بررسی و نام‌گذاری واحد کنگلومرایی- ماسه‌سنگی نصرت‌آباد (حوضه فلیشی خاور ایران)

محمدرضا بخشی محبی[1]*، علی اصغر مریدی فریمانی[1] و رضا معزی‌نسب[2]

[1]استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

[2]کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۲۸/ ۱۰/ ۱۳۹۵ تاریخ پذیرش: ۱۶/ ۰۸/ ۱۳۹۶

چکیده

در منطقه نصرت‌آباد در ۱۰۵ کیلومتری شمال باختر زاهدان کنگلومرایی با سن الیگو- میوسن قرار دارد که از واحدهای سنگ‌چینه‌نگاری حوضه فلیشی خاور ایران است. رسوبات این کنگلومرا، رودخانه‌ای از نوع بریده بریده بوده که با یک دگرشیبی با زاویه تقریباً ۳۰ درجه روی نهشته‌های ماسه سنگی- شیلی ائوسن قرارگرفته است. ضخامت اندازه‌گیری شده از این واحد ۲۶۵۰ متر بده و اندازه قطعات و قلوه‌های این کنگلومرا، درشت، متوسط و ریزدانه و اغلب با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی، سیلتستونی و مادستونی همراه است. شواهد صحرایی همچون ایمبریکاسیون، لایه‌بندی مورب، مسطح و عدسی‌شکل و ساخت‌های کنده شده و پر شده منشأ رودخانه‌ای این کنگلومرا را اثبات می‌کنند. با توجه به نوع جنس قلوه‌های این کنگلومرا و عدم تجانس آنها با رخساره‌های فلیشی سوچر زون سیستان، به نظر می‌رسد این واحد کنگلومرایی عمدتاً از سمت باختر (حاشیه لوت) تغذیه شده است. فسیل‌های موجود در قلوه‌های آهکی این کنگلومرا غالباً از خانواده‌های اربیتولین، آلوئولین، نومولیت، ملیولیده و ... هستند. با توجه به محتویات فسیلی قلوه‌ها، سن این کنگلومرا از ائوسن جوان‌تر است. از طرفی چون توسط کنگلومرای پلیوسن- پلیوستوسن پوشیده می‌شود، می‌توان سن این کنگلومرا را الیگو- میوسن در نظر گرفت.

کلیدواژه‌ها: نصرت‌آباد، خاور ایران، بریده بریده، سوچر زون سیستان، فلیش.

***نویسنده مسئول:** محمدرضا بخشی محبی

E-mail: m_bakhshi@science.usb.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

در ۱۰۵ کیلومتری شمال باختر زاهدان و در باختر منطقه نصرت‌آباد یک واحد کنگلومرایی ماسه‌سنگی با سن الیگو- میوسن گسترش دارد. کنگلومرای نصرت‌آباد به‌صورت دگرشیب بر روی لایه‌های ماسه‌سنگی ائوسن قرارگرفته است و آبرفت‌های کواترنری نیز به‌صورت دگرشیب کنگلومرای نصرت‌آباد را می‌پوشاند (شکل ۱).

برش مورد مطالعه در باختر شهر نصرت‌آباد در طول جغرافیایی ۵۹ درجه ۵۹ دقیقه و عرض جغرافیایی ۲۹ درجه و ۵۳ دقیقه در ۱۰۵ کیلومتر شمال باختری زاهدان قرار دارد و بهترین راه دسترسی به منطقه جاده آسفالته مسیر زاهدان- بم است (شکل ۲).

شکل ۱- دگرشیبی بین لایه‌های ماسه‌سنگی ائوسن (E) و کنگلومرای موردمطالعه (OM) در آغاز مسیر، نگاه به سمت شمال خاور.

www.SID.ir

شکل ۲- راه‌های دسترسی به منطقه موردمطالعه، برگرفته از نقشه راهنمای راه‌های ایران.

جهت بررسی ردیف چینه‌ای کنگلومرای یاد شده بهترین رخنمون آن انتخاب و پس از بررسی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، ضخامت آنها به روش مستقیم مترکشی و اندازه‌گیری شد. هدف اصلی از مطالعه این برش مورد نظر بررسی و نام‌گذاری واحد کنگلومرایی- ماسه‌سنگی است.

منطقه مورد مطالعه بین دو گسل نصرت‌آباد و کهورک واقع شده است. عملکرد دو گسل کهورک و نصرت‌آباد به‌گونه‌ای بوده که به‌نظر می‌رسد تکامل حوضه رسوبی آن با پهنه اصلی سوچر زون سیستان قدری متفاوت است و می‌توان رخساره‌های آذرین و رسوبی تکامل حوضه را از کرتاسه فوقانی تا عهد حاضر در آن ملاحظه کرد. ترتیب قرار گرفتن رسوبات بین این دو گسل، از باختر (گسل کهورک) به سمت خاور (گسل نصرت‌آباد) بدین صورت است که در ابتدا رخساره‌های رسوبی کرتاسه مشاهده می‌شود و پس از آن توده‌های آذرین گابرو، پیلولاوا، (کرتاسه) که سنگ‌های آذرین ایگنمبریت، توف، توف‌های ریولیتی (ائوسن) به‌طور ناپیوسته بر روی آنها نهشته شده است. در ادامه نیز فلیش‌های ائوسن هستند که در خاتمه به‌صورت دگرشیب توسط کنگلومرای الیگو- میوسن پوشیده می‌شود.

۲- جایگاه زمین‌شناسی جنوب خاور ایران

زمین‌شناسان پهنه‌های زمین‌شناختی ایران را به واحدهای مختلف، و بخش‌های خاور و جنوب خاوری ایران را با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با نام‌های متفاوتی تقسیم کرده‌اند. پهنه خاور ایران را Stoklin (1968) زون فلیش خاور ایران، Tirrul et al. (1983) زمین‌درز سیستان، Berberian and King (1981) زون زابل- بلوچ و نوگل سادات (۱۳۷۲) زیر پهنه سیستان نامیده‌اند. این پهنه در محدوده خاور و جنوب خاوری ایران در حدفاصل دو پهنه گسلی نهبندان در باختر و گسل هریرود در خاور در محدوده‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر طول و حدود ۲۰۰ کیلومتر پهنا نهشته‌های ضخیمی از رسوبات فلیش گونه با پی‌سنگ افیولیتی توسعه پیدا کرده است. با توجه به فراوانی افیولیت‌ملانژها در این محدوده Stoklin, et al. (1972) به این پهنه زون کالرد ملانژ نیز گفته‌اند.

تکامل این حوضه در زمان کرتاسه صورت گرفته است (Tirrul et al., 1983)، Boulin (1991)، Sengor (1990)، Camp and Griffis (1982) و Sengor et al. (1988) این حوضه را با عنوان اقیانوس سیستان ذکر کرده‌اند و Mc Call (1997) زمان تشکیل آن را کرتاسه پایانی تا ائوسن در نظر می‌گیرد. در همین زمان با اقیانوس فنوج در ارتباط بوده است (Fotoohi Rad et al., 2009). Babazadeh and De Wever (2004) و Babazadeh (2007) سن باز شدن اقیانوس سیستان را قبل از آپتین آغازین در نظر می‌گیرند. Fotoohi Rad et al. (2009) آغاز فرورانش حاشیه خاوری اقیانوس سیستان را در اواسط کرتاسه میانی (بارمین) در نظر گرفته است. Tirrul et al. (1983) زون جوش‌خورده سیستان را متشکل از سه بخش می‌دانند، شامل رتوک در خاور، مجموعه نه و حوضه سفیدابه که به‌طور ناهمشیب دو کمپلکس قبلی را می‌پوشاند. Fotoohi Rad et al. (2005 and 2009) علاوه بر در نظر گرفتن یک فرورانش به زیر بلوک لوت در زمان ائوسن، به فرورانش دیگری در زمان کامپانین- الیگوسن به زیر بلوک افغان نیز اعتقاد دارند. سامانی و اشتری (۱۳۷۱) به وجود یک سیستم گسلی ترانسفورم در بین دو بلوک در جهات مختلف اعتقاد دارند.

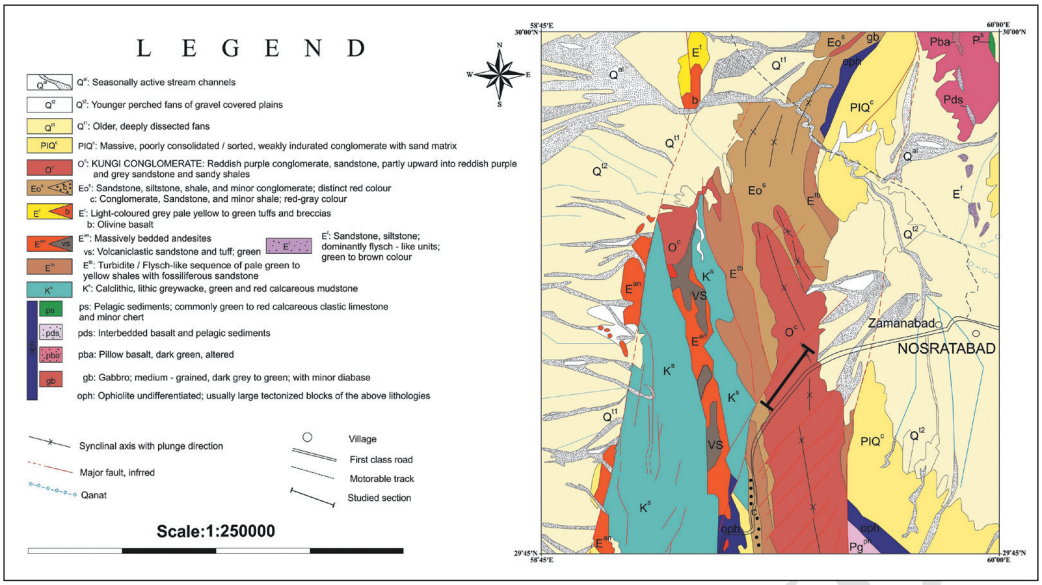
۳- روش مطالعه

تمرکز مطالعات این پژوهش بر روی تعیین گسترش و ضخامت و همچنین محتوای دیرینه‌ای لایه‌های کنگلومرایی و مادستونی بوده است. این مطالعه بر پایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. برش مناسب جهت بررسی و مشخص کردن مرزهای پایین و بالای واحد مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، بازدید و بررسی‌های صحرایی انتخاب شد. همچنین در مطالعات صحرایی تفکیک بخش‌های گوناگون واحد، اندازه‌گیری ستبرای لایه‌ها و تعیین ضخامت آنها مدنظر قرار گرفته است (شکل ۳). اندازه‌گیری‌ها از باختر به خاور با مترکشی مستقیم انجام شده است.

۴- چینه‌نگاری سنگی کنگلومرای نصرت‌آباد

اندازه‌گیری‌ها در این منطقه از دگر شیبی بین لایه‌های ماسه‌سنگی ائوسن و کنگلومرای مورد مطالعه آغاز شده و تا هسته ناودیس منطقه ادامه داشته است. موقعیت جغرافیایی در ابتدای برش ۵۹ درجه و ۵۲ دقیقه و ۲۷ ثانیه خاوری و در انتهای سکشن ۲۹ درجه و ۴۸ دقیقه و ۴۲ ثانیه شمالی است.

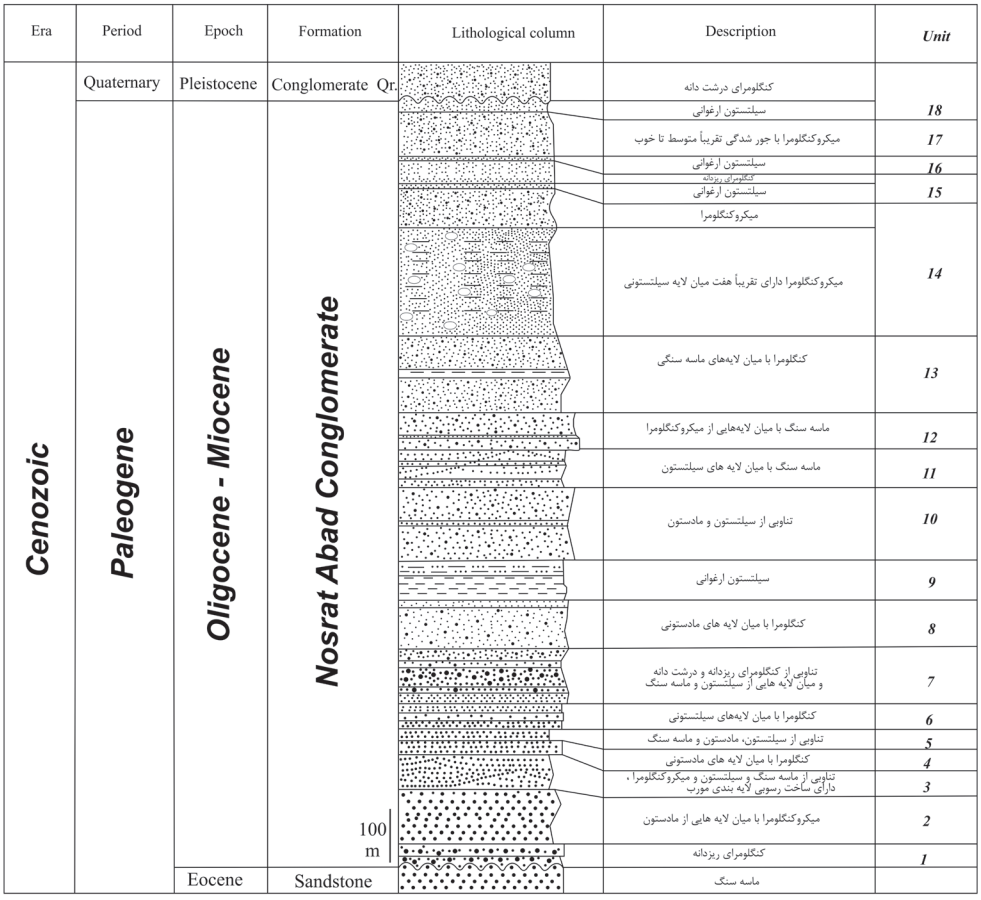
Archive of SID
www.SID.ir



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی الله‌آباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.

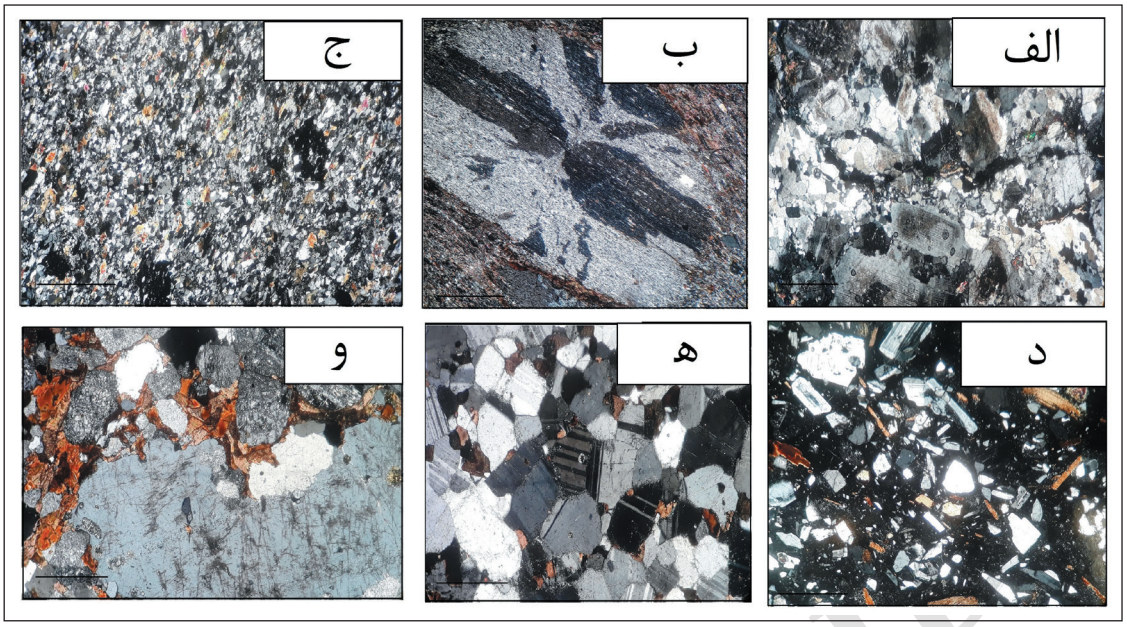
در این بررسی ضخامت حقیقی واحد کنگلومرایی ۲۶۵۰ متر به دست آمده است. لایه‌های مورد بررسی از پایین به بالا به شرح زیر است (شکل ۴):

واحد ۱۸ با ضخامت ۵۰/۳۲ متر دارای کنگلومرای درشت‌دانه است و قلوه‌های موجود غالباً از سنگ‌های آذرین اسیدی همچون کوارتزمونزونیت ایگنمبریت و سنگ‌های دگرگونی مانند هورنفلس کوردیوریت‌دار (شکل ۵)، دارای ساخت رسوبی ایمبریکاسیون هستند (شکل ۶). جورشدگی در این لایه تقریباً ضعیف بوده و ماکروفسیل‌های موجود در قلوه‌ها گاستروپودا و میکروفسیل موجود در قلوه‌ها *Quincoloculina* sp. است (شکل ۷). همچنین واحد ۱۸ با ضخامت ۶/۲۷ متر دارای سیلتستون ارغوانی است.

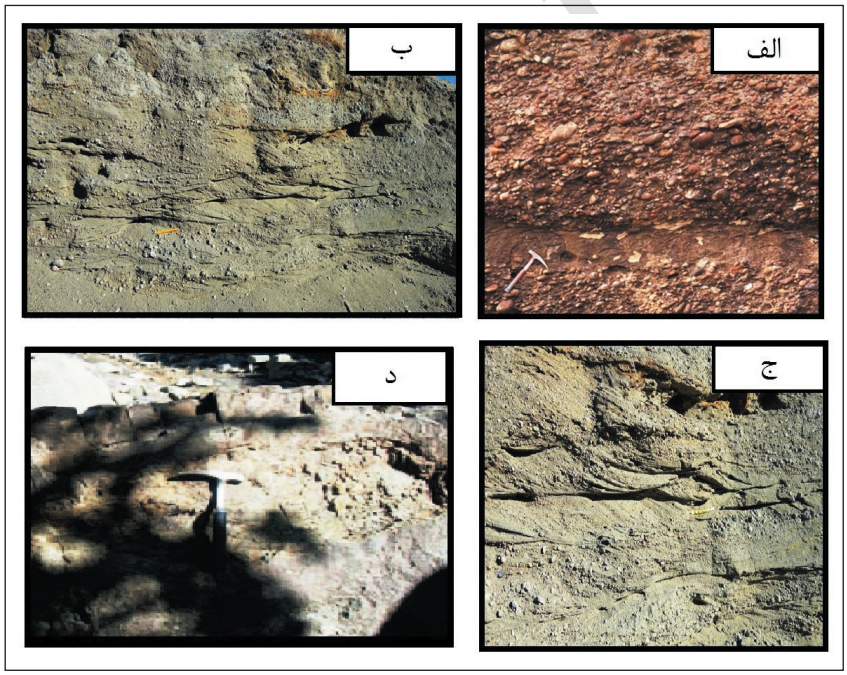


شکل ۴- ستون چینه‌شناسی واحد کنگلومرای الیگو-میوسن.

www.SID.ir



شکل ۵- الف) مقطع میکروسکوپی کوارتز مونزونیت؛ ب) مقطع میکروسکوپی هورنفلس کوردیریت‌دار؛ ج) مقطع میکروسکوپی اسلیت لکه‌ای؛ د) مقطع میکروسکوپی ایگنیمبریت؛ ه) مقطع میکروسکوپی آپلیت؛ و) مقطع میکروسکوپی مونزونیت.

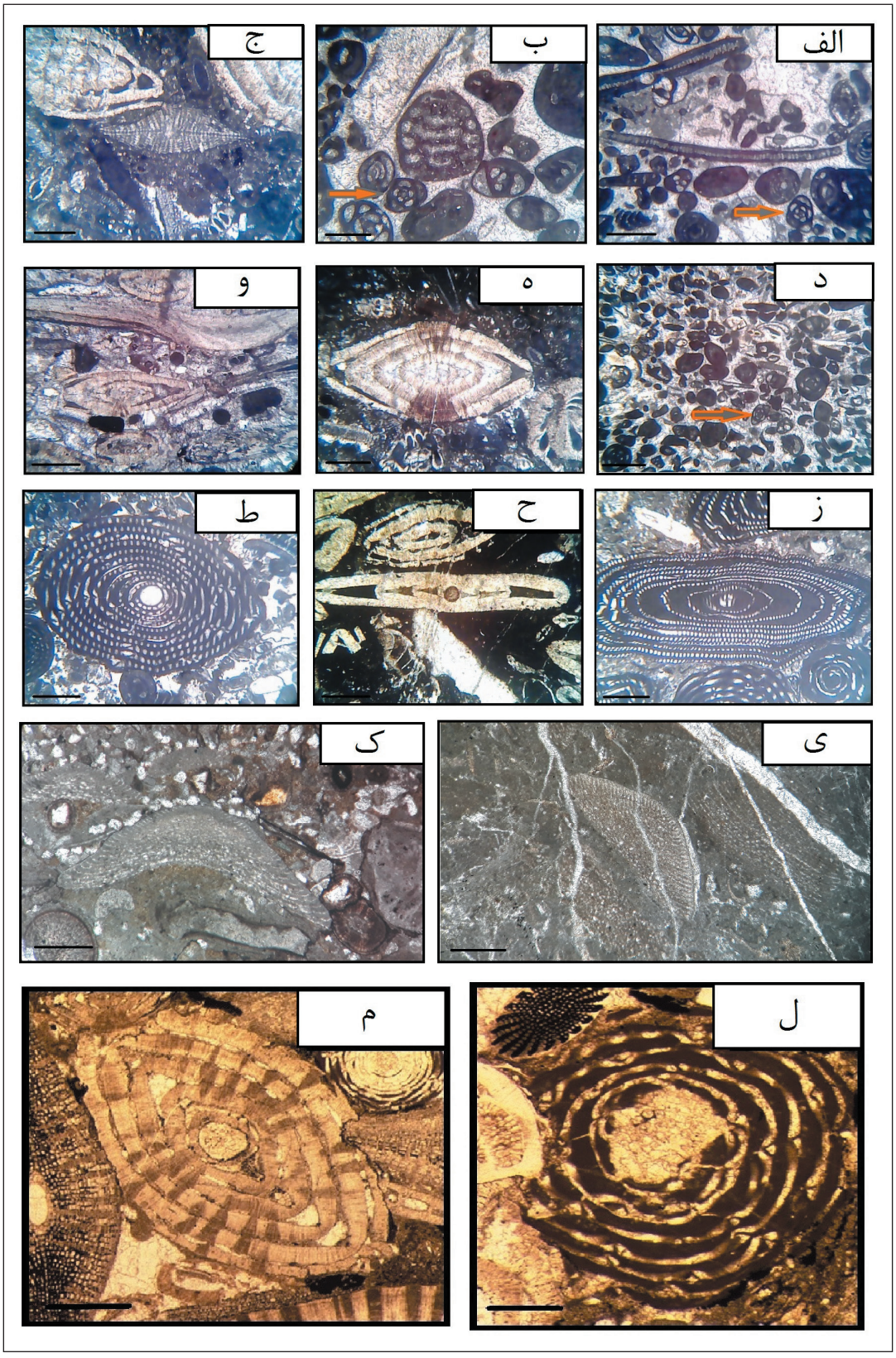


شکل ۶- الف) بافت رسوبی ایمبریکاسیون؛ ب و ج) ساخت رسوبی لایه‌بندی مورب؛ د) ساخت رسوبی کنده‌شده و پرشده.

واحد ۱۷ با ضخامت ۶/۵ متر میکروکنگلومرا با جورشدگی تقریباً متوسط تا خوب و واحد ۱۶ با ضخامت ۲/۶ متر سیلتستون ارغوانی دارد. واحد ۱۵ با ضخامت ۶/۶ متر دارای کنگلومرای ریزدانه و همچنین ۵/۴ متر سیلتستون ارغوانی و سایز ذرات متوسط است. واحد ۱۴ با ضخامت ۵/۶ متر دارای میکروکنگلومراست که ذرات نسبت به لایه ۵ درشت‌دانه‌تر هستند و ۹۷/۷ متر میکروکنگلومرا دارد که دارای تقریباً ۷ میان‌لایه سیلتستونی با حداکثر ضخامت یک متر در فواصل تقریباً ۲۰ متری هستند. همچنین ۱۴۷/۸ متر کنگلومرا با میان‌لایه‌های سیلتستونی دارد که ضخامت این میان‌لایه‌ها حداکثر ۶۰ تا ۷۰ سانتی‌متر و سایز ذرات آنها متوسط است. علاوه بر قلوه‌های آهکی و ماسه‌سنگی، قلوه‌های آذرین، ایگنیمبریت، توف ریولیتی، سنگ‌های دگرگونی مانند هورنفلس (شکل ۵) و فسیل *Quinqueloculina* sp. در قلوه‌های آهکی (شکل ۷)، دارای لایه‌بندی مورب Cross bedding است (شکل ۶).

واحد ۱۳ با ضخامت ۳۳/۳ متر دارای کنگلومرا با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و قلوه‌های آهکی و هورنفلس، جورشدگی و گردشدگی خوب است و به سمت انتهای سکشن قلوه‌ها جورشده‌تر و گردشده‌تر به‌نظر می‌آیند. سایز ذرات متوسط است و دارای ساخت رسوبی ایمبریکاسیون هستند (شکل ۶)، واحد ۱۲ با ضخامت ۱۹/۶ متر دارای ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از میکروکنگلومراست.

www.SID.ir



شکل ۷- مقطع میکروسکوپی از قلوه‌های آهک و میکروفسیل موجود در آنها: الف) *Quincoloculina* sp.(Oligocene- Lower.Miocene؛ ب) *Quinqueloculina* sp.(Cretaceous)؛ ج) *Discocyclina* sp. (Eocene)؛ د) *Quinqueloculina*(Cretaceous)؛ ه) *Nummulittes* spp. (Middle.Eocene)؛ و) *Nummulites Convexa* (Middle.Eocene)؛ ز) *Alveolina levantina* (Lower. Eocene)؛ ح) *Assilina* sp. (Paleocene- Holeosen)؛ ط) *Alveolina Aragonensis* (Lower.Eocene)؛ ی) *Orbitolina Kurdica* (Lower.Cretaceous)؛ ک) *Orbitolina Concava* (Alpian-Cnomanian)؛ ل) *Alveolina* sp. (Upper.Paleocene-Upper.Eocene)؛ م) *Nummulites* sp. (Middle. Eocene).

www.SID.ir

واحد ۱۱ با ضخامت ۳۲/۷ متر دارای ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های سیلتستون، قلوه‌های ایگنمبریت هورنفلس‌های کوردیوریت‌دار است (شکل ۵) که فسیل موجود در قلوه‌های آهکی .*Discocyclina* sp است (شکل ۷).

واحد ۹ با ضخامت ۴/۷ متر دارای سیلتستون ارغوانی است. واحد ۸ با ضخامت ۸۳ متر تناوبی از کنگلومرای ریزدانه و درشت‌دانه و میان‌لایه‌هایی از سیلتستون و ماسه‌سنگ است و قلوه‌های آذرین شامل آپلیت، گرانودیوریت، ایگنمبریت و هورنفلس هستند (شکل ۵). واحد ۷ با ضخامت ۹۴/۳ متر تناوبی از کنگلومرای ریزدانه تا متوسط‌دانه، ماسه‌سنگ با ضخامت ۱ تا ۲ متر و کنگلومرا دارای قلوه‌های آذرین مونزونیت (شکل ۵) است که فسیل موجود در قلوه‌های آهکی آن *Quinqueloculina* است (شکل ۷).

واحد ۶ با ضخامت ۵۶/۲ متر دارای کنگلومرا با میان‌لایه‌های سیلتستونی است که در انتهای لایه یک میان‌لایه ماسه‌سنگی سبز رنگ به ضخامت ۱/۵ متر وجود دارد. فسیل‌های موجود در قلوه‌های آهکی *Nummulittes* spp., *Nummulites Convexa*; *Alveolina aragonensis*, *Alveolina levantina* Hottinger, *Assilina*. sp. هستند (شکل ۷).

واحد ۵ با ۱۶/۲ متر ضخامت، تناوبی از سیلتستون، مادستون و ماسه‌سنگ است، در بین آنها یک میان‌لایه کنگلومرایی به ضخامت ۳ متر دیده می‌شود.

واحد ۴ با ضخامت ۱۳۷/۶ متر تناوبی از سیلتستون و مادستون، و همچنین با ضخامت ۱۵۶/۹ متر دارای کنگلومرا با میان‌لایه‌های مادستونی، قلوه‌های دگرگونی مانند میکاشیست و گنیس بوده و سایز ذرات متوسط است، فسیل‌های موجود در قلوه‌های آهکی .*Orbitolina Kurdica*, *Orbitolina Concava, Alveolina* sp و .*Nummulites* sp است (شکل ۷).

واحد ۳ با ضخامت ۳۲/۸ متر تناوبی از ماسه‌سنگ و سیلتستون (به میزان کمتر) و میکروکنگلومرا، دارای ساخت رسوبی لایه‌بندی مورب (Cross bedding) (شکل ۶) است.

واحد ۲ با ضخامت ۳۲/۸ متر دارای میکروکنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و سیلتستون است.

واحد ۱ با ضخامت ۱۷۱/۴ متر میکروکنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از مادستون و همچنین کنگلومرای متوسط‌دانه با ضخامت ۰/۵ تا ۱ متر به‌صورت میان‌لایه در بین این میکروکنگلومرا و سایز ذرات متوسط بوده و دارای ساختمان‌های کنده شده و پرشده است (شکل ۶). ۵۱۵ متر غالباً از کنگلومرای ریزدانه، ماسه‌سنگ و میان‌لایه‌هایی از سیلتستون با ضخامت‌های کم ۷۰ سانتی‌متری، قلوه‌های آهکی، ساخت رسوبی لایه‌بندی مورب و ساخت کنده شده و پرشده است (شکل ۶). ۳۰۶ متر غالباً از میکروکنگلومراست که به سمت محور ناودیس ریزدانه‌تر و در نهایت به لایه ماسه‌سنگی تبدیل می‌شود. ۸ میان‌لایه در آن مشاهده می‌شود که دو میان‌لایه اول کنگلومرایی و ۶ میان لایه بعدی سیلتستونی است. ضخامت هر کدام از این میان‌لایه‌ها تقریباً ۱۵ متر است و در فواصل تقریباً مساوی از هم قرار دارند. ۴۰ متر ماسه‌سنگ است.

هر چند در انتها در هسته ناودیس، آبرفت‌های کوارترنری وجود ندارد، ولی در حاشیه سنکلینال آبرفت‌های پلیو- کوارترنر به‌صورت دگرشیب در حاشیه لایه‌های کنگلومرایی الیگو- میوسن قرار گرفته‌اند.

۵- بحث

این مطالعه در منطقه نصرت‌آباد واقع در حوضه فلیشی خاور ایران انجام شده و مطالعه این واحد کنگلومرایی- ماسه‌سنگی بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات میدانی و فسیل‌های موجود در قلوه‌های آهکی این صورت گرفته است. این کنگلومرا در منطقه الله‌آباد توسط شهرابی (۱۳۷۳) مطالعه شده است. در این منطقه بیشترین گسترش کنگلومرا در کنار گسل نصرت‌آباد بوده و دارای تناوبی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ است. به دلیل نبود فسیل، بر اساس موقعیت چینه‌نگاری، سن آن را الیگوسن تا میوسن در نظر گرفته‌اند.

با بررسی فاکتورهایی از قبیل اندازه، جنس، جورشدگی و گردشدگی قلوه‌ها، ساخت‌های رسوبی موجود در این واحد کنگلومرایی بدین شرح است: جورشدگی در این رسوبات نسبتاً بد است و به سمت لایه‌های بالاتر جورشدگی بهتر می‌شود که نشان‌دهنده این است که رسوبات مسافت بیشتری را حمل کرده‌اند، این رسوبات هم در داخل کانال‌های بین سدی و هم در اثر حرکت سدها بر جای می‌مانند. رسوبات پرکننده کانال غالباً به فرم عدسی‌شکل در بین رسوبات سدی قرار دارند. طبقه‌بندی در این نوع رسوبات بیشتر به فرم توده‌ای و یا مورب است که در اثر حرکت دون‌ها (مگاریپل‌ها) تشکیل شده است. رسوبات کف کانال در زیر این رسوبات قرار دارند و کنتاکت آنها با رسوبات زیرین به فرم تخریبی است. سدها ممکن است به فرم طولی، حاشیه‌ای و یا متقاطع نسبت به کانال رسوبی قرار گرفته باشند. غالباً سدهای طولی در نواحی با شیب بیشتر تشکیل می‌شوند و حاوی رسوبات دانه‌درشت‌تر با جورشدگی بدتر هستند (در لایه‌های ا بتدایی ۱ تا ۳). با دورتر شدن از منشأ، از تعداد سدهای طولی کاسته و بر تعداد سدهای متقاطع افزوده می‌شود (لایه‌های ۱۲ به بعد) (Smith, 1970). ضمناً در سدهای متقاطع اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد و جورشدگی در آنها بهتر می‌شود. به‌طورکلی در این رودخانه‌ها نواحی با شیب بیشتر (لایه‌های ابتدایی ۱ تا ۳) حاوی رسوبات دانه‌درشت‌تر با جورشدگی بدتر است. با دورتر شدن از منشأ، طبقه‌بندی مورب بیشتر به چشم می‌خورد و ضمناً به همین ترتیب اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد و جورشدگی در آنها بهتر می‌شود.

طبقه‌بندی در این رسوبات از نوع مورب عدسی، مورب مسطح و افقی و جهت طبقه‌بندی مورب در این رسوبات غالباً یک‌جهتی است. در ستون چینه‌شناسی مربوط به این منطقه (شکل ۴)، میزان ذرات دانه‌ریز سیلتی و رسی نسبتاً کم است و بیشتر به‌صورت میان‌لایه در لایه‌های اصلی دیده می‌شوند. در رسوبات این منطقه جهت‌یافتگی در دانه‌های گراول دیده می‌شود و محور بلند آنها عمود برجهت جریان به فرم ایمبریکاسیون قرار گرفته و نشان‌دهنده این است که کنگلومراهای این منطقه مربوط به مناطق رودخانه‌ای هستند و از کنگلومراهای مناطق عمیق دریا- محور بلند که موازی جهت جریان هستند، مجزا می‌شوند. کاهش تدریجی اندازه دانه‌ها به‌طرف بالا در توالی عمودی این رسوبات تا حدودی مشهود است. به‌طور کلی رسوبات این منطقه به فرم سیکلی هستند و در هر نوبت که رودخانه طغیان می‌کرده، سطح مقداری از رسوبات برجای مانده را می‌شسته و با خود می‌برده است و رسوباتی که بعداً در بالای آنها برجای مانده سیکلوتم را تشکیل داده‌اند. در هر سیکل کاهش تدریجی اندازه دانه‌ها به‌طرف بالا مؤید کاهش انرژی در محیط رسوب‌گذاری است.

با توجه به ویژگی‌های رودخانه‌های بریده بریده و همچنین نتایج حاصل از مشاهدات و بررسی‌های صحرایی مشخص می‌شود که محیط رسوبی مورد مطالعه یک محیط رودخانه‌ای از نوع بریده بریده است. رخساره اصلی آن ماسه‌سنگ دانه‌متوسط تا خیلی درشت احتمالاً پبل است و رخساره‌های فرعی آن نیز گراول با لایه‌بندی توده‌ای یا افقی ناقص، ماسه دانه‌متوسط تا خیلی دانه‌درشت احتمالاً پبل‌دار با لایه‌بندی مورب مسطح، ماسه خیلی ریز تا درشت با ریپل‌مارک، ماسه خیلی ریز تا خیلی درشت احتمالاً پبل‌دار با لایه‌بندی افقی، سطح تخریب همراه با قطعات درشت در بالای آن، ماسه ریز با لایه‌بندی مورب که شیب آن کم است، ماسه، سیلت و گل با لامیناسیون نازک و ریپل مارک‌های خیلی کوچک و گل و سیلت توده‌ای دارای ترک گلی هستند (موسوی حرمی، ۱۳۸۹).

فرسایش شدید و حرکت ناگهانی کانال‌ها نشان می‌دهد که تکامل رودخانه‌های بریده بریده در طی وقوع سیل یا افزایش شدت جریان صورت می‌گیرد(Bertoldi et al., 2010).

از آنجا که رودخانه‌های بریده بریده به‌طور مستمر در حال تغییر کانال در اثر ته-نشست ماسه‌ها هستند، می‌توان این چنین تفسیر کرد که رسوبات درون کانال از رسوبات باقیمانده کف کانال تشکیل شده‌اند که با کنتاکت تخریبی بر روی رسوبات زیرین قرار می‌گیرند. در منطقه مورد مطالعه نیز عوامل و پارامترهایی همچون رسوب فراوان و تغییر مکرر و شدید عمق کانال باعث می‌شود که در این رودخانه‌ها بار بستر غنی از رسوب شنی با ضخامت زیاد باشد (Yves- François et al., 2013).

Archive of SID
www.SID.ir

رسوبات باقیمانده از دانه‌های درشت (گراول) تشکیل شده که رودخانه قادر به حرکت آنها نبوده است. سپس رسوبات ماسه‌ای با طبقه‌بندی عدسی در بالای این رسوبات قرار می‌گیرند که بر اثر حرکت دون‌های (مگاریپل‌ها) با خط‌الرأس پیچیده تشکیل شده‌اند. در منطقه ماسه‌ای مسطح، طبقه‌بندی مورب مسطح با مقیاس بزرگ تشکیل می‌شود که در بالای این رسوبات قرار دارد. به طرف بالا در منطقه ماسه‌ای مسطح، طبقه‌بندی مورب عدسی و مسطح تشکیل می‌شود. در قسمت فوقانی این توالی‌ها، رسوبات دشت سیلابی متشکل از رس و سیلت قرار می‌گیرد. این رسوبات ضخامت بسیار کمی دارند، در مواقع سیلابی در محیطی آرام برجای گذاشته شده‌اند.

مخروط افکنه (که بادبزن آبرفتی هم نامیده شده است) ته‌نشست بادبزنی‌شکلی است که به‌وسیله رودخانه‌ها در محل‌هایی پدید می‌آید که شیب آنها به‌طور ناگهانی کم می‌شود. هنگامی که آبراهه‌ها از دره‌های پرشیب کوهستان وارد منطقه کم‌شیب و دشت شوند، به‌دلیل کاهش سرعت آب، رسوبات خود را به‌صورت مخروط بازشده‌ای به جا می‌گذارند که مخروط‌افکنه (Alluvial Fan) یا مخروط آبرفتی نامیده می‌شود. رأس مخروط افکنه به‌سمت بالادست آبراهه و قاعده آن در پایین‌دست است. رسوبات مخروط‌افکنه در نزدیک رأس آنها بیشتر از قطعات سنگ درشت‌دانه و قلوه‌سنگ‌های بزرگ تشکیل شده و به‌تدریج به سمت قاعده شامل دانه‌های شن، ماسه، مارن و رس است. مخروط‌افکنه در نواحی خشک و نیمه‌خشک که پوشش گیاهی بیشتر به‌صورت پراکنده است، گسترش زیادی دارد. مخروط‌افکنه‌ها معمولاً در محل خروجی دره به دشت پدید می‌آیند. اگر چند مخروط افکنه مجاور با همدیگر به یک دامنه شیب‌دار بریزند، تشکیل یک دشت آبرفتی (bajada) می‌دهند (معیری، ۱۳۹۰).

ته‌نشت رسوب ذخیره شده به وسیله رودخانه سریع‌السیر همچنان که وارد دشت یا دره بازی می‌شود، به دلیل شکلی که دارد، بادبزن آبرفتی نامیده می‌شود. بادبزن آبرفتی در مناطق خشک معمول‌ترین پدیده است. زیرا خشک و سیلابی شدن متناوب رودخانه‌های کوهستان شرایط مناسبی برای تشکیل آن فراهم می‌سازد. بادبزن آبرفتی گاهی تا چندین کیلومتر گسترش می‌یابد (فشارکی، ۱۳۷۹).

۶- تعیین منشأ قلوه‌های آذرین موجود در کنگلومرای نصرت‌آباد

از بررسی‌های صحرایی انجام شده و مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک این نتیجه حاصل می‌شود که غالب قلوه‌های آذرین موجود در منطقه از نوع آذرین اسیدی مانند گرانیت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، و حد واسط نظیر دیوریت، گابرو، ایگنمبریت هستند و قلوه‌های دگرگونی آن بیشتر از نوع هورنفلس کوردیوریت دار و اسلیت لکه‌دار است.

با توجه به دلایل زیر می‌توان استنباط کرد که منشأ قلوه‌های آذرین و دگرگونی موجود در کنگلومرای نصرت‌آباد از حاشیه لوت سرچشمه می‌گیرد:

بلوک لوت، خاوری‌ترین بخش خردقاره ایران مرکزی است. فراوانی سنگ‌های آتشفشانی سیستم ترشیری، به‌ویژه ائوسن که با داشتن ضخامتی حدود ۲۰۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند. نهشته‌های دریاچه‌ای تقریباً افقی پلیوسن- پلیستوسن به نام «سازند لوت» که نشانگر عملکرد ضعیف بازپسین رخداد چین‌خوردگی در این بلوک است؛ سنگ‌های آتشفشانی حاشیه باختری لوت تا اندازه‌ای به دور از دگرشکلی‌اند؛ فعالیت ماگمایی لوت شمالی از کرتاسه پسین، آغاز شده و ۵ میلیون سال ادامه داشته است؛ سنگ‌های ماگمایی از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و همچنین مقدار کمتری نفوذی‌های نیمه‌عمیق هستند.

گفتنی است که آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، می‌تواند حاصل فرورانش به سوی بلوک لوت باشد (افتخارنژاد، ۱۳۵۲). پس:

۱) قلوه‌های گرانیتی موجود در کنگلومرای نصرت‌آباد سنی قدیمی‌تر از گرانیت زاهدان دارند و به احتمال زیاد این گرانیت‌ها از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند که سن گرانیت‌های آن ژوراسیک است. گرد شدگی و کرویت قلوه های گرانیتی بیان کننده این است که مسافتی طولانی را طی کرده و فرصت کافی برای فرسایش یافتن داشته‌اند.

۲) از آنجا که گرانیت زاهدان در خاور کنگلومرای نصرت‌آباد واقع شده است و گرانیت‌های حاشیه لوت در سمت باختر آن هستند و نسبت به گرانیت زاهدان با فاصله دورتری از منطقه قرار گرفته‌اند و با توجه به اینکه با حرکت از باختر به خاور محور سنکلینال نزدیک‌تر خواهد بود، اندازه ذرات ریزدانه‌تر می‌شود و گردشدگی و جورشدگی افزایش پیدا می‌کند و به دلیل اینکه در محیط‌های رودخانه‌ای با دور شدن از منشأ این ویژگی‌ها دیده می‌شود، پس می‌توان گفت که منشأ رودخانه از باختر است و قلوه‌های گرانیتی موجود در منطقه از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند.

۳) با توجه به وجود قلوه‌های دگرگونی مانند هورنفلس در منطقه می‌توان گفت که منشأ قلوه‌ها از حاشیه لوت است. زیرا در منطقه خاوری هورنفلس‌های گسترده‌ای وجود ندارد و از جایی دیگر وارد منطقه شده‌اند. از طرفی هورنفلس‌های حاشیه لوت سرشار از کوردیوریت هستند و بررسی مقاطع نازک تهیه شده از هورنفلس‌های موجود در کنگلومرای نصرت‌آباد نیز این ویژگی را نشان می‌دهند و این خود یک دلیل قوی است برای اینکه قلوه‌های از حاشیه لوت سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۵).

۴) از آنجا که یکی از ویژگی‌های محیط‌های رودخانه‌ای بریده بریده این است که با دورتر شدن از منشأ رودخانه فراوانی ساخت رسوبی کراس بدینگ بیشتر و اندازه آنها بزرگ‌تر می‌شود و با توجه به اینکه در این منطقه ه از باختر به خاور این ویژگی به چشم می‌خورد، نتیجه‌گیری می‌شود که منشأ رودخانه از سمت باختر است، پس قلوه‌های آذرین و دگرگونی موجود در منطقه از حاشیه لوت (در باختر کنگلومرای نصرت‌آباد) منشأ گرفته‌اند.

۵) در محیط‌های رودخانه‌ای بریده بریده با دورتر شدن از منشأ از تعداد سدهای طولی کاسته و بر تعداد سدهای متقاطع افزوده می‌شود. ضمناً در سدهای متقاطع اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد (از لایه ۳ به بعد، که در لایه‌های آخری مثل ۱۳، ۱۴، ۱۵ و ... میکروکنگلومرا خیلی ریزدانه و در نهایت در لایه ۱۸ به ماسه‌سنگ تبدیل می‌شود) و جورشدگی در آنها بهتر می‌شود. در منطقه مورد مطالعه از باختر به خاور به همین شکل است و منشأ رودخانه از باختر به خاور است و گرانیت‌ها از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند.

۶) در رودخانه‌های بریده بریده با دورتر شدن از منشأ شیب لایه‌ها کمتر می‌شود. در منطقه مورد مطالعه نیز از باختر به خاور به همین شکل است، به‌طوری که در لایه‌های ابتدایی (لایه‌های ۱تا ۳) شیب تقریباً ۳۰ تا ۴۰ درجه است و به سمت جلو شیب کمتر می‌شود. به‌طوری که در لایه‌های ۱۷ و ۱۸ شیب به ۹ تا ۱۰ درجه می‌رسد و تقریباً به حالت افقی نزدیک می‌شود، پس جهت رودخانه مورد مطالعه از باختر به خاور است و قلوه‌های آذرین موجود در منطقه از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند.

۷) از آنجا که از روی جهت شیب لایه‌بندی متقاطع می‌توان جهت حرکت رودخانه را تشخیص داد، به‌طوری که جهت حرکت رودخانه در جهت شیب لایه‌بندی متقاطع است، جهت شیب لایه‌بندی‌های متقاطع موجود در منطقه مورد مطالعه (لایه‌های ۳، ۱۳ و ۱۶) از باختر به خاور است، که این نشان می‌دهد جهت رودخانه از باختر به خاور است؛ پس می‌توان نتیجه گرفت منشأ قلوه‌های آذرین از حاشیه لوت است.

۸) یکی از ساخت‌های رسوبی موجود در منطقه، ایمبرکاسیون است (شکل ۶)، با توجه به اینکه در نواحی کم‌عمق جهت شیب ایمبرکاسیون‌ها در خلاف جهت جریان است، در منطقه مورد مطالعه ایمبرکاسیون‌ها (لایه‌های ۲ و ۴) تقریباً عمود برجهت جریان هستند و نمی‌توان به‌طور واضح گفت که در جهت رودخانه و یا در خلاف جهت رودخانه قرار گرفته‌اند، این طرز قرار گرفتن ایمبرکاسیون‌ها شاید به این دلیل است که رودخانه در طی حرکت مسیر خود را تغییر می‌داده است و یا اینکه رودخانه‌های فرعی به آن وارد می‌شده‌اند.

۹) با توجه به ضخامت زیاد برخی از واحدهای کنگلومرایی منطقه، به نظر می‌رسد که این کنگلومراها مربوط به یک بادبزن آبرفتی از منشأ جریان خرده‌دار (Debris flow) باشند. در واقع در این منطقه هم محیط رسوبی بادبزن آبرفتی و نیز محیط رسوبی رودخانه‌ای از نوع بریده بریده در تناوب با یکدیگر دیده می‌شوند که بیشترین ضخامت مربوط به رودخانه‌های بربده بریده است.

Archive of SID
www.SID.ir

۷- تعیین سن کنگلومرای نصرت‌آباد

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، جدیدترین فسیل یافت شده *Quincoloculina* sp. (که از ائوسن جوان‌تر است) در لایه ۱۵ است (شکل ۷). بنابراین می‌توان گفت کنگلومرای نصرت‌آباد تحت تأثیر عملکرد فاز ساوین در اواخر الیگوسن و اوایل میوسن در حدود ۲۳ میلیون سال قبل قرار گرفته است و بر اساس موقعیت چینه‌شناسی (زیر رسوبات پلیوسن) می‌توان سن کنگلومرای نصرت‌آباد را الیگوسن- میوسن در نظر گرفت.

فسیل‌های موجود در قلوه‌های آهکی این کنگلومرا غالباً از خانواده‌های اربیتولین، آلوئولین، نومولیت، ملیولیده و ... هستند که با توجه به اینکه جوان‌ترین سن آنها جنسی از ملیولید با سن الیگوسن- میوسن زیرین است و از طرفی چون توسط کنگلومرای پلیوسن-پلیوستوسن(کواترنری) پوشیده می‌شود، می‌توان سن این کنگلومرا را الیگوسن- میوسن در نظر گرفت.

۸- نتیجه‌گیری

نتایج به‌دست‌آمده از مطالعه و بررسی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی روی ۱۸ لایه کنگلومرایی- ماسه‌سنگی در منطقه مورد نظر که با یک دگرشیبی آغاز می‌شود به شرح زیر است:

- منشأ بعضی از قلوه‌های گرانیت موجود در منطقه نمی‌توانند گرانیت زاهدان باشند چون این گرانیت از کنگلومرا جوان‌تر است. قلوه‌های دگرگونی مانند هورنفلس نیز در منطقه وجود دارد و می‌توان استنباط کرد که منشأ بسیاری از آنها از حاشیه لوت بوده است. با توجه به وجود رخساره‌های بازیک، اولترابازیک، ایگنمبریت و ریولیت و بلوک‌های آهکی ائوسن در بخش باختری حوضه فلیش، می‌توان گفت که منشأ بعضی از این نوع قلوه‌ها از بخش باختری حوضه بوده است.
- با توجه به اینکه در منطقه از باختر به خاور ساخت‌های کراس بدینگ بیشتر و اندازه آنها بزرگ‌تر می‌شود و همچنین از باختر به خاور تعداد سدهای طولی کاهش و سدهای متقاطع افزایش و همچنین در سدهای متقاطع اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد و از طرفی جورشدگی در رسوبات بهتر می‌شود، می‌توان گفت که محیط رسوبی غالب بر منطقه رودخانه‌های بریده بریده و جهت جریان از خاور به باختر بوده است.
- با توجه به اینکه جوان‌ترین فسیل‌های یافت شده در قلوه‌های آهکی ائوسن هستند، سن کنگلومرای نصرت‌آباد را می‌توان از ائوسن جوان‌تر در نظر گرفت و از آنجا که در زیر رسوبات پلیوسن واقع شده است سن آن الیگوسن- میوسن است.
- کنگلومرای مذکور به‌طور غیررسمی به نام کنگلومرای کنجی معرفی شده است. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه این رسوبات ضخامت کامل‌تری دارند و مرز زیرین و بالایی آنها کاملاً مشخص است، به‌عنوان کنگلومرای نصرت‌آباد پیشنهاد می‌شود.

کتابنگاری

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۲- بررسی زمین‌شناسی در لوت مرکزی و خاور ایران.

سامانی، ب. و اشتری، ش.، ۱۳۷۱- تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علوم زمین، ش۴، سازمان زمین‌شناسی کشور، صص. ۱۴ تا ۲۵.

شهرابی،م.، ۱۳۷۳- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش الله‌آباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره K11.

فشارکی، پ.، ۱۳۷۹- فرهنگ جغرافیا، انتشارات امیرکبیر.

معیری، م.، ۱۳۹۰- فرهنگ واژه‌های ژئومورفولوژی، انتشارات دانشگاه اصفهان.

موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۹- رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۷۴ ص.

نوگل سادات، م. ع. ا.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌ساخت ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

Babazadeh, S. A. and De Wever, P., 2004- Early Cretaceous radiolarian assemblages form radiolarites in the Sistan Suture(eastern Iran). Geodiversitas, V. 26(2),pp. 185-206.

Babazadeh, S. A., 2007- Cretaceous radiolarians form Birjand ophiolitic range in Sahlabad Province, eastern Iran. Revuede Paleobiologie, V. 26(1),pp. 9-98.

Berberian, M. and King, G., 1981- Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran,Canadian Journal of Earth Sciences,V.18, pp.210-265

Bertoldi, W., Zanoni, L. and Tubino, M., 2010- Assessment of morphological changes induced by flow and flood pulses in a gravel bed braided river: The Tagliamento River (Italy). Geomorphology, V. 114, pp. 348–360.

Boulin, J., 1991- Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys.Tectonophysics.V. 196, pp. 211-268

Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- Character,genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone,eastern Iran.Lithos, V. 15, pp. 221-239.

Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R. and Burgess, R., 2009- Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphism rocks of the Sistan suture Zone, Eastren Iran. Geological Journal, V. 44, pp. 104-116.

Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. and Moazzen, M., 2005- Eclogistes and blueschists of the Sistan Suture Zone,eastern Iran:A Camparison of P-T histories form a subduction mélange.Lithos, V. 84, pp. 1-24.

Mc Call, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of Southern Iran.Journal of Asian Earth Sciences , V. 15, pp. 517-531.

Sengor, A. M. C., Demir, A., Altan, C., Timur, U. and Hsti, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, Geological Society, London, Special Publications 1988, V.37, pp. 119-181.

Sengor, A. M., 1990- Palte tectonics and orogenic research after 25 years,A Tethyan Perspective.Earth Science Review, V. 27, pp. 1-201

Smith, N. D., 1970- The braided Stream depositional environment comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks,north-central Appalachians: Geo. Sos. Am. Bull., V. 81, pp. 2993-3014.

Stoklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran,Bulletin of the American Association of Petroleum Geology, V. 52, pp. 1229-1258.

Stoklin, J., Eftekharnezhad, J. and Hushmandzadeh, A., 1972- Centeral Lut reconnaissance East Iran.Geological Survey of Iran Report 22, 62 P.

Tirrul, L., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp,V. E., 1983- Sistan suture zone of eastern Iran.Geological Society of America Bulletin, V. 94, pp. 134-150

Yves-François, L. L., Hervé, P. and Anne, R. H., 2013- Perception of braided river landscapes: Implications for public participation and sustainable management. Journal of Environmental Management, V. 119, pp. 1-12.

Archive of SID

www.SID.ir

Study and nomenclature of sandstone-conglomerate unit in the Nosrat-Abad area, northwest of Zahedan

M. R. Bakhshi Mohebbi[1*], A. A. Moridi farimani[1] and R. Moezzi nasab[2]

[1]Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

[2]M.Sc., Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2017 January 17 Accepted: 2017 November 07

Abstract

Among the sedimentary units of the east flysch basin in the Nosrat-Abad area, where in the 105km northwest of Zahedan, there is a sandstone-conglomerate unit with an Oligo-Miocene age. The depositional environment of this deposit was fluvial which has been morphologically dissected in several portions; this unit covers the Eocene sandstone-shale deposits by an angular unconformity about 30 degrees. The measured thickness is about 2650 meters. The composed particles and pebbles are in various grain size. On the other hand, sandstone, siltstone, and mudstone accompany the conglomerate unit. Field observations document the unit was formed in a fluvial depositional environment. Imbrication and cross, smooth, and lens-shaped bedding are the main recognizable sedimentary structures. Moreover, the caved and filled structure are seen. Note that there is difference between the lithology of the pebbles in the conglomerate and the rocks composing the flysch zone, the pebbles could be originated from the west side, where in the Lut block. The recognized fossils from limestone pebbles are belong to the families such as Orbitolina, Alveolina, Nummulite, and Miliolid, consequently, the age of conglomerate-sandstone unit must be younger than Eocene and cover by Conglomarate Quaternary probably could be Oilgo-Miocene.

Key Words: Nosrat-Abad, East Iran, Braided, Sistan Suture Zone, Flysch

For Persian Version see pages 201 to 208

*Corresponding author: M. R. Bakhshi Mohebbi; E-mail: m_bakhshi@science.usb.ac.ir

Archive of SID

www.SID.ir