۱).

رشته کوه زاگرس در غرب و جنوب غرب ایران گسترش دارد و از رشته کوه کرانه‌های دریاچه وان در کشور ترکیه آغاز شده و پس از گذشتن از استان‌های غربی و مرکزی کشور به منتهی‌علیه شرق یعنی استان هرمزگان ختم می‌گردد. از جمله مناطقی که این رشته کوه عظیم از آنها عبور می‌نماید استان چهارمحال بختیاری است که تقریباً در مرکز- غرب کشور قرار دارد. زاگرس حاصل برخورد دو صفحه تکتونیکی اورازیا و عربستان بوده که چین خوردگیهای متعدد و گنبد‌های نمکی فراوان آن را به محیطی مناسب جهت تولید و ذخیره نفت تبدیل کرده است. کوه‌های زاگرس را می‌توان به دو بخش زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده تقسیم‌بندی نمود (مطیعی، ۱۳۷۲). زاگرس مرتفع که بخش شمال شرقی رشته کوه زاگرس است که به صورت دیواره‌ای کاملاً بلند ولی با وسعتی کم (تقریباً ۸۰ کیلومتر) از سمت شمال‌غرب به جنوب شرق کشیده می‌شود که اغلب ارتفاعات مهم زاگرس و بعضاً کشور ایران در این منطقه واقع می‌گردد، ولی بخش زاگرس چین‌خورده در سمت غربی و جنوبی رشته کوه زاگرس قرار گرفته و نسبت به بخش مرتفع، پست‌تر و کم ارتفاع‌تر بوده و به لحاظ خصوصیات زمین‌شناسی دارای تاقدیس‌های بزرگ و کشیده گردیده که عمدتاً مخازن مهم و بزرگ نفتی کشور در این بخش قرار می‌گیرند. مطالعات



شکل ۱: موقعیت برش‌های مورد مطالعه در نقشه ایران و چگونگی دسترسی به مناطق مورد مطالعه

مواد و روش ها

از آنجائیکه بررسی رسوبات ائوسن در ناحیه زاگرس مرتفع مدنظر قرار گرفته بود لذا دو برش حمزه علی و شلمزار که از ضخامت نسبتاً بالایی برخوردار بوده و علاوه بر این راس و قاعده برشها، گسلی نبوده و از لحاظ دسترسی نیز سهل الوصول بودند مورد مطالعه قرار گرفتند. جهت مطالعات فسیل شناسی، میکروفاسیس، چینه نگاری سکansı و مطالعات ایزوتوپها تعداد ۸۰ نمونه از برش بلداجی و تعداد ۱۳۲ نمونه از برش شلمزار برداشت گردید. در این مطالعه تعداد ۱۲ نمونه از منطقه حمزه علی و تعداد ۱۳ نمونه از مقطع شلمزار جهت مطالعات ایزوتوپی برداشت و آنالیز آنها در دانشگاه ارلانگن کشور آلمان با دستگاه Mass Spectrometer صورت گرفته است. در این تحقیق سعی شده است که آنالیز ایزوتوپهای پایدار کربن و اکسیژن بر روی رسوبات و تعدادی از فرامینیفرها انجام شود و بر آن اساس به اطلاعاتی درخصوص دمای دیرینه و روند دیاژنز در منطقه پی برد. برای مطالعات میکروفاسیس ها از روش دانهام (۱۹۶۲) استفاده شده است.

نتایج

مطالعات چینه شناسی: کل مقاطع نمونه برداری شده در زاگرس مرتفع از تنوع فسیلی بویژه فرامینیفرها بزرگ بنتیک (کفزی) و پلانکتونی برخوردار بودند بطوریکه با استفاده از فسیل های شاخص بنتیک و پلانکتونیک زون های بنتیک کم عمق ناحیه مشخص و بدین ترتیب سن دقیق آن تعیین گردید. تعدادی از فسیل های شاخص و

اثرگذار در مطالعات بیواستراتیگرافی و کرونواستراتیگرافی عبارتند از:

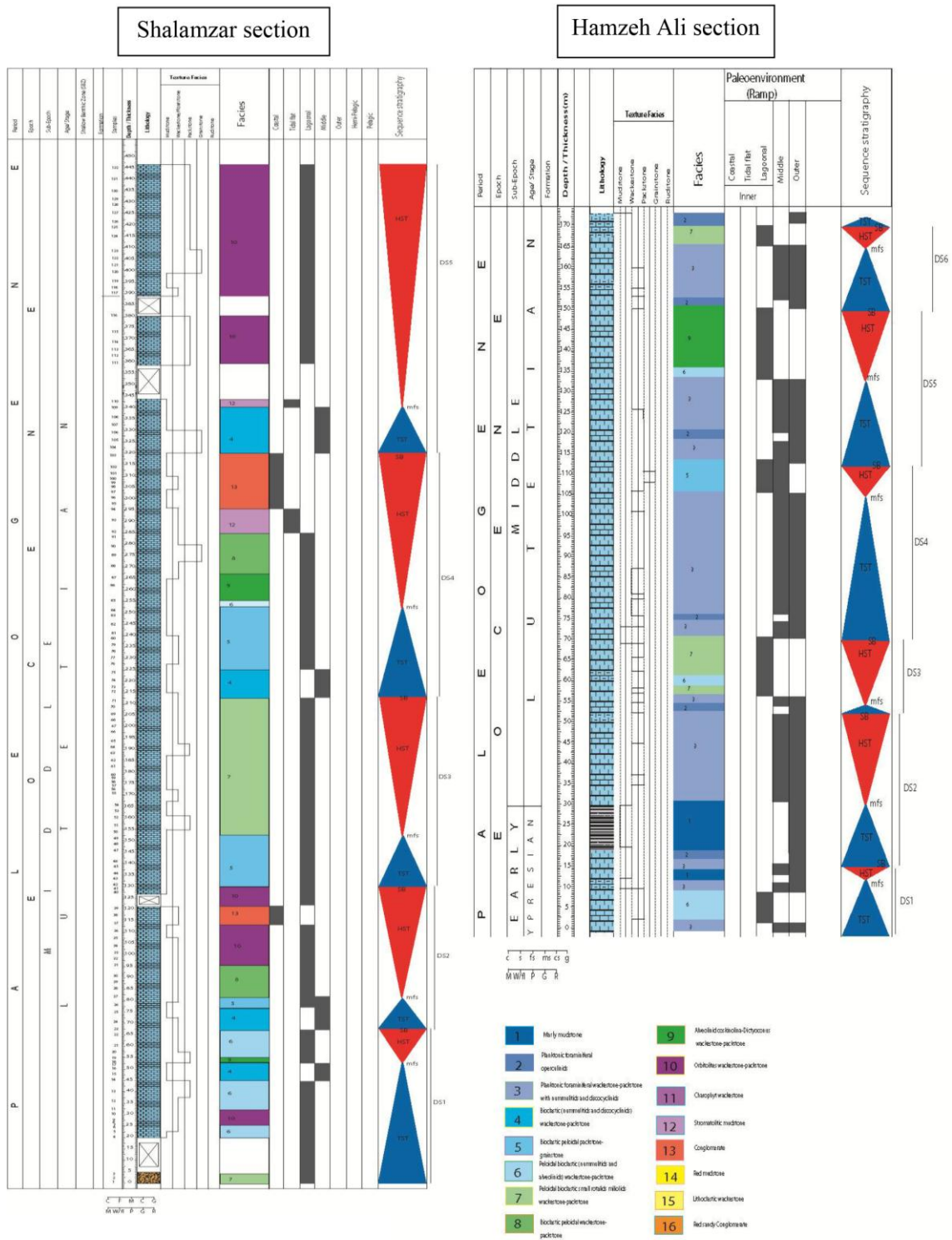
Nummulites globulus (Leymerie, 1846), *Alveolina oblonga* (d'Orbigny, 1826), *Assilina plana* (Schaub, 1981), *Assilina granulose* (d'Archiac, 1848), *Orbitolites complanatus* (Lamarck, 1801), *Discocyclina barkeri* (Vaughan and Cole, 1941), *Nummulites perforata* (De Montfort, 1808), *Nummulites gallensis* (Heim, 1908), *Assilina exponens* (Sowerby, 1840), *Alveolina elliptica* (Davies, 1940), *Alveolina elliptica elliptica* (Sowerby, 1840), *Discocyclina mestieri* (Vaughan, 1945), *Discocyclina nummulitica* (Gümbel, 1868), *Discocyclina varians* (Kaufmann, 1867), *Discocyclina dispansa taurica* (Sowerby, 1840), *Discocyclina dispansa nussdorfensis* (Sowerby, 1840), *Assilina spinosa* (Davies, 1937), *Discocyclina augustae* (Weijden, 1940)

تعدادی از فسیل های پلانکتونی مهم این برش ها عبارتند از:

Acarinina bullbrooki (Bolli, 1957), *Globorotalia crassata* (Cushman, 1925), *Truncorotaloides rohri* (Brönnimann and Bermúdez, 1953), *Turborotalia centralis* (Cushman and Bermúdez, 1937), *Morozovella formosa* (Bolli, 1957), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman, 1925), *Morozovella aff. aragonensis* (Nuttall, 1930), *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) and *Morozovella caucasica* (Glaessner, 1937)

بر این اساس سن نهشته های کربناته سازند جهرم در برش های مورد مطالعه ائوسن زیرین تا ائوسن میانی تعیین شده است.

ستونهای چینه شناسی دو برش حمزه علی و شلمزار به همراه مطالعات چینه شناسی سکansı در شکل ۲ آمده است.



شکل ۲: توزیع عمودی خصوصیات سنگ شناسی، ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند چهارم در دو برش حمزه علی و شلمزار در جنوب شهرکرد

مطالعات چینه شناسی سکانسی

هدف از مطالعه سکانسهای رسوبی در مقاطع حمزه علی و شلمزار از سازند جهرم در ناحیه زاگرس مرتفع در اطراف استان چهار محال و بختیاری شناسایی مرزهای سکانسی درجه سوم می باشد. این سکانسهای رسوبی شامل سیستم رسوبی پیشرونده مربوط به بالا رفتن سطح آب (TST)، دسته رسوبی مربوط به کاهش سطح آب (HST)، حداکثر سطح غرقابی (mfs) و مرزهای سکانسی (SB) می باشند. سیستم رسوبی پیشرونده (Transgressive Systems Tract) (TST) در کلیه رخنمونهای سازند جهرم دیده شده است بطوریکه در دو برش حمزه علی و شلمزار به کرات این سیستم دیده می شوند. این بخش معمولاً با فرامینیفرهایی از نوع نومولیت، آسلینا و دیسکوسیکلینا و در بعضی مواقع آلوئولینا شروع شده و به بخشهای عمیق تر حوضه که توسط فسیلهای پلانکتونی احاطه شده اند شناخته می شوند. اگرچه در برداشت های صحرائی شواهدی برای تشخیص سریع و واضح حداکثر سطح غرقابی (mfs) دیده نمی شود ولی وجود پلوئیدهای گرینستونی که از ضخامت بسیار کمی برخوردارند می تواند نشانگر انتهای (TST) باشد.

در خصوص محدوده سیستم های پسرونده (HST) (Highstand Systems Tract) از حداکثر سطح غرقابی (mfs) با فسیلهای پلانکتونی شروع شده و در پایان به مرز سکانس رسوبی (Sequence

Boundary) ختم می شود. در برشهای مورد مطالعه کلیه مرزهای سکانسی به دلیل تدریجی بودن این مرز در سازند جهرم از نوع SB2 در نظر گرفته شده اند. تنها در قسمتی که سازند پابده به جهرم تبدیل می شود از نوع SB1 می باشد. در این بخش محدوده سیستم غرقابی به طرف بالا کم عمق می شود و فرامینیفرهایی از قبیل نومولیت های عدسی شکل، با پوسته سنگین و هم چنین آلوئولینا بیشتر می شوند.

در مطالعات چینه نگاری سکانسی در برش بلداجی تعداد ۶ و در برش شلمزار تعداد ۵ سکانس رسوبی درجه ۳ تشخیص داده شده است.

مطالعات میکروفاسیس

بررسی و شناسایی رخساره های برشهای حمزه علی و شلمزار از سازند جهرم در منطقه شهرکرد با در نظر گرفتن خصوصیات رخساره ای و سنگ شناسی در منطقه و مقاطع نازک صورت گرفته است. توصیف و نامگذاری، دسته بندی ریز رخساره ها با توجه به روشهای ارائه شده توسط دانهام (۱۹۶۲)، امبری و کلوان (۱۹۷۱)، ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) انجام شده است. بر پایه این تحقیق ۱۳ ریز رخساره به شرح جدول ۱ شناسایی گردید که حاکی از رسوبگذاری در محیط های جزر و مدی، لاگون (محصور و نیمه محصور) و دریای باز می باشد.

جدول ۱: عناوین و مشخصات ریز رخساره‌های سازند جهرم در دو برش مورد مطالعه

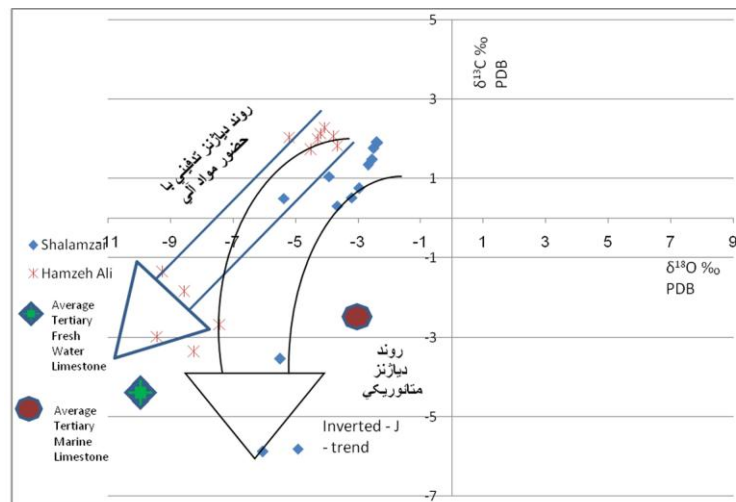
ردیف	عنوان میکروفاسیس	دانه ها		محیط شناسایی شده
		اجزا اسکلتی	اجزا غیر اسکلتی	
۱	مادستون مارنی	فرامینیفرهای پلانکتونیک خلی کم شامل Morozovella Subbotina Acarinina		عوارض دیاژنتیکی غالب تراکم - شکستگی
۲	فرامینیفرهای پلانکتونیک اپرکولینیده دیسکوسیکلینیده و کستون	فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک به مقدار کم	پلوئید	-
۳	فرامینیفرهای پلانکتونیک همراه با نومولیتیده و دیسکوسیکلینیده و کستون / پکستون	بریوزا و قطعات اکینودرم		تراکم - انحلال فشاری
۴	بیوکلاستیک (نومولیتیده و دیسکوسیکلینیده) و کستون / پکستون	بریوزا ، مرجان ، اکینوئید، فرامینیفرهای بنتیک مسطح و پهن به میزان فراوان	دانه های کوارتز- انکوئید	انحلال - شکستگی - آهن دار شدن
۵	بیوکلاستیک پلوئیدال پکستون / گرینستون	مرجان ، اکینوئید، نرمتان ، فرامینیفرهای بنتیک	پلوئید	آشفستگی زیستی
۶	پلوئیدال بیوکلاستیک (نومولیتیده و دیسکوسیکلینیده) و کستون / پکستون	دوکفه ایها، اکینوئید	پلوئید - انکوئید	-
۷	پلوئیدال بیوکلاستیک (روتالیده های کوچک و میلیولیده ها) و کستون / پکستون	مرجان ، اکینوئید، نرمتان ، میلیولیدا ، استراکود ، روتالیده های کوچک	پلوئید	تراکم - انحلال فشاری
۸	بیوکلاستیک پلوئیدال و کستون / پکستون	اکینوئید، نرمتان ، میلیولیدا ، فرامینیفرهای بنتیک فراوان	پلوئید	شکستگی - انحلال فشاری
۹	آلوئولینا کاسکینولینا دیکتیوکونوس و کستون / پکستون	اکینوئید ، استراکود ، روتالید های کوچک	-	-
۱۰	اوربیتولیتس و کستون / پکستون	جلبک های سبز، قطعات اکینوئید و نرم تنان	دانه های کوارتز، پلوئیدها	-
۱۱	کاروفیت مادستون / و کستون	جلبک کاروفیت ، استراکود ، روتالید	-	تراکم
۱۲	استروماتولیتیک مادستون	فاقد فسیل مشخص	-	رگچه های انحلالی و آهن دار شدن
۱۳	کنگومرا			Coastal

ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن:

در این مطالعه عمدتاً از نمونه‌های میکریتی که کمترین آثار دیاژنز را متحمل شده بودند پودر تهیه گردید. از آنجائیکه پودر تهیه شده بایستی از ریزترین اندازه برای ذرات برخوردار باشد لذا با استفاده از مته دندانپزشکی پودری در حد متوسط ۵ میلی گرم تهیه شد و جهت انجام آزمایشات به آزمایشگاه ژئوشیمی در دانشگاه Erlangen در کشور آلمان ارائه گردیدند. کلیه نتایج با نماد δ و با استاندارد PDB می‌باشند. دقت دستگاه‌های آزمایشگاهی برای دو ایزوتوپ پایدار $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ مطابق با استاندارد

آزمایشگاهی معتبر دنیا و در حد $\pm 0.1\%$ می‌باشد. علاوه بر استاندارد PDB برای ایزوتوپ پایدار اکسیژن از استاندارد SMOW نیز استفاده می‌شود.

مقادیر حاصله برای ایزوتوپ‌های کربن (δ_{PDB}) و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$) در جدول ۲ با توجه به نوع سنگ، محل جمع‌آوری نمونه‌ها و واحد چینه‌شناسی ذکر شده‌اند. اطلاعات مربوط به ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن به صورت دیاگرام و در شکل ۳ نمایش داده شده است.



شکل ۳: نمایش نتایج حاصل از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در دو مقطع شلمزار و حمزه علی و مقایسه آنها با متوسط این ایزوتوپها در کربناتهای آب شیرین و سنگ آهکهای دریایی دوره ترشیاری

علامت نشانه نمایش داده شده است (کیت و وبر، ۱۹۶۴).

دیاژنز: پیش از آنکه از اطلاعات ایزوتوپی برای بازسازی محیط دیرینه استفاده شود، بایستی به شدت عملکرد دیاژنز در نمونه‌های اصلی پرداخت. سنگهای کربناته به ویژه سنگهای آهکی، بیش از هر دسته دیگر سنگهای رسوبی، قبل و بعد از سخت شدن در معرض تغییرات دیاژنزی قراردارند. این تغییرات در برخی از سنگهای آهکی به شکل

گسترش کلی مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) از -5.87% تا 2.29% در تغییر بوده و میانگین آن مقدار (PDB) -1.79% است همچنین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ از -9.42% تا -2.38% در تغییر بوده و میانگین آن (PDB) -5.9% می‌باشد.

همچنین در شکل ۳ متوسط میزان ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در ترکیبات آهکی دریا و آب شیرین مربوط به دوره ترشیاری بصورت

دمای قدیمه حوضه رسوبی در هنگام ته نشست این گونه سیمان ها می باشد (آدابی و راو، ۱۹۹۱؛ کارپنتر و لوهمن، ۱۹۹۵).

انواع سیمانها می توانند وسیله تشخیص محیطهای دیاژنتیکی شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). نتایج حاصل از سیمانها در مقایسه با نتایج حاصل از سایر اجزای تشکیل دهنده کربناتها دقیق تر و قابل اعتمادتر است (گونزالس و لوهمن، ۱۹۸۵). منافذ و حفرات ایجاد شده در سازند جهرم توسط سیمان کربناته پر شده است.

بر اساس روند ایزوتوپی نمونه ها می توان نتیجه گرفت که دیاژنز در مقطع حمزه علی بیشتر از نوع تدفینی کم عمق با حضور مواد آلی می باشد. همانطور که در شکل شماره ۳ ملاحظه می شود برای کربناتهای این برش از زاگرس مرتفع دیاژنز تدفینی از نوع کم عمق پیشنهاد می شود، بنابراین عمق دیاژنز نمی تواند در این نواحی به زون تخمیری (Fermentation zone) هم برسد. به علاوه مقادیر ایزوتوپ پایدار کربن ($\delta^{13}C$) هرگز از مقدار تقریبی 6- عدول نکرده و این نشان دهنده آن است که در زمان انشقاق متان، گاز CO_2 حضور نداشته است. لذا توزیع ایزوتوپ پایدار کربن ($\delta^{13}C$) در رسوبات این نواحی از زاگرس را مدیون تاثیر باکتریهای غیر هوازی کاهنده ماده آلی و تخریب متان بیوژنیک بوسیله باکتریهای کاهنده سولفات می دانیم. از آنجائیکه آنالیز ایزوتوپ پایدار کربن ($\delta^{13}C$) برای ماتریکس و یک نمونه فرامینیفر بنتیک صورت گرفته است. میزان ایزوتوپ کربن در نمونه های ماتریکس و فرامینیفرهای بنتیک نمونه های حمزه علی تقریباً مشابه بوده و تغییرات ناچیزی را نشان می دهند. میزان ایزوتوپ کربن ($\delta^{13}C$) در نمونه های شلمزار تغییرات بیشتری را نشان می دهد که می تواند حاکی از فراوانی مواد آلی و تجزیه آنها در این نمونه ها

جابجایی، نظیر دولومیتی شدن موجب تغییر ترکیب شیمیایی سنگ می گردد. در برخی دیگر این تغییرات تنها آرایش و نظم بلوری کانی های تشکیل دهنده سنگ را شامل می شود. در هر صورت هر کدام از این تغییرات ممکن است منجر به تبدیل رسوبات متخلخل به رسوبات سخت و کم تخلخل شود. فرایندهای دیاژنزی در محیطهای نزدیک سطح دریا تا محیطهای دفنی عمیق رخ می دهند و نقش اساسی در کاهش و یا افزایش خلل و فرج را بازی می کنند (توکر، ۲۰۰۱). از آنجائیکه فرایندهای دیاژنزی بر تخلخل نهشته ها اثر می گذارند، این فرایندها نقش مهم در بهبود یا کاهش ویژگیهای مخزنی دارند. این فرایندها سبب تغییر در توزیع عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Na, Mn, Fe, Sr)، ایزوتوپیهای پایدار اکسیژن ($\delta^{18}O$) و کربن ($\delta^{13}C$) تغییر در ساختار اجزای کربناته و کانی شناسی کربناتها می شوند.

با مطالعه مقاطع نازک ملاحظه گردید که در بسیاری از موارد، پوسته فرامینیفرها دارای پوشش میکرباتی است که این بیانگر رسوبگذاری همزمان با دیاژنز و در شرایط فریاتیک دریایی می باشد (باتورست، ۱۹۷۵).

آثار فشردگی از قبیل انحلال فشاری، ترک و شکاف در پوسته فرامینیفرها قابل مشاهده است که این نیز بیانگر شرایط ابتدایی سنگی شدن می باشد. سیمان اسپاریت نیز بندرت وجود دارد. نئومورفیسم و سایر پدیده های آلتراسیون نیز بندرت در نمونه ها مشاهده می شود.

از آنجائیکه هر نوع سیمان ویژگی یک محیط دیاژنزی خاص را نشان می دهد، می توان با بررسی انواع سیمان های موجود تا حدود زیادی به تاریخچه تدفین پی برد. سیمان دریایی به دلیل در تعادل بودن با محیط بهترین مورد جهت انجام آزمایش ایزوتوپی و عناصر فرعی به منظور تعیین

این تغییرات حاکی از دگرسانی بیشتر به دلیل دمای بالاتر می‌باشد. لذا این نمونه‌ها یک روند دیاژنز تدفینی را نشان می‌دهند (لوهمن، ۱۹۹۰). نتایج آنالیزهای ایزوتوپی در دو مقطع حمزه علی و شلمزار در جدول ۲ ارائه شده است.

باشد، و لذا روند دیاژنز در این نمونه‌ها بصورت J برگشته (Inverted - J- trend) یعنی دیاژنز متائوریکی را نشان می‌دهد. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) در برش حمزه علی تغییرات بیشتری را نسبت به برش شلمزار نشان می‌دهد.

جدول ۲: نتایج آنالیز ایزوتوپیهای پایدار کربن و اکسیژن در نمونه‌های سازند چهارم در دو برش مورد مطالعه

شماره نمونه	نوع سنگ	موقعیت	واحد چینه شناسی	$\delta^{18}\text{O}$ PDB %	$\delta^{13}\text{C}$ PDB %	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
SH1	میکریت	شلمزار	چهرم	-2.50	1.77	28.34
SH8	میکریت	"	"	-2.96	0.76	27.86
SH14	میکریت	"	"	-2.38	1.91	28.46
SH16	میکریت	"	"	-2.54	1.48	28.30
SH23	میکریت	"	"	-2.68	1.35	28.15
SH25	میکریت	"	"	-3.92	1.05	26.87
SH40	میکریت	"	"	-2.4	1.92	28.44
SH43	میکریت	"	"	-3.19	0.52	27.63
SH45	میکریت	"	"	-3.66	-0.31	27.14
SH56	میکریت	"	"	-5.37	0.5	25.38
SH106	میکریت	"	"	-4.92	-5.81	26.15
SH110	میکریت	"	"	-6.04	-5.87	24.69
SH118	میکریت	شلمزار"	چهرم"	-5.48	-3.54	22.17
H1	میکریت	حمزه علی	چهرم	-4.08	2.29	26.7
H7	میکریت	"	"	-4.5	1.73	26.3
H14	پوسته فرامینیفر	"	"	-4.29	2.00	26.49
H27	میکریت	"	"	-5.21	2.04	25.55
H31	میکریت	"	"	-3.78	2.05	27.02
H34	میکریت	"	"	-4.19	2.14	26.6
H51	میکریت	"	"	-3.67	1.83	27.13
H64	میکریت	"	"	-9.42	-2.98	21.2
H65	میکریت	"	"	-9.25	-1.35	21.4
H66	میکریت	"	"	-8.56	-1.85	22.09
H79	میکریت	"	"	-7.41	-2.67	23.28
H80	میکریت	"	"	-8.24	-3.37	23.45

آب شیرین با آب دریا می‌تواند باعث تقلیل میزان ایزوتوپ پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) گردد که معمولاً در محیط‌های حاشیه‌ای مانند دهانه رودخانه‌ها، لاگون و ... رخ داده و باعث تغییر میزان ایزوتوپ پایدار اکسیژن به سمت مقادیر منفی می‌شود (شارکار و همکاران، ۱۹۹۶) همچنین تبخیر

ببحث میزان ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) در کربنات کلسیم عمدتاً به دو عامل اصلی بستگی دارد، دما و ترکیب ایزوتوپی آب دریا (شاگلتن، ۱۹۷۴) که میزان ایزوتوپ پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) آب اقیانوس‌ها در اثر فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی متفاوت می‌تواند تغییر یابد. بطور مثال آمیختن

آن نهشته شده از فرمول آندرسون- آرتور (۱۹۸۳) استفاده شده است:

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14 (\delta_c - \delta_w) + 0.13 (\delta_o - \delta_w)^2$$

$$T = \text{دما بر حسب درجه سانتیگراد}$$

δ_c = میزان ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های کربناته در مقیاس PDB

δ_w = میزان ایزوتوپ اکسیژن در آب دریا در زمانیکه کلسیت تشکیل شده است در مقیاس SMOW

از آنجاییکه میزان δ_w برای هر دوره زمین شناسی متفاوت است لذا برای دوره ائوسن -0.85% در مقیاس SMOW در نظر گرفته شده است (شاکلتن و کنت، ۱۹۷۵؛ بارن، ۱۹۸۳؛ لسویر و آلمان، ۱۹۹۹؛ ویزر و همکاران، ۱۹۹۹؛ کروک و همکاران، ۲۰۰۳). پس دمای دیرینه آب دریا در زمان رسوبگذاری برای مقطع حمزه علی معادل $28/5$ درجه سانتیگراد محاسبه شده است، اما برای مقطع شلمزار دمای دیرینه آب با در نظر گرفتن سنگین ترین میزان ایزوتوپ پایدار اکسیژن (-2.38%) معادل $22/5$ درجه سانتیگراد محاسبه گردیده است.

نتیجه گیری

برشهای حمزه علی و شلمزار شامل سازند چهارم به سن ائوسن زیرین تا میانی بوده که با ضخامت‌های متفاوت در زاگرس مرتفع رخنمون دارند. لیتولوژی این رسوبات شامل آهک‌های نازک لایه، متوسط تا ضخیم لایه و حتی توده‌ای (Massive) بوده که بر روی سازند پابده و در زیر سازند آسماری قرار دارند. با عنایت به شواهد صحرایی و مقاطع نازک تهیه شده، در این برشها تعداد ۱۳ میکروفاسیس تشخیص داده شده است. با وجود آنکه ضخامت برش حمزه علی خیلی کمتر از برش شلمزار است ولی تعداد ۶ سکانس برای مقطع

می‌تواند باعث غنی‌شدن میزان ایزوتوپ پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) گردد (آدابی، ۱۳۹۰).

بطور کلی ایزوتوپ پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) کربنات‌ها بوسیله دو عامل اصلی کنترل می‌شوند: (۱) ایزوتوپ پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) موجود در کربنات‌ها که در آب دریا موجود بوده است و (۲) از طریق CO_2 محلول تامین می‌شود (امریخ و همکاران، ۱۹۷۰)، ولی مبنای محاسبات و تصمیم گیریها ایزوتوپ پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) آب دریا بوده که در دریا‌های عهد حاضر معادل (SMOW) 0% است.

ایزوتوپ پایدار کربن در کربنات‌های آب شیرین بواسطه حضور CO_2 محلول حاصل از تخریب مواد آلی کاهش می‌یابند. چنین فرآیندی اساساً به دلیل عملکرد در زون غنی از مواد آلی و کاهنده سولفات ایجاد می‌شود. کربنات‌ها همچنین بطور غیرمعمول می‌توانند از اکسیداسیون متان بیوژنیک ایجاد شوند ولی در زیر زون تخمیری (بدون هوا) از باکتریهای کاهنده سولفات منشاء گرفته و باعث کاهش ایزوتوپ کربن می‌شوند.

تعیین دمای دیرینه محیط: برای تعیین دمای دیرینه اینگونه رسوبات کربناته از ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) استفاده شده است (مورس و مکنزی، ۱۹۹۰). از آنجاییکه ایزوتوپ پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) به دمای محیط وابسته است و با تغییرات آن تغییر خواهد داشت لذا برای تعیین دمای دیرینه محیط از ایزوتوپ پایدار اکسیژن استفاده شده است. به منظور تعیین دما از نمونه‌هایی با کمترین میزان دگرسانی و یا سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) استفاده می‌شود و برای محاسبه دمای دیاژنتیکی از سبک ترین ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) استفاده می‌گردد (آدابی و راو، ۱۹۹۶). برای محاسبه دمای آبی که کلسیت در

منطقه حمزه علی به لحاظ نزدیکی به زون سنندج - سیرجان که در آن زمان فعالیت آتشفشانی بالایی داشته از دمای بالاتری نسبت به منطقه شلمزار برخوردار بوده است به همین دلیل تنوع و فراوانی مجموعه فسیلی در منطقه یاد شده بسیار غنی تر از منطقه شلمزار است. دمای قدیمه محیط برای برش حمزه علی ۲۸/۵ درجه سانتیگراد و برای برش شلمزار ۲۲/۵ درجه سانتیگراد محاسبه شده است.

حمزه علی و تعداد ۵ سکانس رسوبی برای مقطع شلمزار مشخص گردید. بر اساس مطالعات ایزوتوپی و مشاهدات مقاطع میکروسکوپی فرایند دیاژنز را می توان در مقطع حمزه علی تدفینی و از نوع کم عمق (Shallow Burial) و با حضور مواد آلی در نظر گرفت. در حالیکه در فاصله‌ای کمتر از ۵۰ کیلومتر دیاژنز در برش شلمزار از نوع متائوریک بوده است. با توجه به شرایط مناطق در آن زمان و فاصله نسبی دو منطقه از یکدیگر می توان چنین نتیجه گرفت که

منابع

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۲ ص.

-Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran: Sed. Geology, v. 72, p. 253-267.

-Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1996. Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g. from Iran and England), 13th Geology Conv, Australia, (abstract).

-Barron, E.J., 1983. A warm equable Cretaceous: the nature of the problem, Earth Science Review, v.19, p. 305-338.

-Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis, Developments in Sedimentology, v. 12, Elsevier, Amsterdam. 658 p.

-Carpenter, S.J. and Lohmann, K.C., 1995. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of modern brachiopod shells. Geochimica et Cosmochimica Acta, v.59, p.3749-3764.

-Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: W.E.Ham (ed.), classification of carbonate rocks, American Association Petroleum Geologists Memoir, v.1, p.108-121.

-Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Berlin, Springer-Verlag, 976 p.

-González, L.A. and Lohmann, K.C., 1985. Carbon and oxygen isotopic composition of Holocene reefal carbonates, Geology, v.13 (11), p.811-814.

-Gröcke, D.R., Price, G.D., Rufell, A.H., Mutterlose, J. and Baraboshkin, E., 2003. Isotopic evidence for Late Jurassic- Early Cretaceous climate change, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.202, p.97-118.

-Emrich K., Ehhaalt, D.H. and Vogel J.C., 1970. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium

carbonate, Earth Planetary Science letters, v. 8, p. 363-371.

-Keith, M. L. and Weber Y. N., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.28, p.1787-1816.

-Lecuyer, C. and Allemand, P., 1999. Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater: Implications for the climate interpretation of the $\delta^{18}\text{O}$ of marine sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.63, p. 351-361.

-Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*, New York, Elsevier, 707 p.

-Sarkar, A., Ray, A.K. and Bhattacharya, S.K., 1996. Stable isotope studies of fossiliferous Palaeogene sequence of Kutch, Western India: palaeoenvironmental implications: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 121, p. 65-77.

-Shackelton, N.J. and Kennett, J.P., 1975. Palaeotemperature history of Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP site 277, 279 and 281. In: Kennett, J.P. and Houtz, R.E., (eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, XXIX: U.S. Government, Printing Office, Washington D.C.*, p. 743-755.

-Tucker, M. E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*; Blackwell, 262 p.

-Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. and Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, v.161, p. 59-88.