

رسوب‌شناسی و محیط رسوبی کنگلومراهای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح بخش زیرین سازند الیکا (تریاس زیرین) در کوه‌های البرز

داود جهانی*

دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۶/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۲۷

چکیده

برای بررسی کنگلومراهای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح بخش زیرین سازند الیکا (تریاس زیرین) چهار برش چینه‌ای در کوه‌های البرز در شمال ایران انتخاب شد. ستبرای بخش زیرین سازند الیکا در این برش‌ها از ۹۵ متر در برش الگو تا ۱۹۵ متر در برش ورسک است. این بخش به‌طور عمده در برگیرنده تناوبی از سنگ‌آهک نازک تا ضخیم‌لایه با آشفتنگی زیستی فراوان و شیل است که در شرایط آرام و طوفانی نهشته شده‌اند. کنگلومراهای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح از مهم‌ترین رخساره‌های طوفانی هستند. این کنگلومراها با مرز ناگهانی یا فرسایشی در میان رخساره‌های وابسته به شرایط آرام جای دارند. ستبرای رخساره‌ها از چند سانتی‌متر تا ۱۰۰ سانتی‌متر است و به‌طور عمده از اینتراکلت‌های در اندازه گراول ساخته شده‌اند. اینتراکلت‌ها در لایه‌های نازک به‌طور افقی تا نیمه افقی هستند ولی در لایه‌های ضخیم‌تر به‌طور زاویه‌دار و گاه در جهات مخالف هم قرار دارند. بافت آنها به‌طور عمده ردستون و گاه فلوتستون است. بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهند که این کنگلومراها به‌وسیله جریان‌های ایجاد شده از منشأ طوفان‌های قوی در زیر محیط‌های دریای باز، پشته‌های زیردریایی، تالاب و پهنه‌های کشندی/برجستگی‌های ساحلی وابسته به پلاتفرم‌های رمپ همشیب کربناته نهشته شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: کنگلومرای با قله‌های مسطح، رخساره‌های طوفانی، تریاس زیرین، سازند الیکا.

*نویسنده مسئول: داود جهانی

E-mail: d_jahani@iau-tnb.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

برش‌های سیدآباد، ورسک و غزنوی انتخاب شدند (شکل ۱). با توجه به اینکه در تفسیر کنگلومراهای کربناته درون‌حوضه‌ای، سایر رخساره‌های همراه آنها بسیار اهمیت دارد به‌همین سبب در برش‌های یاد شده، تغییرات عمودی و جانبی تمامی رخساره‌ها مورد مطالعه قرار گرفت و بر پایه تغییرات رخساره‌ای ۳۵۰ نمونه برداشت شد. در بررسی‌های صحرایی به سنگ‌شناسی، بافت، لایه‌بندی، ترکیب، ساختمان‌های اولیه فیزیکی و بیورژنیکی و نیز محتویات خرده‌های اسکلتی و فسیل‌ها توجه شد. از تمامی نمونه‌های برداشت شده مقاطع نازک میکروسکوپی و از برخی از آنها مقطع صیقلی برای بررسی ترکیب، بافت، فابریک، ساختمان‌ها و دیاژنز تهیه شد. برای نام‌گذاری رخساره‌ها از طبقه‌بندی (Dunham, 1962) و (Embry and Klovan, 1971) استفاده شد. Dunham (1962) حداکثر اندازه ذرات ماتریکس را ۲۰ میکرون در نظر گرفته است ولی در اینجا اندازه حداکثر ذرات ۶۰ میکرون در نظر گرفته شده است. برای توصیف و تفسیر رخساره‌ها و نیز مقایسه آنها در سایر نواحی دنیا از منابع مختلف استفاده شده است (Wilson, 1975; Aigner, 1982; Sepkoski, 1982; Tucker and Wright, 1990; Wignall and Twitchett, 1999; Flügel, 2010; Lasemi et al., 2012).

۲- چینه‌نگاری سازند الیکا

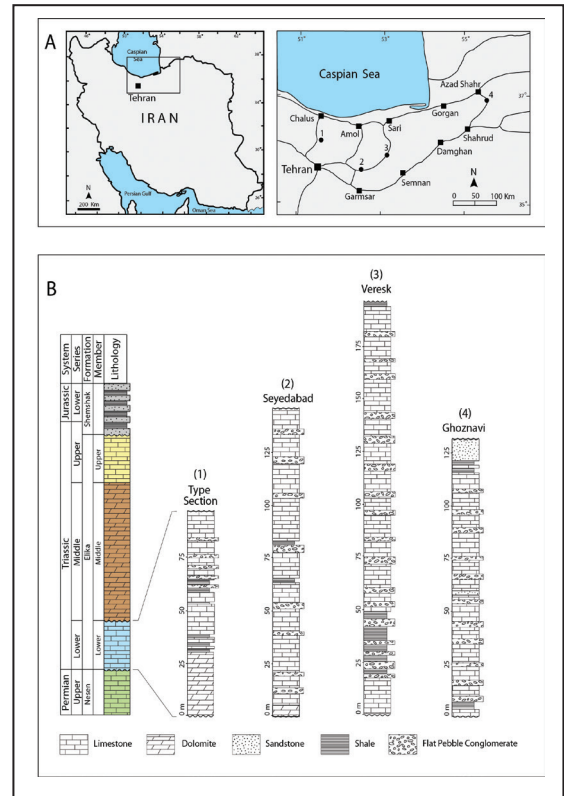
برش الگوی سازند الیکا در ۵ کیلومتری روستای الیکا در رشته‌کوه‌های البرز توسط (Glaus, 1964) معرفی شده است. سازند الیکا در برش الگو دارای ۲ بخش به ستبرای ۲۹۵ متر و به سن تریاس پیشین و میانی است و با ناپیوستگی همشیب بر روی نهشته‌های کربناته چرت‌دار سازند سنن به سن پرمین پسین و به واسطه افق ضخیم لاتریتی در زیر نهشته‌های سیلیسی-آواری سازند شمشک به سن تریاس پسین-ژوراسیک جای دارد. سازند الیکا در کوه‌های البرز به دلیل وجود فرایندهای مختلف رسوب‌گذاری و فرسایش قاره‌ای بعدی، ضخامت‌های مختلف و سنگ‌شناسی گوناگون دارد (شکل ۱). به‌طوری که در بیشتر برش‌ها دارای ۲ یا ۳ بخش به نام‌های: (۱) بخش سنگ‌آهک نازک‌لایه زیرین، (۲) بخش دولومیت میانی و (۳) بخش سنگ‌آهک بالایی و ضخامت آن از ۲۰۰ متر تا بیش از ۱۰۰۰ متر است (Glaus, 1964; Zeninetti et al., 1972; Lasemi et al., 2012).

توصیف و تحلیل دقیق کنگلومراهای کربناته درون‌حوضه‌ای در توالی‌های چینه‌نگاری در تفسیر شرایط رسوب‌گذاری، محیط رسوبی، جغرافیای قدیمه، آب‌وهوای قدیمه و چینه‌نگاری سکانسی بسیار اهمیت دارد. این رخساره‌ها در بیشتر محیط‌های رسوبی از زمان‌های مختلف گزارش شده است. از بارزترین کنگلومراهای کربناته درون‌حوضه‌ای، کنگلومرای با قله‌های مسطح با بافت ردستون تا فلوتستون است. این کنگلومراها از اینتراکلت‌های تابولار و گرد شده ساخته شده‌اند (Sepkoski, 1982). منشأ آنها در بیشتر گزارش‌ها به فرسایش و کنده شدن لایه‌های سنگ‌آهک سخت شده زودرس بر اثر طوفان‌های بزرگ و سهمگین نسبت داده شده است (Sepkoski, 1982; Mount and Kidder, 1993; Wignall and Twitchett, 1999; Myrow et al., 2004; Komatsu et al., 2014). کنگلومراهای با قله‌های مسطح در طول زمان‌های مختلف به‌ویژه به‌طور فراوان در توالی‌های غنی از کربناته کامبرین و اردوویسین پایینی (Sepkoski, 1982; Mount and Kidder, 1993; Kwon et al., 2002; Myrow et al., 2004; Lasemi et al., 2012; Wignall and Twitchett, 1999; Pruss et al., 2005; Lasemi et al., 2008 and 2012; Komatsu et al., 2014) گسترش دارند.

با آنکه توصیف و تحلیل کنگلومراهای کربناته درون‌سازندی در مقالات متعددی مورد بررسی قرار گرفته و مکانیسم‌های مختلفی برای آنها گزارش شده است با این حال بررسی‌ها نشان می‌دهند که این کنگلومراها در شرایط و محیط‌های رسوبی مختلفی تشکیل می‌شوند و گاه تردیدهایی در خصوص نحوه تشکیل آنها وجود دارد. این امر به ویژه به دلیل کمبود کنگلومراهای کربناته درون‌سازندی و در نتیجه مدل‌های مناسب در نهشته‌های امروزی تقویت می‌شود. هدف از این مطالعه، رسوب‌شناسی، تفسیر محیط رسوبی و مکانیسم‌های تشکیل‌دهنده کنگلومرای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح بخش زیرین سازند الیکا در حوضه رسوبی البرز است.

۲- روش کار

برای بررسی کنگلومراهای درون‌حوضه‌ای بخش زیرین سازند الیکا، ۴ برش سطحی در کوه‌های البرز در شمال ایران از باختر به خاور به نام‌های برش الگوی الیکا و



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه: (۱) الگو؛ (۲) سیدآباد؛ (۳) ورسک؛ (۴) غزنوی؛ و ستون‌های چینه‌نگاری سازند الیکا در برش‌های مورد مطالعه و موقعیت کنگلومراهای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح در آنها.

۳-۱. بخش سنگ آهک نازک لایه زیرین سازند الیکا

بخش سنگ آهک نازک لایه زیرین سازند الیکا در برش الگو به ضخامت ۹۵ متر است. این در حالی است که در برخی برش‌ها مانند برش ورسک ضخامت آن به ۱۹۵ متر هم می‌رسد (شکل ۱). این بخش به‌طور عمده از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه و گاه ضخیم لایه با میان‌لایه‌های شیل به رنگ‌های خاکستری، زرد، صورتی و قرمز ساخته شده است (شکل‌های ۲-الف و ب). افزون بر سنگ‌های یاد شده، در برش غزنوی یک لایه ماسه‌سنگ کوارتز آرنیتی به رنگ سفید تا صورتی کم رنگ در قسمت بالایی بخش زیرین وجود دارد.

از شواهد بارز بخش زیرین سازند الیکا، وجود آشفته‌گی زیستی فراوان و آثار کرمی شکل (شکل‌های ۲-ت و ث) و رخساره‌های طوفانی به‌ویژه کنگلومرای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح است (شکل ۲-ج). آئیدها، ایتراکست‌ها و پلویدها مهم‌ترین آلوم‌های غیراسکلتی این بخش هستند. محتوای فسیلی این بخش به‌طور عمده میکروگاستروپودها، دوکفه‌ای‌ها (به‌ویژه کلاریا) و روزن‌بران کفزی و به‌میزان کمتر استراکدها، اکتینودرم‌ها، کنودونت‌ها و سرپولیدها هستند (طهماسبی، ۱۳۸۶؛ لاسمی و جهانی، ۱۳۸۰؛ جهانی و کیانی‌راد، ۱۳۸۶).

وجود لایه‌های فراوان آثار کرمی شکل و دوکفه‌ای‌های نوع کلاریا سبب شده است که این واحد به‌نام‌های "Calcaire vermicule" یا "Claria-beds" نامیده شوند. وجود برخی روزن‌بران و دیگر فسیل‌های شاخص سبب شده است که بخش زیرین سازند الیکا به سن تریاس پیشین (اسکتین) در نظر گرفته شود (طهماسبی، ۱۳۷۶؛ Nakazawa et al., 1981؛ Zaninetti et al., 1972؛ Hirsch and Sussli, 1973؛ Stampfli et al., 1976؛ Seyed-Emami, 2003).

بخش زیرین سازند الیکا در برش الگو با ناپیوستگی همشیب بر روی سازند نسن به سن پرمین پسین و در بیشتر نواحی به‌واسطه افق ضخیم لاتریت/بوکسیت بر روی سازند روته به سن بخش آغازین پرمین پسین جای دارد. این بخش همچنین با ناپیوستگی همشیب و به واسطه افق هوازد/کنگلومرای پیشرونده در زیر بخش دولومیت میانی سازند الیکا جای دارد. این ناپیوستگی دارای اهمیت جهانی بوده و از مناطق دیگری مانند طبس، کپه‌داغ و نخلک در ایران و کشورهای پاکستان،

آلمان و اسپانیا نیز گزارش شده است (طهماسبی، ۱۳۷۶؛ Haq et al., 1987؛ Alavi et al., 1997؛ Lasemi et al., 2008 and 2012).

۳-۲. بخش دولومیت میانی سازند الیکا

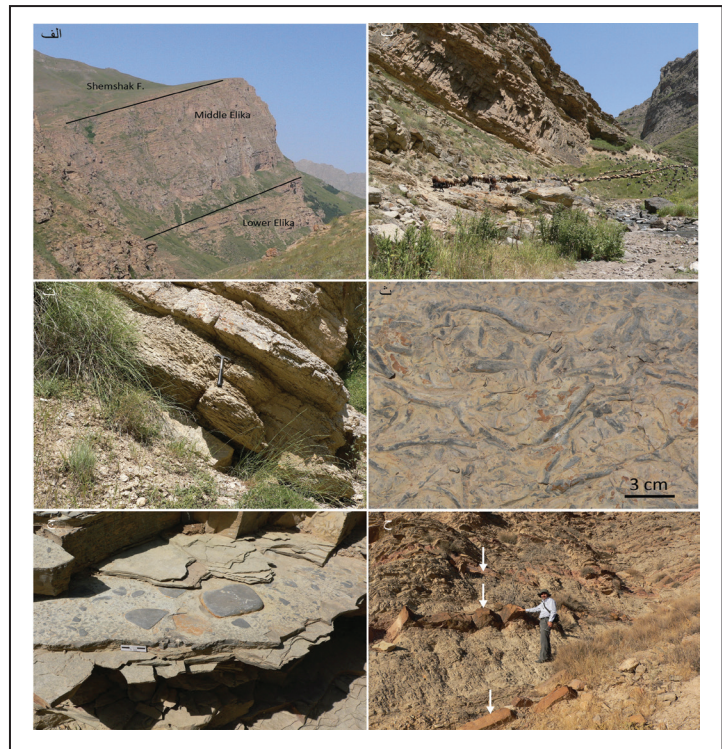
ستبرای بخش دولومیت میانی سازند الیکا در برش الگو ۲۰۰ متر (شکل ۲-الف) و در برش ورسک بالغ بر ۶۰۰ متر است. این بخش در قسمت پایین از دولومیت‌ها و سنگ آهک‌های دولومیتی نازک تا متوسط لایه به رنگ کرم تا کرم مایل به زرد و در قسمت بالا از دولومیت‌های متوسط تا بسیار ضخیم لایه به رنگ خاکستری تا خاکستری مایل به قهوه‌ای ساخته شده است. وجه تمایز اصلی این بخش از بخش زیرین، نبود آشفته‌گی زیستی فراوان، رخساره‌های طوفانی و فسیل‌های شاخص است.

۳-۳. بخش سنگ آهک بالایی سازند الیکا

بخش سنگ آهک بالایی سازند الیکا در برش الگو وجود ندارد و تنها در نواحی محدودی مانند آرو، ورسک و شه‌میرزاد دیده می‌شود که به نام «سنگ آهک آرو» یا «بخش ورسک» نامیده شده است. ستبرای این بخش حداکثر ۱۰۰ متر بوده و از سنگ آهک‌های متوسط لایه تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن با روزن‌بران شاخص به سن لادنین پسین تا کارنین و با تردید نورین پیشین ساخته شده است (طهماسبی، ۱۳۷۶؛ Brönnimann et al., 1972؛ Zaninetti et al., 1972؛ Stampfli et al., 1976؛ Seyed-Emami, 2003).

۴- رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری بخش زیرین سازند الیکا

بررسی گسترده صحرایی و میکروسکوپی بخش زیرین سازند الیکا در ۴ برش مورد مطالعه منجر به شناسایی ۴ گروه رخساره‌ای وابسته به دریای باز، سد/پشته‌های زیرآبی، تالاب، پهنه‌های کشندی/برجستگی‌های ساحلی شده است. در این گروه‌های رخساره‌ای به‌صورت بین‌لایه‌ای تعداد زیادی از رخساره‌های طوفانی با ضخامت‌های متغیر وجود دارند که در شرایط طوفانی پدید آمده‌اند و به‌طور عموم با سطوح فرسایشی بر روی رخساره‌های وابسته به شرایط عادی جای می‌گیرند.



شکل ۲- الف) نمایی از بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا در برش الگو که به واسطه افق ضخیم لاتریتی در زیر نهشته‌های شیل و ماسه‌سنگی سازند شمشک قرار گرفته است. نگاه به سمت جنوب باختر؛ ب) بخش زیرین سازند الیکا در برش الگو. نگاه به سمت شمال خاور؛ ت) شیل با میان‌لایه‌های نازک سنگ آهک و دارای آشفتنگی زیستی فراوان در بخش زیرین سازند الیکا، برش الگو؛ ث) سنگ آهک نازک لایه با آشفتنگی زیستی («ورمیکوله») مربوط به شکل ت؛ ج) کنگلومرای درون‌حوضه‌ای با قلوه‌های مسطح، برش الگو، طول مقیاس ۳ سانتی‌متر است؛ ح) شیل با میان‌لایه‌هایی از کنگلومرای درون‌حوضه‌ای با قلوه‌های مسطح، برش غزنوی، نگاه به سمت شمال خاور.

۵- کنگلومرای درون‌حوضه‌ای با قلوه‌های مسطح

تنوع اینتراکست‌ها به تنهایی و یا همراه با سایر دانه‌ها در رخساره‌های طوفانی سبب ساخته شدن انواع مختلف نهشته‌های طوفانی اینتراکست‌دار به نام کنگلومرا با قلوه‌های مسطح در بخش زیرین سازند الیکا شده است. این کنگلومراها ضخامت‌های متغیری دارند و در محیط‌های رسوبی مختلف پدید آمده‌اند. رخساره کنگلومرا با قلوه‌های مسطح با توجه به ویژگی‌های بافتی و وابستگی محیطی از چند رخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

۵-۱. رخساره رودستون / فلوئستون اینتراکستی (A1)

این رخساره از بارزترین و فراوان‌ترین رخساره کنگلومرا با قلوه‌های مسطح در بخش زیرین سازند الیکا است (شکل ۲- ج). در بررسی‌های صحرایی ستبرای آن از چند سانتی‌متر تا ۱ متر و میانگین آن بین ۳۰ تا ۵۰ سانتی‌متر است. این رخساره با قاعده فرسایشی و یا ناگهانی بر روی شیل و یا سنگ آهک نازک لایه و با مرز ناگهانی به‌طور مجدد در زیر رخساره‌های شیل یا سنگ آهک نازک قرار می‌گیرد. لایه‌های مربوطه گسترش جانبی زیادی دارند. به‌طوری که گاه تا صدها متر بدون تغییر محسوس در ضخامت لایه‌ها گسترش دارند (شکل ۲- ح). رنگ این رخساره با توجه به رنگ آلوکم‌ها (به‌ویژه اینتراکست‌ها) و زمینه به‌طور عمده خاکستری و قهوه‌ای و گاه قرمز است. طول اینتراکست‌ها به‌طور معمول از چند میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر (در برخی از لایه‌ها گاه بیش از ۴۰ سانتی‌متر) و ستبرای آنها از کمتر از ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر (بیشتر در اندازه ۱ تا ۵ میلی‌متر) است. اینتراکست‌ها بیشتر به شکل تابولار، صفحه‌ای/ مسطح، بیضوی، کروی و گاه چند ضلعی و یا بی‌قاعدگی با گوشه‌های گرد شده تا نیمه گرد شده هستند. جورشدگی در بیشتر لایه‌ها ضعیف و تنها در چند لایه نازک نسبتاً خوب است. اینتراکست‌ها در داخل لایه‌های کم‌ضخامت به‌طور معمول به‌صورت افقی در داخل لایه‌ها قرار دارند. در حالی که در لایه‌های با ضخامت زیاد به‌صورت افقی، نیمه‌افقی (بیشتر بین ۱۰ تا ۳۰ درجه) تا نسبتاً قائم دیده می‌شوند. به‌طور کلی با افزایش ضخامت لایه‌ها، درصد دانه‌های زاویه‌دار نسبت به دانه‌های افقی افزایش می‌یابد. اینتراکست‌ها جهت‌یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند، با این حال در برخی موارد جهت‌یافتگی‌ها به‌صورت دوطرفه هستند. این دانه‌ها در بیشتر موارد تغییر شکل پلاستیکی نشان نمی‌دهند. تنها در چند لایه

به‌طور محدود در تعداد اندکی از اینتراکست‌ها تغییر شکل پلاستیکی دیده می‌شود. همچنین تعداد کمی از اینتراکست‌ها دارای آثار پودرشدگی بعد از رسوب‌گذاری هستند. بیشتر لایه‌های این رخساره دانه‌بندی تدریجی نشان نمی‌دهند تنها در چند لایه دانه‌بندی تدریجی به‌طور ضعیف دیده می‌شود. در برخی از لایه‌های نازک، این رخساره با تغییر ناگهانی در اندازه دانه‌ها به سنگ آهک دارای ساختمان چینه‌بندی مورب پشته‌ای تبدیل می‌شود. اینتراکست‌ها در برخی از لایه‌ها به‌صورت بافت روزت ("Rosette") یا بادبزی ("Fan Shaped") قرار گرفته‌اند. فراوانی این فابریک کم بوده و بیشتر در مناطقی که حفرشدگی انجام شده است دیده می‌شوند و در آنها نوک دانه‌های اینتراکست‌ها به سمت پایین لایه است (شکل ۳- الف).

در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، بافت کنگلومراها بیشتر به‌صورت دانه‌پشتیان و گاه به‌صورت گل‌پشتیان است (شکل ۳- ب). در این رخساره دانه‌های غیراینتراکستی بسیار کم بوده و در صورت وجود به میزان اندک شامل دو کفه‌ای‌ها، گاستروپیداها و پلوییدها است. ماتریکس آنها بیشتر میکریکیت و گاه به‌صورت میکریکیت و سیمان بوده و در بسیاری از نمونه‌ها به میکرواسپار تبدیل شده است. بافت دانه‌های اینتراکست به‌طور عمده مادستون آهکی و گاه و کستون پلوییدی/ بیوکستی است. اندازه خرده‌های اسکلتی در اینتراکست‌های یاد شده بسیار ریز است و به‌طور معمول خرده‌های صدف دو کفه‌ای ریز هستند. در تعداد کمی از اینتراکست‌ها، چند دانه گلوکونیت نیز یافت می‌شود. حواشی برخی از اینتراکست‌ها و گاه تنها یک سطح آنها به هماتیت و یا احتمالاً به فسفات آغشته است که به‌صورت تیره دیده می‌شود. بیشتر اینتراکست‌ها دارای گردشدگی خوب و برخی از آنها زاویه‌دار هستند. در تعدادی از اینتراکست‌ها گوشه‌های گرد شده و زاویه‌دار با هم دیده می‌شوند که نشانه شکستگی دانه‌ها بعد از رسوب‌گذاری یا نشانه شکسته شدن آنها در زمان حمل و سپس رسوب‌گذاری سریع است و دانه‌ها زمان لازم برای گردشدگی نداشته‌اند. مرزهای میان دانه‌های اینتراکست‌ها بیشتر به‌صورت خطی و محدب و مقعر هستند. محل مرزها تیره رنگ است و مواد ناشی از انحلال فشارشی مانند مواد رسی و اکسید آهن در این سطوح دیده می‌شوند.

۵-۲. رخساره رودستون اینتراکستی بیوکستی/ آئیدی (A2)

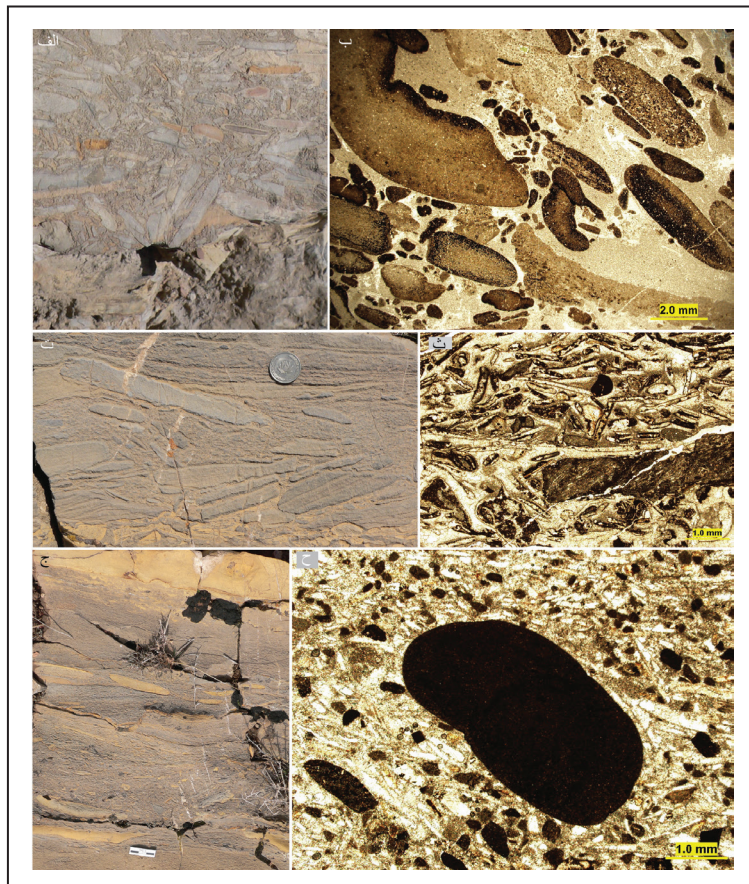
این رخساره با بافت رودستون و با مرز فرسایشی تا ناگهانی بر روی رخساره‌های

وابسته به پشته‌های زیردریایی قرار گرفته است و به‌طور ناگهانی و گاه با دانه‌بندی تدریجی به‌طور مجدد به‌رخساره‌های یاد شده تبدیل می‌شود (شکل ۳-ت). ستبرای آن به‌طور معمول بین ۵ تا ۳۰ سانتی‌متر است و گسترش جانبی محدودی نشان می‌دهد. بیشترین پیدایش رخساره رودستون اینتراکستی آئیدی در برش‌های ورسک و آرو است. در این برش‌ها، سدهای آئیدی نسبت به سایر برش‌ها توسعه بیشتری دارند. در صورتی که در برش غزنوی در بخش زیرین سازند الیکا هیچ گونه سد آئیدی مشاهده نشده است و سدهای آئیدی آمده از نوع اسکلتی هستند. در برش الگوی الیکا نیز سدهای آئیدی در ۲۵ متر ابتدایی بخش زیرین سازند الیکا دیده می‌شوند ولی به‌دلیل عدم توسعه رخساره طوفانی در آنها و نیز دولومیتی شدن شدید آنها، شواهدی از این رخساره یافت نشد. رخساره رودستون اینتراکستی بیوکستی در تمامی برش‌ها دیده می‌شود. خرده‌های اسکلتی در این رخساره به‌طور عمده میکروگاستروپدها و دوکفه‌ای‌های وابسته به محیط تالاب و گاه محیط برجستگی‌های ساحلی هستند. صدف‌های کشیده دوکفه‌ای نیز به‌مانند اینتراکست‌ها به‌صورت افقی تا زاویه‌دار و گاه عمودی در داخل رخساره قرار می‌گیرند. در برخی از نمونه‌ها گل ثانویه در بالا و یا در بین دانه‌های کشیده صدف‌های دوکفه‌ای‌ها و اینتراکست‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-ث). اینتراکست‌ها به‌طور معمول از چند میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر هستند و بیشتر آنها گردشگی خوبی نشان می‌دهند. بافت اینتراکست‌ها به‌طور عمده مادستون آهکی/ وکستون است.

جانبی آن در برخی لایه‌ها به ده‌ها متر می‌رسد. اینتراکست‌ها در این رخساره دارای گردشگی خوب تا نیمه‌زاویه‌دار هستند و به‌طور عمده به‌رنگ‌های خاکستری، زرد و صورتی تا قرمز دیده می‌شوند. اندازه آنها به‌طور معمول چند میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر است (شکل ۳-ج). بافت اینتراکست‌ها بیشتر مادستون و گاه وکستون و پکستون است. خرده‌های اسکلتی در این رخساره بیشتر میکروگاستروپدها و دوکفه‌ای‌ها هستند (شکل ۳-ح). میکروگاستروپدها با فراوانی زیاد و با تنوع کم در این رخساره وجود دارند. صدف‌های آراگونیتی میکروگاستروپدها و دوکفه‌ای‌ها با کلسیت اسپاری جانشین شده‌اند. حجرات میکروگاستروپدها توسط میکریت و یا سیمان کلسیتی یا هماتیت پر شده‌اند. این رخساره گاه در میان رخساره‌های گاستروپددار جای می‌گیرد که از سه بخش زیر تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ج): الف) بخش پایینی که به‌طور ناگهانی یا فرسایشی بر روی رخساره‌های زیرین قرار می‌گیرد. ستبرای آن به‌طور معمول بین ۱۰ تا ۲۰ سانتی‌متر بوده و به‌طور عمده از گاستروپدهای هماتیته شده با اندازه‌های مختلف تشکیل شده است. این بخش دارای اینتراکست بسیار کم و یا فاقد اینتراکست بوده و جورشدگی در این بخش بسیار ضعیف است. ب) بخش میانی از میکروگاستروپدهای هماتیته شده و اینتراکست‌ها به ضخامت ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر است. اینتراکست‌ها بیشتر به رنگ زرد هستند و جهت یافتگی نشان می‌دهند. ج) بخش بالایی از میکروگاستروپدهای هماتیته شده تشکیل شده است. این بخش یا فاقد اینتراکست بوده و یا دارای اینتراکست‌های کوچک در اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر است. جورشدگی در این بخش خوب است و دانه‌بندی تدریجی به سمت بالا ریزشونده را نشان می‌دهند. این بخش به تدریج به گل میکریتی تبدیل می‌شود.

۵-۳. رخساره رودستون /فلوتستون اینتراکستی بیوکستی / پلوییدی (A3)

این رخساره با مرز ناگهانی تا فرسایشی بر روی رخساره تالاب جای دارد و در تمامی برش‌ها دیده می‌شود. ستبرای آن به‌طور معمول بین ۱۰ تا ۶۰ سانتی‌متر است و گسترش



شکل ۳- الف) رخساره رودستون/ فلوتستون اینتراکستی (A1)، به جهت یافتگی‌های دوطرفه و نیز فابریک روزت یا بادبزی (پایین شکل) توجه شود؛ ب) تصویر میکروسکوپی از رخساره A1، بافت بیشتر اینتراکست‌ها، مادستون است؛ ت) رخساره رودستون اینتراکستی بیوکستی (A2)؛ ث) تصویر میکروسکوپی از رخساره A2، بیشتر خرده‌های اسکلتی قالب صدف‌های دوکفه‌ای هستند؛ ج) رخساره رودستون /فلوتستون اینتراکستی بیوکستی / پلوییدی (A3). طول مقیاس ۳ سانتی‌متر است؛ ح) تصویر میکروسکوپی از رخساره A3، یک دانه درشت اینتراکست همراه با دانه‌های پلویید و خرده‌های اسکلتی در زمینه بافت رودستون.

کشدی/ برجستگی‌های ساحلی قرار می‌گیرد. اینتراکست‌ها بیشتر به رنگ زرد، قرمز و گاه خاکستری روشن هستند (شکل ۴). اینتراکست‌های زرد رنگ به‌طور عمده ترکیب دولومادستون دارند. اندازه اینتراکست‌ها از چند میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر و ستبرای آنها بین ۱ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر است. اینتراکست‌ها

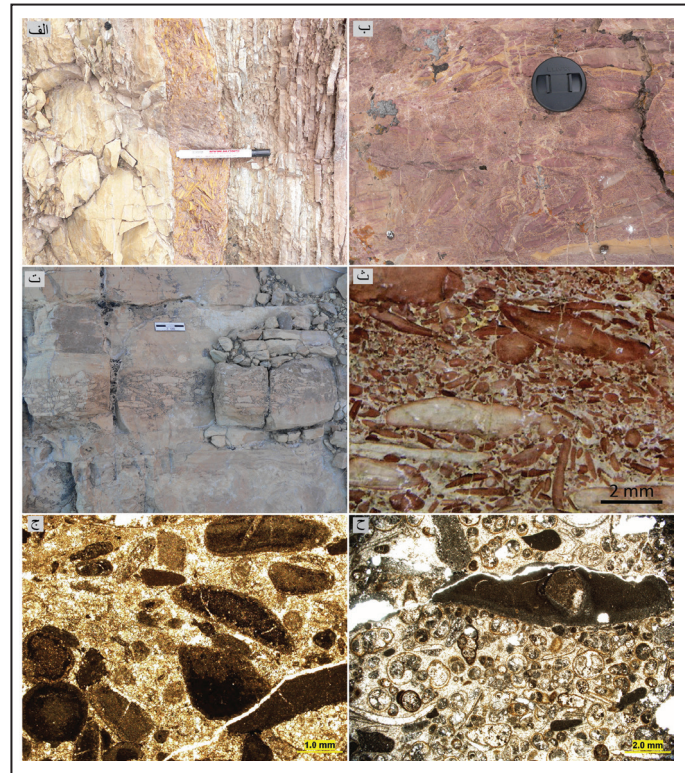
۵-۴. رخساره رودستون اینتراکستی پلوییدی / گاستروپددار (A4)

این رخساره بیشتر در قسمت‌های بالایی بخش زیرین سازند الیکا دیده می‌شود. ستبرای آن به‌طور معمول از چند سانتی‌متر تا ۲۰ سانتی‌متر است و با قاعده ناگهانی تا فرسایشی بر روی رخساره‌های شیل و یا سنگ آهک نازک لایه وابسته به پهنه‌های

زاویه‌دار هستند و عدم جابه‌جایی و یا جابه‌جایی بسیار کم نشان می‌دهند که سبب پدید آمدن رخساره برش اینتراکستی شده است. همراه اینتراکست‌ها گاه پلوییدها و خرده‌های اسکلتی به‌ویژه میکروگاستروپدهای تالاب و یا پهنه‌های کشندی/ برجستگی‌های ساحلی دیده می‌شوند (شکل ۴-ح).

بیشتر به‌شکل تابولار و صفحه‌ای با گوشه‌های گردشده تا زاویه‌دار هستند و به‌طور معمول جهت‌یافتگی دوطرفه نشان می‌دهند (شکل ۴-ث). در برخی از اینتراکست‌ها فابریک فنسترال، قالب کانی‌های تبخیری، ترک‌های گلی ریز یا فابریک لامینه‌ای دیده می‌شود (شکل ۴-ج). در برخی از لایه‌ها، اینتراکست‌ها

شکل ۴- رخساره رودستون اینتراکستی پلوییدی/گاستروپددار (A4)؛ اینتراکست‌ها در تصویر الف زرد، در تصویر ب قرمز و در تصویر ت کرم دیده می‌شوند. این رخساره در تصاویر الف و ت در میان رخساره‌های وابسته به پهنه‌های کشندی و در تصویر ب در میان لایه‌های وابسته به برجستگی‌های ساحلی قرار دارد. در تصویر ت طول مقیاس ۳ سانتی‌متر است؛ ت و ج تصاویر میکروسکوپی از رخساره A4 وابسته به پهنه‌های کشندی؛ ج ترک‌های گلی ریز داخل اینتراکست‌ها؛ ح تصویر میکروسکوپی از رخساره A4 وابسته به برجستگی‌های ساحلی که دارای اینتراکست و گاستروپدهای فراوان است.



۶- تفسیر

در کنگلومراهای با قلوه‌های مسطح همواره مورد توجه بوده است. برای تشکیل کنگلومرای درون‌سازندی با قلوه‌های مسطح وجود ۳ شرط اصلی زیر ضروری است (Sepkoski, 1982; Sepkoski et al., 1991):

- ۱) رسوب‌گذاری دوره‌ای (متناوب) از لایه‌های نازک متخلخل کربناته که به‌وسیله شیل یا لایه‌های نازک از هم جدا می‌شوند.
- ۲) سیمانی شدن سریع زیردریایی لایه‌های کربناته.
- ۳) فرسایش و حمل مجدد اینتراکست‌های کربناته تابولار به وسیله طوفان‌های قدرتمند و یا وقایع فرسایشی دیگر.

برای ایجاد ۲ شرط اول حفظ‌شدگی لایه‌ای نازک کربناته و نیز سیمانی شدن سریع آنها، به یک حداقل عمق آشفستگی زیستی نیاز است. رسوب‌گذاری سریع و شرایط نامساعد محیطی مانند کاهش یا نوسانات اکسیژن و افزایش شوری آب در توقف آشفستگی‌های زیستی و تشکیل کنگلومرا با قلوه‌های مسطح نقش مهمی دارد. در مورد شرط سوم Wignall and Twitchett (1999) معتقد هستند که اگر قطعات رسوبات سنگ شده به‌صورت اولیه در داخل رسوبات سنگ نشده قرار داشته باشند، در این صورت برای فرسایش آنها وجود انرژی خیلی بالا ضروری نیست و با انرژی پایین‌تر نیز این قطعات می‌توانند به‌آسانی اینتراکست‌ها را به‌وجود آورند. وجود کنگلومرای درون‌سازندی با قلوه‌های مسطح، نشانگر تغییرات ناگهانی شرایط محیطی همراه با رخدادهای جهانی فاقد اکسیژن/ کم اکسیژن است. امروزه سیمانی شدن زودرس در بخش‌های وسیعی از خلیج فارس و باهاما انجام می‌شود (Shinn, 1969; Purser, 1973; Bathurst, 1975). به‌طور کلی زیرمحیط‌های رسوبی مختلفی در ارتباط با رسوب‌گذاری کنگلومرای با قلوه‌های مسطح عنوان شده است (Tucker, 1982; Sepkoski, 1982; Wignall and Twitchett, 1999):

کنگلومرای درون‌حوضه‌ای با قلوه‌های مسطح کربناته توسط پژوهشگران متعددی در نهشته‌های قدیمی و امروزی بررسی شده و مکانیسم‌های مختلفی از جمله جریان‌های ترکیبی (Mount and Kidder, 1993) و گاه لرزه‌ای و نوسانات وابسته به سطح دریا و سونامی (Kullberg et al., 2001; Pratt, 2002; Vierek, 2013) و یا دیاژنزی (Kwon et al., 2002) برای پدید آمدن آنها بیان شده است. ظهور مجدد کنگلومراهای با قلوه‌های مسطح همراه با ظهور رخساره‌های استروماتولیتی در زمان تریاس پیشین به حوادث بعد از انقراض موجودات در پایان پرمین و متعاقب آن توقف آشفستگی زیستی ارتباط داده می‌شود (Schubert and Bottjer, 1995; Wignall and Twitchett, 1999). در زمان دو اشکوب اول تریاس تنها اثر فسیل‌های کوچک و اندک شناسایی شده‌اند و عمق آشفستگی زیستی هیچ‌گاه از چند میلی‌متر بیشتر نبوده است (Twitchett and Wignall, 1996). در نتیجه لایه‌های با ضخامت چند سانتی‌متر حفظ و سیمانی شده‌اند. این لایه‌های کم‌ضخامت بعداً منشأ اینتراکست‌های تابولار و نازک شده‌اند (Sepkoski, 1982; Sepkoski et al., 1991). از سوی دیگر انقراض موجودات در پایان پرمین به شرایط غیرهوازی تا کم‌هوازی ارتباط داده می‌شود. کاهش سریع لایه‌های غنی از اینتراکست‌ها بعد از اشکوب یادشده ممکن است مرتبط با توسعه مجدد شرایط اکسیژن‌دار کف دریا در اوایل تریاس پیشین باشد (Wignall and Twitchett, 1996).

وجود مرزهای ناگهانی و یا فرسایشی در زیر لایه‌های کنگلومرا با قلوه‌های مسطح، قرارگیری دانه‌ها از حالت افقی تا قائم، بافت رزت یا بادبزی و همراهی با رخساره‌های ایده‌آل طوفانی از ویژگی‌های مهم کنگلومراهای با قلوه‌های مسطح است که در شرایط طوفانی پدید می‌آیند (Dionne, 1971; Sepkoski, 1982; Mount and Kidder, 1993; Myrow et al., 2004). منشأ اینتراکست‌های کربناته

گاه همراه با اینتراکست‌های مناطق کم‌عمق که به رنگ‌های کرم، زرد و یا قرمز دیده می‌شوند اینتراکست‌هایی به رنگ خاکستری وجود دارد که منشأ آنها به‌طور عمده از دریای باز بوده است و در طی طوفان با اینتراکست‌های مناطق کم‌عمق مخلوط شده‌اند. نبود رخساره‌های شرایط عادی دریای باز در بین رخساره‌های A1 و A3 ممکن است مربوط به فرسایش این رخساره‌ها توسط طوفان و قبل از رسوب‌گذاری رخساره A3 باشد.

رخساره A4 در میان رخساره‌های پهنه‌های کشتندی/برجستگی‌های ساحلی دیده می‌شود. اینتراکست‌های این رخساره به‌طور عمده از رخساره‌های پهنه‌های کشتندی تأمین شده است. رنگ اینتراکست‌ها کرم، زرد و یا قرمز است و در آنها شواهدی مانند ترک‌های گلی و فابریک فنسترال دیده می‌شوند. این شواهد نشانه زیرمحیط پهنه‌های کشتندی هستند (Shinn, 1983; Lasemi et al., 2012; Rankey and Berkeley, 2012). وجود اینتراکست‌های زاویه‌دار در برخی از نمونه‌های رخساره A4 نشانه نبود جابه‌جایی و یا جابه‌جایی کم در آنهاست. در برخی از لایه‌های رخساره A4، گاستروپدهای هماتیته شده از منشأ برجستگی‌های ساحلی دیده می‌شوند.

منشأهای گوناگونی برای پوشش ترکیبات اکسید آهن/هماتیت در اطراف دانه‌های اینتراکست در نظر گرفته شده است که به‌طور عمده عبارتند از:

1) این پوشش‌ها قبل از تمرکز در کنگلومرا به خروج دوره‌ای رسوبات در کف دریا (Mount and Kidder, 1993) یا پهنه‌های کشتندی به‌ویژه پهنه میان‌کشتندی (Wilson, 1985) نسبت داده می‌شود. رخنمون طولانی‌مدت در شرایط آب‌وهوای خشک تا نیمه‌خشک سبب انحلال بخشی دانه‌های کربناته به وسیله آب جوی، توسعه حفرات و تشکیل دانه‌های پوشش‌دار با آلودگی‌هایی از اکسید آهن در آنها می‌شود (Lasemi et al., 2012).

2) منشأ زمین‌های سخت که وجود حفاری توسط موجودات تأییدی بر آن است، می‌تواند سبب فعالیت‌های شیمیایی و در نتیجه تشکیل پوشش‌های هماتیته در سطح نهشته‌ها شود. فراوانی حفاری‌ها توسط موجودات به گمان قوی نتیجه کاهش سریع نرخ رسوب‌گذاری در طول سطح طغیانی است (Tucker and Wright, 1990; Osleger and Read, 1991; Myrow et al., 2004; Flügel, 2010).

3) منشأ آنها در طی حمل و نقل توسط طوفان در زیر سطح امواج نرمال است (Flügel, 2010). این منشأ در آئیده‌های با حاشیه هماتیته نیز عنوان شده است.

۷- نتیجه‌گیری

کنگلومراهای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح در بخش زیرین سازند الیکا با ستبراهای متغیر و با گسترش زیاد در تمامی برش‌های مورد مطالعه یافت می‌شوند. ویژگی‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی این کنگلومراها نشان می‌دهد که در زمان تریاس پیشین طوفان‌های سهمگین و قدرتمند در حوضه رسوبی البرز حاکم بوده به‌طوری که رخساره‌های بخش زیرین سازند الیکا در پلاتنفرم‌های رمپ کربناته زیرسلطه طوفان پدید آمده‌اند. با توجه به اینکه این گونه کنگلومراها می‌توانند در محیط‌های مختلفی پدید آیند، به همین دلیل شناسایی ویژگی‌های رسوب‌شناسی و نیز جایگاه قرارگیری آنها در میان رخساره‌های غیرطوفانی در یک توالی رسوبی در تفسیر دقیق فرایندهای رسوبی و محیط رسوبی دیرینه آنها اهمیت بسیار زیادی دارد.

سپاسگزاری

این تحقیق حاصل بخشی از نتایج به دست آمده در طول دوره فرصت مطالعاتی در سازمان زمین‌شناسی ایالت ایلینوی آمریکا است که بدین وسیله از راهنمایی‌های ارزنده جناب آقای دکتر یعقوب لاسمی و همچنین از مسئولین محترم دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال و سازمان زمین‌شناسی ایالت ایلینوی، دانشگاه ایلینوی در اوربانا-شامپین قدردانی می‌شود.

این زیرمحیط‌ها به‌طور عموم از پهنه‌های کشتندی تا مناطق عمیق حوضه رسوبی گسترش دارند.

در شناسایی زیرمحیط‌های پدیدآورنده کنگلومرای درون‌حوضه‌ای با قله‌های مسطح بخش زیرین سازند الیکا علاوه بر بررسی دقیق کنگلومراها، رخساره‌ها و محیط‌های پایین و بالایی این کنگلومراها نیز بررسی شده است. ویژگی‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی این کنگلومراها در بخش زیرین سازند الیکا نشان می‌دهند که تمامی رخساره‌های آنها در پلاتنفرم رمپ همیش کربناته زیرسلطه طوفان پدید آمده‌اند. به‌طوری که رخساره A1 در زیرمحیط دریای باز، رخساره A2 در زیرمحیط پشته‌های زیردریایی، رخساره A3 در زیرمحیط تالاب و رخساره A4 در زیرمحیط پهنه‌های کشتندی/برجستگی‌های ساحلی پدید آمده‌اند.

مهم‌ترین دلایل انتساب رخساره A1 به زیرمحیط دریای باز عبارتند از:

1) رخساره A1 به‌طور میان‌لایه‌ای در بین شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های نازک لایه وابسته به دریای باز جای دارد.

2) رخساره A1 به‌طور معمول با رخساره‌های ایده‌آل طوفانی بخش دریای باز همراه است. رخساره‌های ایده‌آل طوفانی در بخش‌های آغازین تا پایانی محیط یاد شده دیده می‌شوند که زیر سلطه طوفان قرار دارند (Aigner, 1985).

3) اینتراکست‌های رخساره A1 به‌طور عمده از رخساره‌های دریای باز هستند و فراوانی اینتراکست‌های وابسته به بخش‌های کم‌عمق مانند پهنه‌های کشتندی در آنها بسیار اندک است.

4) گسترش جانبی رخساره A1 خوب است و از ویژگی‌های دریای باز با رسوب‌گذاری وسیع به شمار می‌رود.

5) رخساره A1 هیچ‌گونه شواهد بیرون‌زدگی از آب را نشان نمی‌دهد.

رخساره A2 به‌طور عموم با مرز ناگهانی در میان رخساره‌های سدی/پشته‌های زیردریایی جای دارد. عدم وجود دانه‌بندی تدریجی و لایه‌بندی مورب در رخساره A2، آن را از رخساره‌های کانال قطع‌کننده سدها/پشته‌های زیردریایی جدا می‌کند. رخساره A3 در میان رخساره‌های آرام محیط تالاب (زیرجزری کم‌عمق) رسوب‌گذاری کرده است. منشأ اینتراکست‌ها به‌طور عمده مربوط به محیط تالاب و محیط‌های مجاور به‌ویژه پهنه‌های کشتندی است. از سایر دانه‌های همراه اینتراکست‌ها می‌توان به خرده‌های اسکلتی به‌ویژه گاستروپدها اشاره کرد. گاستروپدها گاه شکستگی نشان می‌دهند و حجرات آنها از میکریت/میکرواسپار و یا ترکیبات اکسید آهن/هماتیت پر شده‌اند. منشأ گاستروپدهایی که حجرات آنها از میکریت پر شده است، به‌طور عمده زیرمحیط تالاب و منشأ گاستروپدهایی که حجرات آنها از هماتیت پر شده است، زیرمحیط برجستگی‌های ساحلی هستند که در رخساره A3 در زمان طوفان با اینتراکست‌ها تجمع یافته‌اند. شکستگی برخی از گاستروپدها نیز حاکی از عملکرد طوفان در حمل و رسوب‌گذاری آنهاست. وجود اینتراکست‌ها در بخش میانی برخی از نمونه‌های A3 ناشی از یک جریان آشفته با دانسیته بالا است (Wignall and Twitchett, 1999)؛ به‌طوری که قطعات درشت در طول مرز بین لایه آشفته زیرین و لایه آشفته بالایی به‌صورت سر خوردن حمل شده و در بخش‌های میانی این رخساره رسوب‌گذاری کرده‌اند. گریستن‌های گاستروپدیدار مشابه برخی از نهشته‌های طوفانی امروزی هستند که در اثر وقایع طوفانی به مناطق دور از ساحل حمل شده و رسوب‌گذاری کرده‌اند (Trussell, 1997). جریان نوسانی خالص ممکن است در مرحله پایانی برخی از وقایع طوفانی غلبه و چندین سانتی‌متر بالایی لایه‌ها را حمل کند.

قرارگیری رخساره A3 با مرز ناگهانی/فرسایشی بر روی رخساره A1 در برش‌های سعیدآباد و ورسک نشانه عملکرد طوفان دیگری است که منشأ دانه‌ها از بخش‌های کم‌عمق مانند پهنه‌های کشتندی/برجستگی‌های ساحلی و تالاب بوده است. میکروگاستروپدها و اینتراکست‌ها در طول رخساره‌های طوفانی از محیط‌های یاد شده به مناطق دور از ساحل حمل شده و در آنجا رسوب‌گذاری کرده‌اند. در این رخساره

کتابخانه

- جهانی، د. و کیانی راد، م.، ۱۳۸۶- رخساره‌ها و محیط رسوبی بخش زیرین سازند الیکا (تریاس زیرین) در ناحیه شمال غرب آبگرم قزوین، فصلنامه علمی- پژوهشی زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، سال دوم، شماره ۳، پاییز، صص. ۱ تا ۱۵.
- طهماسبی، ع. ر.، ۱۳۷۶- بررسی میکروفاسیس، محیط‌های رسوبی چینه شناسی توالی‌های بخش زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۲۳ ص.
- لاسمی، ی. و جهانی، د.، ۱۳۸۰- نهشته‌های طوفانی بخش زیرین سازند الیکا (تریاس زیرین)، مجله علمی و پژوهشی علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، سال یازدهم، شماره ۴۰، صص. ۳۰۵ تا ۳۰۲۴.
- لطف پور، م.، ۱۳۷۶- بررسی میکروفاسیس، محیط‌های رسوبی چینه شناسی توالی‌های بخش میانی و بالایی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۴۸ ص.

References

- Aigner, T., 1982- Calcareous Tempestites: Storm Dominated Stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Triassic, ZW Germany). In Cyclic and Event Stratification (eds G. Einsele and A. Seilacher), New York, Springer-Verlag, p.180-198.
- Aigner, T., 1985- Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer Verlag, Berlin, 174 p.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y., 1997- The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarbad area in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin: Geological Society of America Bulletin, V. 109, p. 1563-1575.
- Bathurst, R. G. C., 1975- Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Brönnimann, P., Zaninetti, L., Bozorgnia, F. and Huber, H., 1972- Ammodiscids and Ptycholadis from the Triass Elika Formation, Nessa-Hasankdar section, Central Alborz, Iran, Riv. Ital. V. 78, p. 1-28.
- Dionne, J. C., 1971- Vertical packing of flatstones. Can. J. Earth Sci., V. 8, p. 1585-1591.
- Dunham, R.J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W.E., ed., Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir, V. 1, p. 108-121.
- Embry, A. F. and Klovan, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, V. 19, p. 730-781.
- Flügel, E., 2010- Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Springer, Berlin, 984 p.
- Glaus, M., 1964- Trias und oberperm in Zentralen Elburs (Persien): Eclogae. Geol. Helv., V. 57, p. 497-508.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, V. 235, p. 1156-1167.
- Hirsch, F. and Sussli, P., 1973- Lower Triassic Conodonts from the lower Elikah Formation, Central Alborz Mountains (North Iran). Eclogae Geol. Helv., V. 66, p. 525-531.
- Komatsu, T., Naruse, H., Shigeta, Y., Takashima, R., Maekawa, T., Dang, H. T., Dinh, T. C., Nguyen, P. D., Nguyen, H. H., Tanaka, G. and Sone, M., 2014- Lower Triassic mixed carbonate and siliciclastic setting with Smithian-Spathian anoxic to dysoxic facies, An Chau basin, northeastern Vietnam. Sedimentary Geology, V. 300, p. 28-48.
- Kullberg, J. C., Oloriz, F., Marques, B., Caetano, P. S. and Rocha, R. B., 2001- Flat-pebble conglomerates; a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area Lusitanian Basin, Portugal. Sedimentary Geology, V. 139(1), p. 49-70.
- Kwon, Y. K., Chough, S. K., Choi, D. K. and Lee, D. J., 2002- Origin of limestone conglomerates in the Choson Supergroup (Cambro-Ordovician), mid-east Korea. Sedimentary Geology, V. 146, p. 265-283.
- Lasemi, Y., Ghomashi, M., Amin-Rasouli, H. and Kheradmand, A., 2008- The Lower Triassic Sorkh Shale Formation of the Tabas Block, East Central Iran: succession of a failed-rift basin at the Paleo-Tethys margin. Carbonates and Evaporites, V. 23, p. 21-38.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin – Rasouli, H. and Lasemi, Z., 2012- Ancient Carbonate Tidalites. In: R. A. Davis, Jr. and R. W. Dalrymple (eds.), Principles of Tidal Sedimentology, Springer Science, p. 567-607.
- Mount, J. F. and Kidder, D., 1993- Combined flow origin of edgewise intraclast conglomerates: Sellick Hill Formation (Lower Cambrian), South Australia. Sedimentology, V. 40, p. 315-29.
- Myrow, P. M., Tice, L., Archuleta, B., Clark, B., Taylor, J. F. and Ripperdan, R. L., 2004- Flat-pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles. Sedimentology, V. 51, p. 973-996.
- Nakazawa, K., Bando, Y. and Golshani, F., 1981- Lower Triassic bivalves from the Elikah valley, Central Alborz Ragen, Iran. Ceol. Surv. Iran., Tehran, Rep., V. 49, p. 133 -153.
- Osleger, D. and Read, J. F., 1991- Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian, USA. J. Sed. Petrol., V. 61, p. 1225-1252.

- Pratt, B. R., 2002- Tepees in peritidal carbonates: origin via earthquake- induced deformation, with example from the Middle Cambrian of western Canada. *Sed. Geol.*, V. 153, p. 57-64.
- Pruss, S. B., Corsetti, F. A. and Bottjer, D. J., 2005- The unusual sedimentary rock record of the Early Triassic: A case study from the southwestern United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 222, p. 33-52.
- Purser, B. H., 1973- The Persian Gulf- Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer, New York, 471p.
- Ranke, E. C. and Berkeley, A., 2012- Holocene carbonate tidal flats. In: In: R. A. Davis, Jr. and R. W. Dalrymple (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*, Springer-Science, p. 507-535.
- Schubert, J. K. and Bottjer, D. J., 1995- Aftermath of the Permian-Triassic mass extinction event: paleoecology of Lower Triassic carbonates in the western USA. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, V. 116, p. 1-39.
- Sepkoski, J. J. Jr., 1982- Flat-pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna. In: *Cyclic Event and Stratification* (Eds G. Einsele and A. Seilacher), Springer-Verlag, Berlin, p. 371-388.
- Sepkoski, J. J., Bambach, R. K. and Droser, M. L., 1991- Secular changes in Phanerozoic event bedding and the biological imprint. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, p. 298-312.
- Seyed-Emami, K., 2003- Triassic in Iran: Facies, V. 48, p. 91-106.
- Shinn, E. A., 1969- Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, V. 12, p. 109-44.
- Shinn, E. A., 1983- Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a re-evaluation. *J. Sed. Petrol*, V. 53, p. 619-628.
- Stampfli, G., Zaninetti, L., Bronnimann, P. and Jenny, C., 1976- Trias de l' Elbourz oriental, Iran. *Stratigraphie, Sedimentologie, Micropaleontologie. Riv. Ital. Paleontl.*, Milano, V. 82(3), p. 467 -500.
- Trussell, G. C., 1997- Phenotypic selection in an intertidal snail: effects of a catastrophic storm, *Marine Ecology Progress Series*, V. 151, p. 73-79.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E., 1982- Storm-surge sandstone and deposition of interbedded limestone: Late Precambrian, southern Norway. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Ensele and A. Seilacher), Spriger-Verlag, Berlin. p. 363-370.
- Twitchett, R. J. and Wignall, P. B., 1996- Trace fossils and the aftermath of the Permo-Triassic mass extinction : evidence from northern Italy, *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol*, V. 124, p. 137-151.
- Van Loon, A. J., Han, Z. and Han, Y., 2013- Origin of the vertically orientated clasts in brecciated shallow-marine limestones of the Chaomidian Formation (Furongian, Shandong Province, China). *Sedimentology*, V. 60, p. 1059-1070.
- Vierek, A., 2013- The palaeogeographical background of Late Devonian storm events in the western part of the Holy Cross Mountains (Poland). *Geologos*, V. 19, p. 257-272.
- Wignall, P. B. and Twitchett, R. J., 1996- Oceanic anoxia and the end-Permian mass extinction. *Science*, V. 272, p. 1155-1158.
- Wignall, P. B. and Twitchett, R. J., 1999- Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Sedimentology*, V. 46, p. 303-316.
- Wilson, J. L., 1975- *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.
- Wilson, M. D., 1985- Origin of Upper Cambrian flat pebble conglomerates in the Northern Powder River Basin, Wyoming. 7th SEPM Core Workshop. Golden, CO, p. 1-50.
- Zaninetti, L., Bronniman, P., Bozorgnia, F. and Huber, H., 1972- Étude lithologique et micro-paléontologique de la formation d'Elika dans la coupe d' Aruth, Alborz Central, Iran septentrional., *Arch. Sci. Génève*, V. 25(2), p. 215-249.

Sedimentology and depositional environment of the intraformational flat pebble conglomerates of the lower member of the Elika Formation (Lower Triassic) in the Alborz Mountains

D. Jahani^{1*}

¹Associate Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2017 October 09

Accepted: 2017 December 18

Abstract

To study intraformational flat pebble conglomerates of the lower member of the Elika Formation (Lower Triassic), four stratigraphic sections in the Alborz Mountains of northern Iran were selected. The thickness of the lower member of the Elika Formation in these sections ranges from 95 meters in the type section to 195 meters in the Veresk section. This member mainly consists of heavily bioturbated thin to thick-bedded limestone and shale intercalations which deposited under fair-weather and storm conditions. The intraformational flat pebble conglomerates are the most important of the storm facies. These conglomerates have sharp or erosional bases and interbedded with the fair-weather facies. These facies range from a few centimeters to 100 cm thicknesses, and mainly consist of gravel-size intraclasts. The intraclasts are horizontal to sub-horizontal in the thinner beds, but they are imbricated, sometimes opposing orientations in the thicker beds. Their textures are mainly rudstone and sometimes floatstone. Field and microscopic studies indicate that the intraformational flat pebble conglomerates were deposited by powerful storm generated flows in open marine, shoals, lagoon and tidal flat/ beach ridge sub-environments related to carbonate homoclinal ramp platforms.

Keywords: Flat pebble conglomerate, Storm facies, Lower Triassic, Elika Formation

For Persian Version see pages 47 to 54

*Corresponding author: D. Jahani; E-mail: d_jahani@iau-tnb.ac.ir