



بررسی نحوه تشکیل کنکریون در افقهای شیلی سازند کشف رود و کاربرد آن در بررسیهای چینه نگاری سکانسی، برش قره قیطان، کپه داغ

زهرا والیانی*، عبدالحسین امینی

دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

*پست الکترونیک: zvaliani@khayam.ut.ac.ir

چکیده

بخشهای زیرین سازند کشف رود در برش قره قیطان غالباً از شیل و رخساره های آواری دانه ریز تشکیل یافته است، کنکریونهای کربناته و لایه های نازک ماسه سنگ شاخصه های مفیدی برای بازسازی و تحلیل محیط رسوبی هستند. ویژگیهای رسوب شناسی شیلها و فراوانی آنها، محتوای اثر فسیلی هلمینتوپسیس (*Helminthopsis*) بر گسترش آنها در شرایط عمیق دریا دلالت می کنند. در بخشهای عمیق حوضه بررسی تغییرات نسبی دریا نسبتاً دشوار است. اتودیاژنز بودن کنکریونهای کربناته در این سازند بر اساس محتوای کلسیت (کلسی متری شعاعی)، شکل (کروی) و موقعیت چینه شناسی آنها (موازی با لایه بندی عمومی) مشخص شد. در این کنکریونها نظیر شیلهای دربرگیرنده شان کلسیت آواری، کوارتز و فلدسپار وجود دارند. شیلهای دربرگیرنده با فراوانی ایلیت، کائولینیت و کلریت مشخص می شوند. کنکریونها به نظر می رسد که بلافاصله بعد از ته نشینی رسوبات، در دوره های بالابودن سطح دریا، در طول دوره های عدم و یا کمبود ورود رسوبات از خشکی توسعه یافته اند. واکنش آب دریا با رسوبات تازه نهشته شده به افزایش بخشی کلسیت (کنکریونها) منجر می شود. بنابراین افقهای دارای کنکریون شاخصه های خوبی برای شناسایی دوره های بالا بودن سطح دریا (mfs) هستند. ورقه های ماسه ای در افقهای شیلی، توریدایتها، دوره های پایین بودن آب دریا در حوضه را نشان می دهند. در طول این دوره تأمین رسوب از خشکی قابل توجه بوده است.

واژه های کلیدی: کشف رود، هلمینتوپسیس، کنکریون کربناته اتودیاژنز، چینه نگاری سکانسی.

مقدمه

(اروین و همکاران، ۱۹۹۷ و کورتیس و همکاران، ۱۹۸۶). این کنکریونها در نهشته های مربوط به محیطهای دریایی و غیردریایی و از سنگهای رسوبی پرکامبرین تا رسوبات دریایی کنونی گزارش شده اند (نلسون و لورنس، ۱۹۸۴). با وجودی که کنکریونها با ترکیب کربناته در ماسه سنگها و سنگ آهکها هم شناسایی شده اند، اما تشکیل آنها در سنگهای آواری دانه ریز (گل سنگها) متداول تر است. این کنکریونها اغلب به عنوان مشخص ترین عارضه دیاژنزی

کنکریونهای کربناته از عوارض دیاژنتیکی شاخص در سنگهای رسوبی هستند که می توانند به صورت اتودیاژنتیک و مزودیاژنتیک تشکیل شده باشند. در صورت تشکیل در شرایط اتودیاژنز اطلاعات مهمی در مورد شرایط محیطی و سیالات اتودیاژنتیکی و در صورت تشکیل در شرایط مزودیاژنز اطلاعاتی در خصوص تکامل سیالات پرکننده حفره در رسوبات میزبان ارائه می دهند

(pervasive)، استفاده شود (سیکو و خیم، ۲۰۰۶). به طور کلی از نظر نحوه تشکیل سه نوع کنکرسیون شناسایی شده است:

۱- کنکرسیونهایی که به طرف خارج سیمانی شده‌اند. در این نوع کنکرسیونها احتمالاً انقباض داخلی صورت نمی‌گیرد، از این رو این کنکرسیونها غیر سپتارینی هستند (رایسول، ۱۹۷۱).

۲- کنکرسیونهایی که به طرف داخل سیمانی شده‌اند. این نوع کنکرسیونها فابریکهای داخلی را حفظ می‌کنند اما مستعد ترک خوردگی می‌باشند، یعنی سپتارینی هستند. این ترک خوردگی تا زمانی پیش می‌رود که بخشهای داخلی کنکرسیون سیمانی شوند (پرات، ۲۰۰۱).

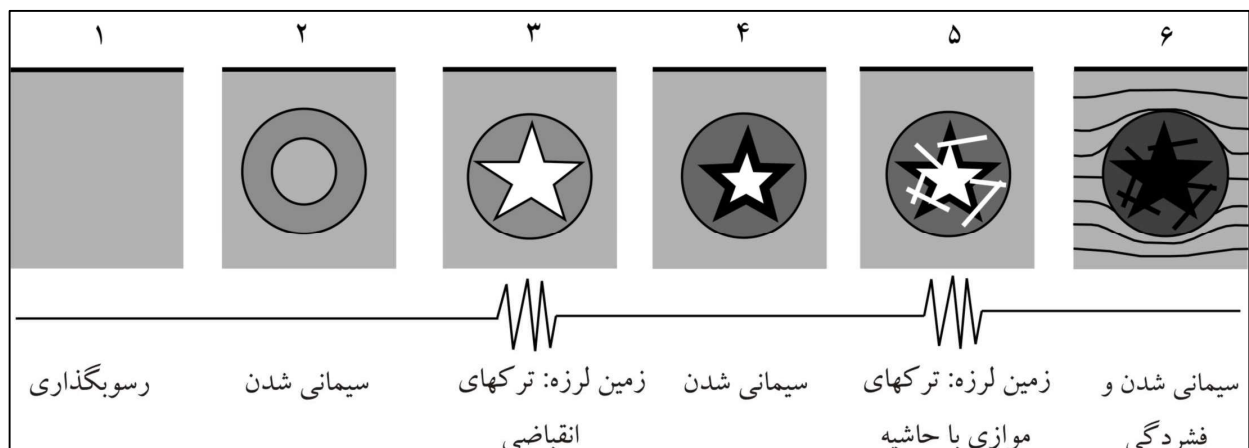
۳- کنکرسیونهایی که به طور همزمان سیمانی شده‌اند (pervasive). این نوع کنکرسیونها، لایه‌بندی اولیه را حفظ می‌کنند اما کمتر مستعد ترک خوردگی داخلی هستند (رایسول، ۱۹۷۱ و رایسول و فیشر، ۲۰۰۰).

کنکرسیونهای سپتارین موجود در گل‌سنگها و شیلها (دریایی و غیردریایی) جزو ساختهای رسوبی و لایه‌های تغییر شکل یافته (seismites) در نظر گرفته شده و به تأثیر فعالیت تکتونیکی همزمان با رسوب گذاری نسبت داده شده‌اند (پرات، ۲۰۰۱) (شکل ۱).

گل‌سنگها هستند و تشکیل آنها عمدتاً به ترکیب اولیه گل‌سنگ نیز اشاره دارد (مراد و اشت، ۱۹۹۰ و آستین و اسکاچمن، ۱۹۸۸). ترکیب شیمیایی کنکرسیونها منعکس کننده ماهیت فرآیندهای شیمیایی در محیط دیاژنز نیز می‌باشد (رایسول، ۱۹۸۷ و سیکو و خیم، ۲۰۰۶).

کانیهای سازنده کنکرسیونهای کربناته شامل کلسیت، دولومیت، سیدریت، آنکريت، رودوکروزیت و کلسیت با منیزیم بالاست که در برخی از آنها کوارتز و پیریت هم دیده می‌شود (نلسون و لورنس، ۱۹۸۴). تنوع کانی شناسی آنها به تفاوت شرایط حاکم بر محیط تشکیل و تغییر سریع در شرایط محیطی، ترکیب رسوبات میزبان و میزان رسوب گذاری نسبت داده می‌شود (سیکو و خیم، ۲۰۰۶).

مطالعات زیادی برای نشان دادن تغییرات شیمیایی زونه در کنکرسیونهای کربناته انجام شده است (رایسول، ۱۹۷۱). این مطالعات بر این اصل کلی استوارند که بیشتر کنکرسیونهای کربناته به طور متحدالمرکز رشد کرده‌اند، بنابراین روند تغییر در ترکیب آنها از مرکز تا حاشیه، تغییرات پیش‌رونده ترکیب آب درون منفذی را نشان می‌دهد (موزلی، ۱۹۹۶). طبیعی است که این اصل نمی‌تواند در مواردی که سیمانی شدن به صورت همزمان در حجم کنکرسیون اتفاق می‌افتد، یعنی رشد فراگیرنده



شکل ۱: مراحل تشکیل کنکرسیونهای سپتارین با دو نوع ترک خوردگی (پرات، ۲۰۰۱).

عبور از ترکمنستان و ایران وارد افغانستان می‌شود. این حوضه گسترش قابل ملاحظه‌ای در میدانهای گازی موجود در سه کشور مذکور دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳). این حوضه از شمال به صفحه توران محدود می‌شود و مرز شمالی آن منطبق بر گسل عشق آباد و مرز جنوبی آن با رخنمونهای ناپیوسته‌ای از منشورها یا گوه‌های برافزاینده تیس قدیمی مشخص می‌شود که در شمال شرق فریمان و جنوب غربی مشهد رخنمون دارند (آقانباتی، ۱۳۸۳). در ژوراسیک میانی رسوب گذاری در حوضه کپه داغ بر روی حاشیه جنوبی صفحه توران شروع می‌شود، که احتمالاً منعکس کننده کشش پشت قوسی (back-arc extention) همراه با فرو رانش به طرف شمال است (لیبریس و مانبی، ۱۹۹۹ و آقانباتی، ۱۳۸۳). تاریخچه تغییر شکل، فرو رانش و رسوب گذاری ژوراسیک زیرین تا میانی در جنوب آسیا پیچیده است و به طور محلی تغییر می‌نماید. نهشته‌های آواری ژوراسیک میانی سازند کشف‌رود، ممکن است نتیجه حوادث فشارشی سیمین میانی باشند، اما شواهدی از صفحه توران - شرق دریای خزر به گسلهای کششی تأثیر گذار بر رسوب گذاری در طول این دوره اشاره می‌کند (لیبریس و مانبی، ۱۹۹۹).

از نظر چینه نگاری سازند کشف‌رود غالباً شامل شیل‌های تیره رنگ، ماسه سنگ و کمی سنگ آهک و کنگلومراست که از نظر سنگ شناسی و گسترش صحرایی شباهت زیادی به رسوبات زغال دار ژوراسیک البرز و ایران مرکزی دارند. برش الگوی این سازند در ۱۵ کیلومتری شرق روستای بغبغو (سه راه مشهد به معدن زغال سنگ آق دربند) اندازه گیری شده است (مدنی، ۱۹۷۷ و افشار حرب، ۱۳۷۳). بخش زیرین آن با برتری افقهای شیلی و میان لایه‌های ماسه سنگی

برخی معتقدند علاوه بر زمین لرزه، افزایش فشار درون منفذی هم ممکن است باعث تشکیل کنکرسیون سپتارینی شود. این وضعیت در کنکرسیونهای غیر سپتارینی نیز دیده می‌شود اما به اندازه‌ای نیست که باعث ترک خوردگی شود (هونسلو، ۱۹۹۷).

در این مقاله سعی بر این است که ضمن تعیین شرایط و نحوه تشکیل کنکرسیونهای موجود در افقهای شیلی سازند کشف‌رود، ارتباط آنها با شرایط محیط رسوبی این سازند مشخص و جایگاه آنها در کاربردهای چینه نگاری سکانسی تعیین گردد. سازند کشف‌رود (ژوراسیک میانی) در برشهای پل گزی و قره قیطان به ویژه در بخشهای زیرین با برتری واحدهای شیلی مشخص است. واحدهای شیلی این سازند در بخشهایی (به ویژه برش قره قیطان) حاوی کنکرسیونهای بیضوی - کروی است، که امکان تقسیم بندی افقهای شیلی به بخشهای کوچکتر را میسر می‌سازد. به دلیل تشکیل این مجموعه شیلی در شرایط عمیق (مدنی، ۱۹۹۷ و پورسلطانی و گیلبلینگ، ۲۰۰۶) و عدم تنوع رخساره‌ای در آنها، امکان تجزیه و تحلیل تغییرات سطح نسبی آب دریا به راحتی در آنها میسر نیست. گسترش این عوارض در مراحل اولیه دیاژنز، یعنی زمانی که محیط دیاژنز، متأثر از شرایط محیطی است (Eodiagenesis) صورت می‌گیرد، بر این اساس می‌توان از آنها در تجزیه و تحلیل شرایط محیطی و فهم تغییرات سطح نسبی آب دریا استفاده نمود (مراد و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین گسترش آنها می‌تواند به تجزیه و تحلیل این سازند در چارچوب چینه نگاری سکانسی کمک نماید.

موقعیت زمین شناسی

پهنه رسوبی کپه داغ شامل کوههای هزار مسجد در شمال شرق ایران است که از شرق دریای خزر شروع و پس از

مشخص است که به سمت بالا بر میزان افقهای ماسه‌سنگی افزوده می‌شود و تغییرات جانبی رسوبات در منطقه گسترده است. به طور کلی اندازه دانه‌ها از جنوب شرق به سمت شمال و غرب کاهش می‌یابد، به همین دلیل به نظر می‌رسد نهشته‌های سازند کشف‌رود حاصل فرسایش برجستگیهای تریاس و یا فراپومهای قدیمی تری است که در جنوب حوضه کپه‌داغ قرار داشته و مواد حاصل از فرسایش از سمت جنوب به داخل فرونشینی دارای روند شرقی - غربی به درازای ۵۰۰ کیلومتر منتقل می‌شده است (آقانبائی، ۱۳۸۳؛ پورسلطانی و همکاران، ۱۳۸۵ و پورسلطانی و همکاران، ۲۰۰۶). بررسی‌های صورت گرفته در مورد شرایط محیطی این سازند نشان داده است که نهشته‌های این حوضه شامل سه رخساره رسوبی شاخص از نوع شیل سیاه، توریدایت و رخساره پرودلتا می‌باشد که در دو محیط کاملاً متفاوت نهشته شده‌اند. افقهای شیلی بیشتر به رسوب‌گذاری در شرایط عمیق و آرام نسبت داده شده‌اند. افقهای آواری (ماسه‌سنگها) به توریدایت‌هایی که به طور متناوب این بخش از حوضه را تحت تأثیر قرار می‌داده‌اند، نسبت داده می‌شوند (مدنی، ۱۹۷۷ و پورسلطانی، ۱۳۸۶). فراوانی مواد آلی در افقهای شیلی به قدری است که برخی منابع آنها را به عنوان منشأ میادین گازی شمال شرق ایران ذکر می‌نمایند (افشارحرب، ۱۳۷۳؛ حسین‌پور صیامی، ۱۳۸۲؛ کرامتی، ۱۳۷۵).

برش قره‌قپطان در ۴ کیلومتری شرق برش پل گزی (محل برش الگو) قرار دارد. در این منطقه سازند کشف‌رود با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی سازند سینا قرار می‌گیرد و به طور هم‌شیب به سازند مزدوران در بالا منتهی می‌شود. سازند سینا با سن لادن پسن تا کارنین پیشین از توالی ماسه‌سنگ و شیل توفی، مارن و سنگ آهک توفی با

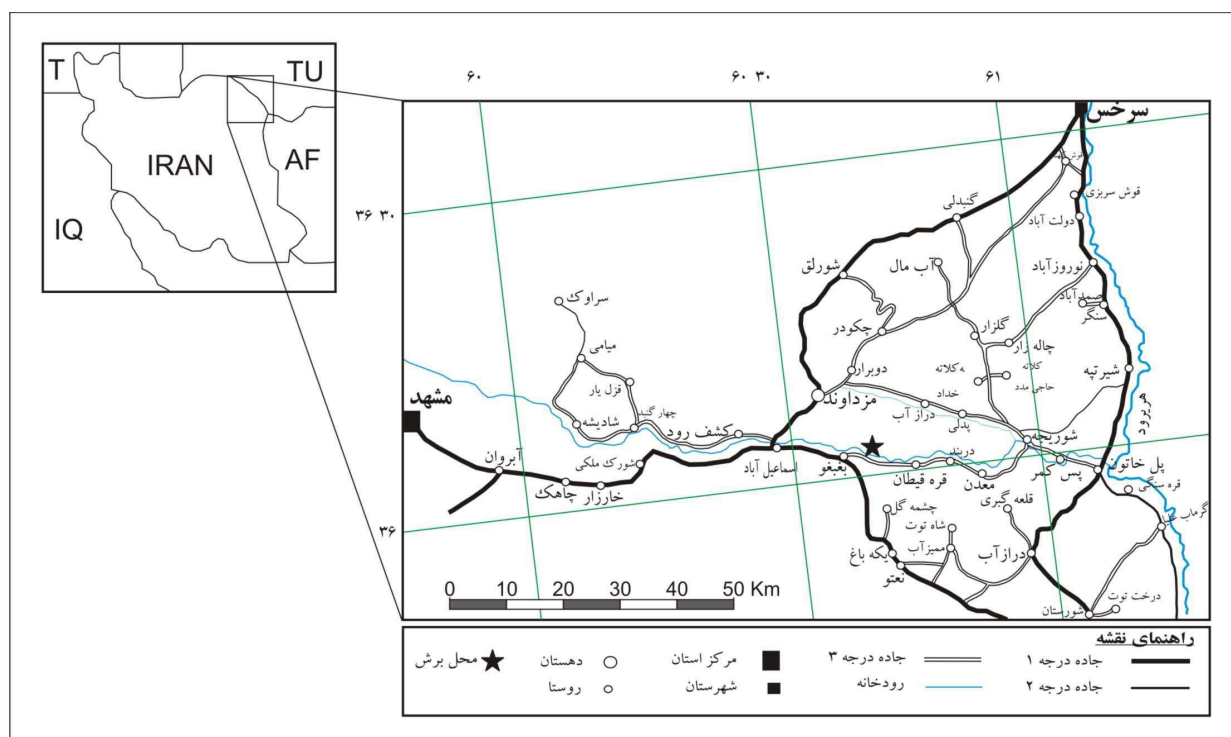
لایه‌بندی نازک با ضخامت ۴۰۰ تا ۷۰۰ متر (افشارحرب، ۱۳۷۳) و سازند مزدوران با سن آکسفوردین - تایتونین از سنگهای کربناته ضخیم لایه و صخره‌ساز و لایه‌های فرعی مارن و شیل تشکیل شده‌است (آدابی و آگر، ۱۹۹۷). ضخامت سازند کشف‌رود در این برش ۸۱۳ متر است. مختصات جغرافیایی این برش $36^{\circ}01'22''$ عرض شمالی و $60^{\circ}43'06''$ طول شرقی می‌باشد. راه دسترسی به این برش از طریق جاده اصلی مشهد - سرخس امکان‌پذیر است. این برش بین روستاهای پل گزی و قره‌قپطان قرار دارد که فاصله آن از روستای پل گزی حدود ۲/۵ کیلومتر و تا روستای قره‌قپطان ۵/۵ کیلومتر است. برش قره‌قپطان در شمال رودخانه کشف‌رود برداشت شده‌است (شکل ۲).

روش مطالعه

در بررسی‌های صحرایی مشخص گردید که کنکرسیونها در درون رخساره‌های شیلی و در افقهای خاصی از آنها گسترش یافته‌اند (شکل ۳). با تهیه نمودار رسوب‌شناسی (sedimentological log)، موقعیت کنکرسیونها در درون شیلها و کل توالی مورد مطالعه مشخص گردید. از کنکرسیونها و واحدهای شیلی دربرگیرنده نمونه‌برداری انجام گردید. مشخصه‌های کانی‌شناسی و تغییر ترکیب شیمیایی کنکرسیونها از مرکز به حاشیه با انجام آزمایشهای کلسی‌متری به روش درصد حجمی (کارور، ۱۹۷۱) و XRD و پتروگرافی میسر گردید (شکل ۴). به این منظور از بخشهای مختلف کنکرسیونها و شیلها به اندازه ۰/۵ گرم به تعداد ۱۴ نمونه تهیه و بعد از تبدیل به پودر به آزمایشگاه ارسال شد، همچنین برای انجام آنالیز کلسی‌متری از همان بخشها به اندازه ۱ گرم پودر تهیه گردید. آنالیزهای XRD با دستگاه آنالیزگر فلیپس (Philips Analitical) با تیوپ آند

اجزا (تا کر، ۲۰۰۳) صورت گرفته است. در این مطالعه جمع آوری نمونه‌ها در مهرماه ۱۳۸۶ صورت گرفته و بررسیهای پتروگرافی و آنالیزهای XRD آن در اردیبهشت ماه ۱۳۸۷ به پایان رسید.

مس و پراش سنج PW1840 و نرم افزار پراش PC-APD انجام شد. مشخصه‌های بافتی آنها با استفاده از روشهای پتروگرافی مورد بررسی قرار گرفت. درصد اجزا آواری موجود در کنکرسیون با استفاده از نمودارهای تخمین درصد



شکل ۲: موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن.



شکل ۳: نمای کلی از واحدهای شیل - غالب، دارای کنکرسیون در منطقه مورد مطالعه



شکل ۴: نقاط نمونه‌برداری برای آنالیزهای کلسی‌متری و XRD از حاشیه به مرکز کنکرسایون.

بحث

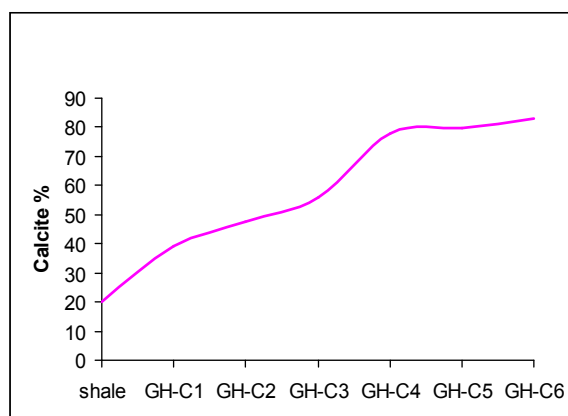
کنکرسایونهای مورد مطالعه معمولاً بیضوی شکل بوده و قطر بزرگ آنها بین ۱۷-۲۰ سانتی متر و قطر کوچک بین ۱۰-۱۵ سانتی متر می‌باشند (شکل ۵). درصد کلسیت در این کنکرسایونها از مرکز به سمت حاشیه کاهش می‌یابد (شکل ۶). این کنکرسایونها اساساً محتوی کلسیت بالاتری (۳۹-۸۲٪ حجمی) نسبت به شیل در برگیرنده (۲۴٪ حجمی) دارند. اجزای تشکیل‌دهنده آنها شامل کوارتز نیمه‌زاویه‌دار، فلدسپار، خرده‌های فسیلی نظیر گاستروپود و پیریت است که در ماتریکسی گلی با کلسیت میکروکریستالین قرار دارند. شواهدی از آثار آشفته‌گی زیستی در برخی کنکرسایونها دیده می‌شود که بدون تغییر شکل هستند (شکل ۷). درون حجرات برخی گاستروپودها را پیریت و ماتریکسی از جنس زمینه کنکرسایون پر می‌کند (شکل ۸). از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده این کنکرسایونها اکسید آهن است که درصد آن در حاشیه کنکرسایون فراوانتر است (شکل ۹). از طرفی مقدار اجزای آواری از حاشیه به مرکز کنکرسایون تغییری نشان نمی‌دهد. آنالیزهای XRD نمونه‌های کنکرسایون وجود کوارتز، کلسیت و فلدسپار را نشان می‌دهد، درحالی‌که آنالیز XRD نمونه‌های شیل دربرگیرنده کنکرسایون کانیهای

رسی همچون ایلیت، کائولینیت و کلریت را نشان می‌دهد، اما در نمونه‌های کنکرسایون این کانیهای رسی بسیار ناچیز هستند (شکل ۱۰). اندازه‌گیری ماده آلی کنکرسایونها با استفاده از اکسید کننده آب اکسیژنه نشان داد که ماده آلی موجود در آن بسیار ناچیز است. قرارگیری کنکرسایونها در افقهای موازی با لایه‌بندی عمومی شیلها نشان‌دهنده تأثیر شرایط محیطی در گسترش آنهاست. از طرفی وجود آثار آشفته‌گی زیستی بدون تغییر شکل (اولیه)، نشان‌دهنده آن است که کنکرسایونها در مراحل قبل از فشردگی ایجاد شده‌اند، در غیر این صورت بر اثر فشردگی پیش از سیمانی شدن (فشردگی قبل از تشکیل کنکرسایون) باید دچار تغییر شکل می‌شدند و جهت‌یافتگی نشان می‌دادند. علاوه بر اینها نتایج آنالیز XRD کنکرسایونها نشان می‌دهد که آنها کانی رسی اندکی نسبت به شیلهای دربرگیرنده دارند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که کنکرسایونها در افقهای غنی از آهک گسترش یافته‌اند. وجود کوارتز و فلدسپار در آنها از تأثیر شرایط محیطی و تأثیر ذرات آواری حمل شده از خشکی حکایت دارد. گسترش سیمان کربناته در این افقها به شرایط مساعد در حوضه رسوبی (کمی بعد از رسوب‌گذاری) مربوط است. افزایش سطح نسبی آب دریا و آرامش نسبی حوضه (کاهش

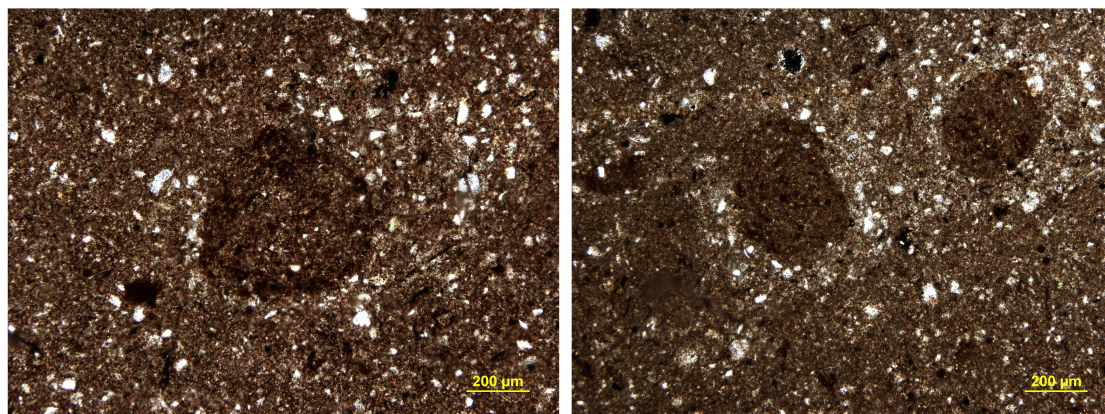
میزان رسوب گذاری) امکان تبادل شیمیایی بین رسوبات تازه نهشته شده و آب دریا را فراهم نموده است. منشأ کربنات کلسیم موجود در این افقها ممکن است به خرده سنگهای کربناته و فسیلهای حمل شده از خشکی هم مربوط باشد.



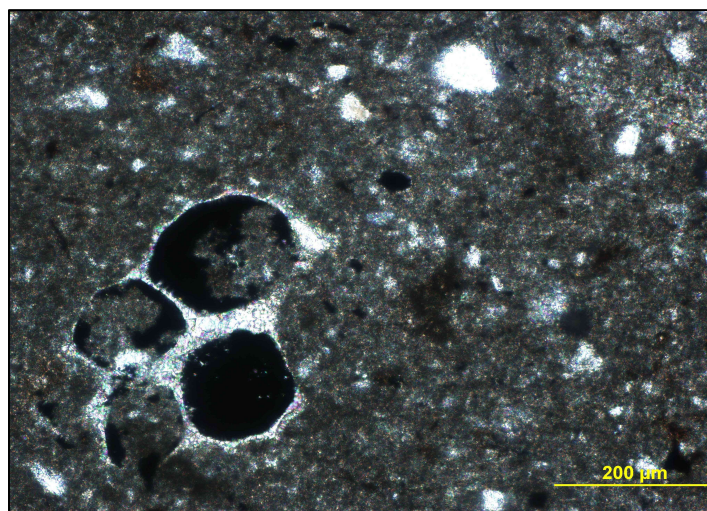
شکل ۵: کنکرسیونهای بیضوی شکل در واحد شیلی بخش زیرین سازند کشف‌رود در برش قره قیطان.



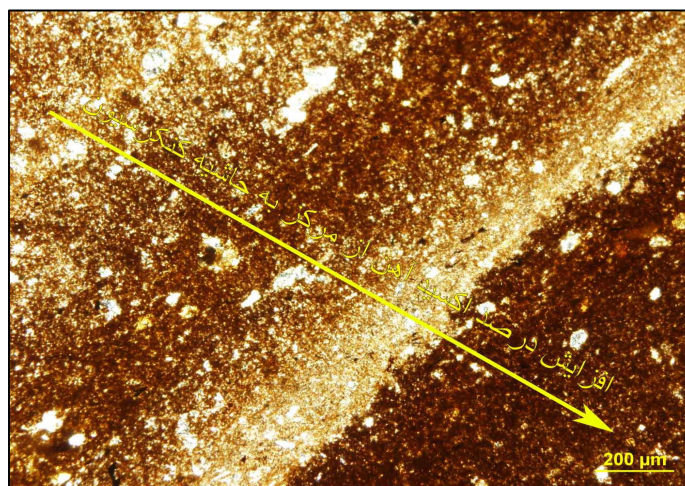
شکل ۶: نمودار تغییر مقدار کلسیت در کنکرسیونهای بیضوی (GH-C1 شماره نمونه مربوط به حاشیه کنکرسیون و GH-C6 شماره نمونه مربوط به مرکز کنکرسیون می باشد).



شکل ۷: آثار آشفستگی زیستی در کنکرسیون که بدون تغییر شکل باقی مانده اند.



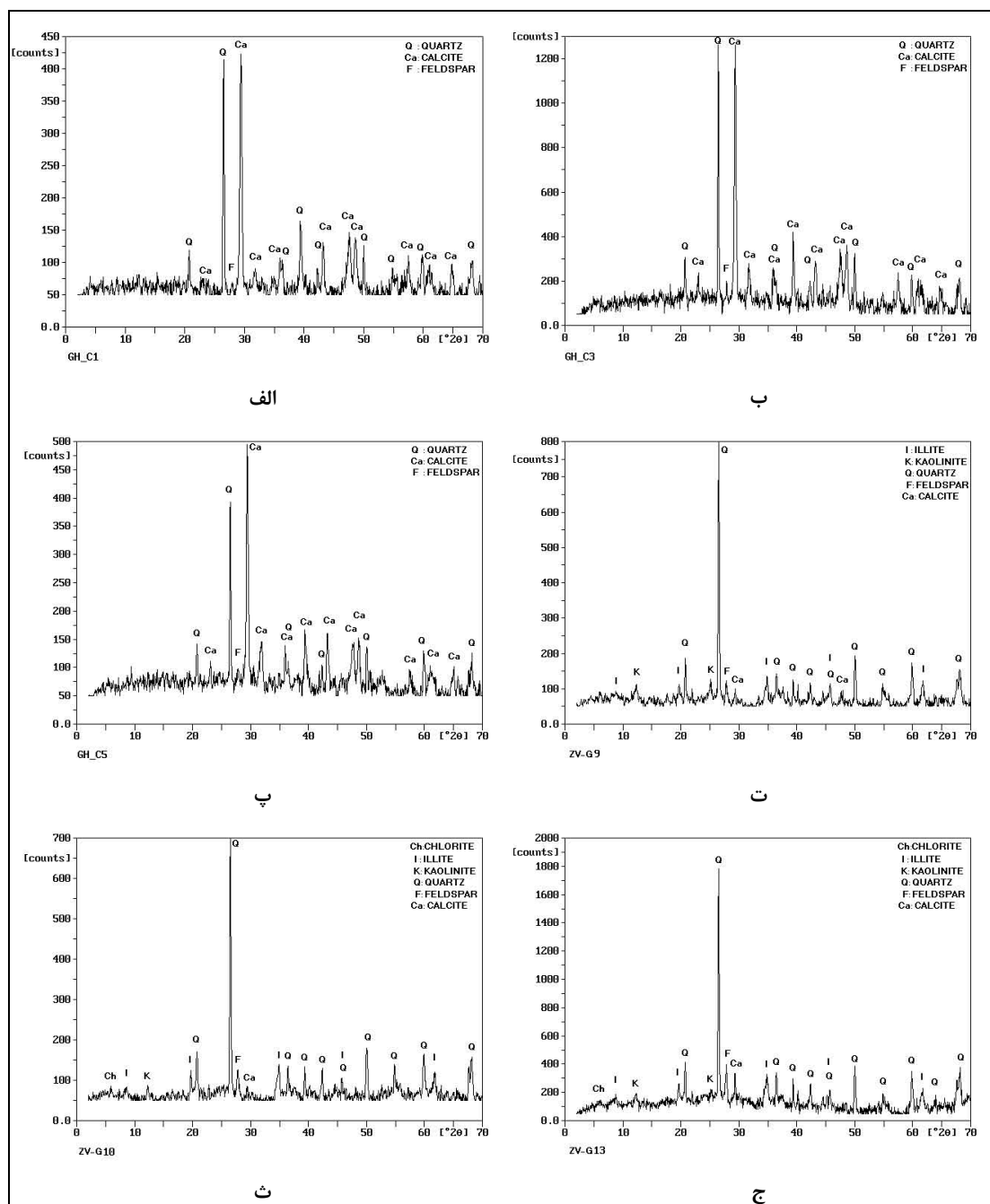
شکل ۸: پیرشدگی حرات گاستروپود با پیریت و ماتریکسی از جنس زمینه کنکرسیون.



شکل ۹: افزایش درصد اکسید آهن در جهت پیکان و جهت پیکان به سمت حاشیه خارجی کنکرسیون می باشد (نور پلاریزان).

تأثیر آبهای شیرین ورودی به حوضه رسوبی مربوط است. عمیق تر شدن شرایط، یا تأثیر کمتر حوضه از خشکی (بار رسوبی + آب شیرین) شرایط مساعدی برای گسترش افقهای شیلی غنی از کربنات کلسیم (سیمان انودیاژنتیک) فراهم نموده که در مراحل بعد به صورت کنکرسیون در شیلها تظاهر یافته اند. مدل تشکیل این کنکرسیونها در شکل ۱۲ آورده شده است.

با در نظر گرفتن شرایط شیمیایی (به ویژه PH) لازم برای گسترش کانیهای رسی و کلسیت (شکل ۱۱)، به نظر می رسد که گسترش افقهای غنی از کنکرسیون در شرایطی صورت گرفته است که محیط رسوبی با PH نسبتاً بالا (قلیایی) مشخص بوده است. افقهای شیلی فاقد کنکرسیون (و غنی از کانیهای رسی) با توجه به فراوانی کانیهای رسی موجود در آن، در شرایط محیطی با PH پایین تر (اسیدی تر) نسبت به شیلهای حاوی کنکرسیون گسترش یافته اند. این امر قطعاً به



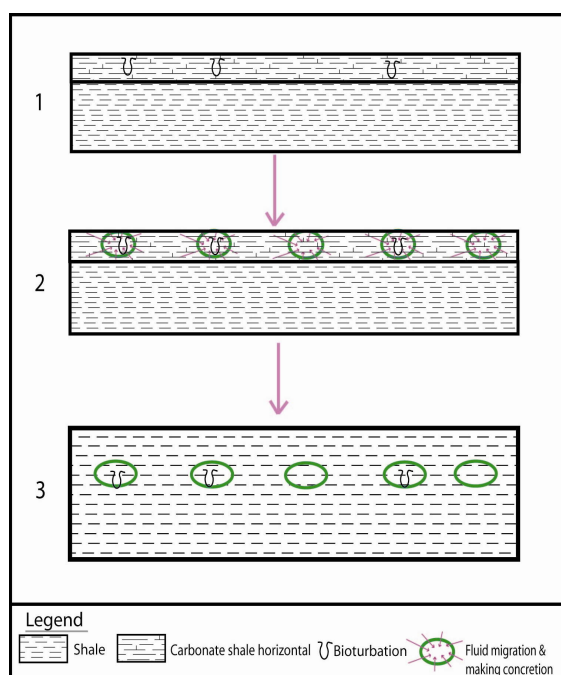
شکل ۱۰: الف تا پ مربوط به نتایج آنالیز XRD نمونه‌های کنکرسیون، ت تا ج مربوط به نتایج آنالیز XRD نمونه‌های شیل دربرگیرنده کنکرسیون می‌باشند.

برداشتهای زمین ساختی وسیعی در منطقه انجام گیرد که در این مطالعه میسر نگردید.

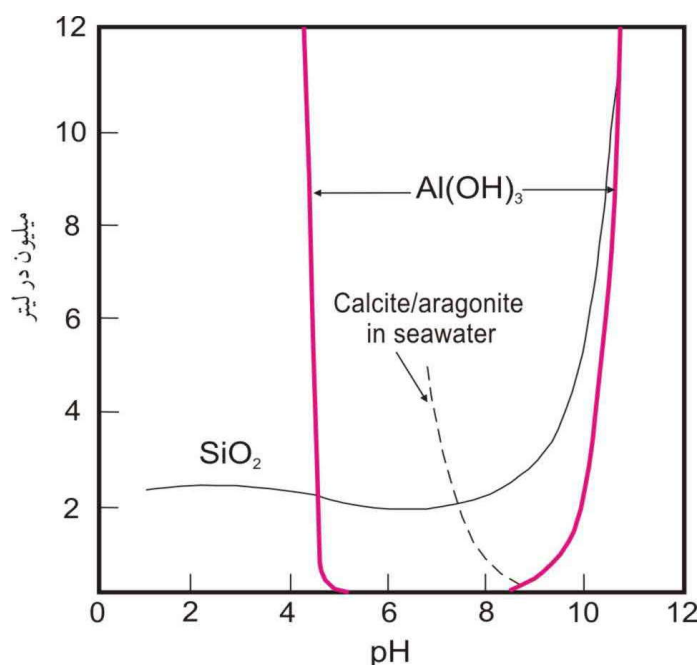
جهت اظهار نظر قطعی در خصوص سازوکار مهاجرت سیالات نیاز به مطالعات گسترده در سطحی وسیع تر است. برای تعیین تأثیر تکتونیک در تشکیل کنکرسیونها باید

تشکیلشان در یک عمق معین بوده‌اند. زیرا افزایش عمق دفن در حین تشکیل باعث فشرده‌شدن بخشهای سیمانی نشده می‌شود و در نتیجه در هر مرحله از افزایش عمق و ته‌نشینی سیمان، درصد اجزای آواری افزایش خواهد یافت (موزلی، ۱۹۹۶) (شکل ۱۳). از طرفی شکل کنکرسیونها و تفاوت اندک بین قطر بزرگ و کوچک آنها نیز نشان از گسترش آنها در مراحل اولیه دیاژنز (ائودیاژنز) می‌باشد (زیلاخر، ۲۰۰۱).

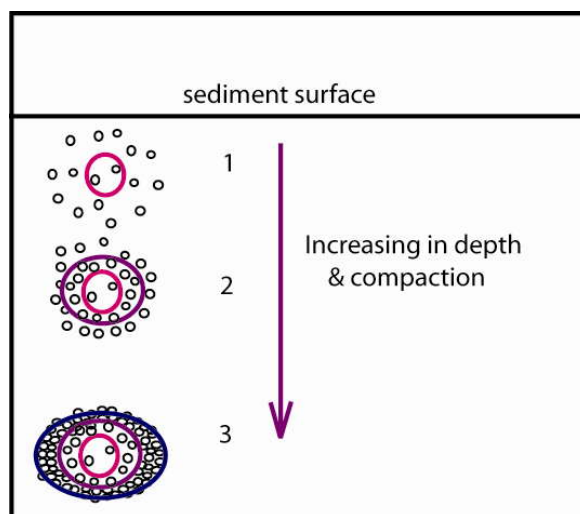
نتایج کلسی‌متری (شکل ۶) نشان‌دهنده رشد متحدالمرکز به طرف خارج کنکرسیونهاست. بنابراین با توجه به روشهای متداول تشکیل کنکرسیونها (رایسول، ۱۹۷۱؛ رایسول و فیشر، ۲۰۰۰ و پرات، ۲۰۰۱) در این نوع کنکرسیونها گسترش سیتارین انتظار نمی‌رود. از این رو بررسی نقش زمین‌لرزه در تشکیل این کنکرسیونها تنها با مطالعه آنها میسر نیست. افزایش مقدار کلسیت از حاشیه به طرف مرکز کنکرسیون بدون تغییر در مقدار اجزای آواری نشان می‌دهد که کنکرسیونها در سراسر مدت



شکل ۱۲: مدل ارائه‌شده برای تشکیل کنکرسیون در منطقه مورد مطالعه. در مرحله اول بعد از رسوبگذاری شیل با افزایش عمق آب و کاهش ورودی به حوضه (زمان آرامش)، میزان کربنات کلسیم در رسوبات نهشته‌شده افزایش یافته و بلافاصله با مهاجرت سیالات حاوی کربنات کلسیم در همان افقها (که در ارتباط با محیط رسوبی بوده‌اند) هسته‌های اولیه گسترش کنکرسیونها پایه‌گذاری شده‌است و به تدریج با تجمع کربنات کلسیم در اطراف این هسته‌ها کنکرسیونها تکامل یافته‌اند (مرحله ۲) و در نهایت مجدداً به دلیل ورود آواری به حوضه مقدار آهک کاهش یافته و رسوبگذاری شیل ادامه یافته‌است (مرحله ۳).



شکل ۱۱: انحلال سیلیس آمورف، کلسیت آراگونیت و هیدروکسید آلومینیوم به صورت تابعی از pH در دمای ۲۵°C (فریدمن و ساندروز با تغییرات، ۱۹۷۸ و میسون و مور، ۱۹۸۲)



شکل ۱۳: در کنکرسیونهایی که در حین افزایش عمق تشکیل می‌شوند با افزایش عمق و در نتیجه فشردگی درصد اجزای آواری از مرکز به‌طرف حاشیه کنکرسیون افزایش می‌یابد (Mozley, 1996). به‌گونه‌ای که مرحله ۱ اجزای آواری کمتری نسبت به مرحله ۲ دارد و در مرحله ۲، اجزای آواری کمتر از مرحله سوم است. به تغییر شکل کنکرسیون در حین افزایش عمق دقت شود.

درون شکستگی باشند و از لامیناسیون اصلی شیلها تبعیت نکنند، مشاهده نگردید.

وجود پیریت و ماتریکس از جنس زمینه در درون حجرات گاستروپود می‌تواند دلیلی باشد بر این که پیریت تأخیری است و به‌طور اولیه تشکیل نشده‌است. آهن مورد نیاز برای ایجاد پیریت احتمالاً از اجزای آواری حاوی آهن که در شیلها و ورقه‌های ماسه‌ای موجود در آنها وجود داشته، تأمین شده است و گوگرد (S) مورد نیاز پیریت نیز از متانوژنر دفنی ماده آلی موجود در شیلها تأمین گردیده‌است (کانتوروویکز، ۱۹۸۵). از طرف دیگر افزایش مقدار اکسید آهن به‌طرف حاشیه کنکرسیون متأثر گردیدن کنکرسیونها از هوازگی بعد از رخنمون یافتن در سطح (تلودیاژنز) را نشان می‌دهد و در واقع سیالات دارای اکسیژن که سطح خارجی کنکرسیون را تحت تاثیر قرار داده‌اند باعث تشکیل اکسید آهن شده‌است. اکسید شدن پیریت به دلیل قرارگیری آن درون حجره گاستروپود است.

فراوانی کلسیت در کنکرسیونها نسبت به سنگهای دربرگیرنده نیز معرف گسترش آنها در طی دیاژنز اولیه (ائودیاژنز) است (هربرت و کامپتون، ۲۰۰۷). چون در طی ائودیاژنز، کنکرسیون در ارتباط با محیط رسوبی بوده، مقدار کلسیت بیشتری از محیط رسوبی تأمین می‌شده‌است و در صورتی که گسترش آنها در طی دیاژنز دفنی صورت می‌گرفت، به دلیل بسته بودن سیستم تفاوت زیادی در ترکیب آنها با سنگهای دربرگیرنده مشاهده نمی‌گردید.

از طرف دیگر در دیاژنز دفنی، فشردگی رسوب (به ویژه گل‌سنگها و شیلها) باعث کاهش تخلخل و تغییر نظم درونی می‌شود (لش و بلاد، ۲۰۰۷)، بنابراین گسترش کنکرسیونها نمی‌تواند مربوط به دفن باشد مگر این که فشردگی بیش از حد باعث شکسته‌شدن شیلها شده و محلولهای بیرون رانده شده از رسوب در این شکستگیها، تشکیل کنکرسیون دهند که در منطقه مورد مطالعه چنین کنکرسیونهایی که

کاربرد کنکرسیونها در بررسیهای چینه‌نگاری سکانسی

استفاده از ساختهای دیاژنزی در چینه‌نگاری سکانسی در دهه‌های اخیر متداول گردیده‌است (وردن و مراد، ۲۰۰۳). کنکرسیونها علی‌رغم گسترش در محیط دیاژنزی، به دلیل ارتباط شرایط گسترش آنها با محیط رسوب‌گذاری می‌توانند در تعیین سطح نسبی آب دریا و بررسیهای چینه‌نگاری سکانسی مورد استفاده قرار گیرند. نمودار رسوب‌شناسی کل برش مورد مطالعه (شکل ۱۵) دارای یک ماهیت درشت‌شوندگی به طرف بالا (در کل توالی) می‌باشد، که به‌طور دقیق‌تر در بخش زیرین برش کنگلومرا و ماسه‌سنگ پیش‌رونده بر روی ناپیوستگی زاویه‌دار به واحدهای شیلی ضخیم با ورقه‌های نازک ماسه‌سنگ و کنکرسیون تبدیل می‌شود و بنابراین افزایش عمق و پیش‌روی دریا دیده می‌شود. بعد از این پیش‌روی با ظهور واحد کنگلومرای (که کانال تغذیه‌کننده مخروطهای زبردیایی در نظر گرفته می‌شود و معادل سیستم تراکت تراز اف- FRST است)، کنکرسیونها به تدریج کاهش یافته و ناپدید می‌شوند و واحدهای ماسه‌سنگی ضخیم‌تر می‌گردد. همراه این تغییرات اثرات فسیلی پلانولیتس، کندریتس و تانیدیوم ظاهر می‌شوند (شکل‌های ۱۴-ب تا پ) و از این پس کل برش درشت‌شوندگی محسوسی را به طرف بالا نشان می‌دهد. این درشت‌شوندگی در ابتدا تدریجی و آهسته است ولی در بخش بالای برش مورد مطالعه درشت‌شوندگی و کاهش عمق با سرعت بیشتری صورت می‌گیرد. به‌طوری‌که در ابتدا بخشهای شیلی بسیار ضخیم‌تر از بخشهای ماسه‌ای (مخروط افکنه زبردیایی) است ولی بخش بالایی با افزایش شدت کانالی شدن و کاهش ضخامت شیل و افزایش سیمان ائودیاژنزی اکسید آهن (ظهور ماسه‌سنگ و شیل‌های ارغوانی در بخش فوقانی برش مورد مطالعه) مشخص می‌شود و بالاخره به دولومیت‌های سازند مزدوران ختم می‌گردد. ظهور کنکرسیونها در بخش

شیل تیره قاعده سازند، گسترش آنها را در شرایط عمیق و بالا بودن سطح نسبی آب دریا را نشان می‌دهد. بر اساس توضیحات ارائه‌شده، افقهای کنکرسیون افزایش چشمگیر میزان آهک در لایه‌های شیلی را نشان می‌دهند. این افزایش به دوره‌های با افزایش سطح نسبی آب دریا و کاهش در میزان ورود رسوبات آواری به حوضه منتسب می‌گردد. بر این اساس شرایط تشکیل آنها مشابه تشکیل زمینهای سخت (Hardground) در دوره‌های با حداکثر جابه‌جایی خط ساحلی به سمت خشکی است (کاتونو، ۲۰۰۶). به عبارت دیگر نشان‌دهنده دوره‌های کمبود تأمین رسوب (Sediment starvation) از خشکی هستند و عمدتاً به عنوان مقطع متراکم (Condensed section) در نظر گرفته می‌شوند. نمونه‌های مشابهی از لایه‌ها و کنکرسیونهای آهکی و لایه‌های چرت موجود در توالیهای توریدایت دانه‌ریز از حوضه تانکو (Tanqua) گزارش شده‌است (ویکنز و بوما، ۲۰۰۰). شیل‌های دربرگیرنده کنکرسیونها دارای رنگ تیره هستند و گاهی در آنها ورقه‌های بسیار نازک ماسه‌سنگ با اثر فسیلی هلمینتوپسیس (*Helminthopsis*) مشاهده می‌شود (شکل ۱۴-الف). با حضور ورقه‌های نازک ماسه‌سنگ مربوط به جریانات توریدایتی، حجم کنکرسیونها در شیل کاهش یافته و رفته‌رفته کاملاً ناپدید می‌گردند. وجود اثر فسیلی هلمینتوپسیس که از ایکنوفاسیهای نریتس می‌باشند و مربوط به بخش عمیق دریا (Slope and Basin) هستند (بروملی و اکدال، ۲۰۰۶ و پمبرتون و همکاران، ۲۰۰۶)، نشان می‌دهد شیل‌های میزبان به دلیل داشتن کربنات کلسیم و این اثر فسیلی، متعلق به مناطق عمیق حوضه (بالا تر از عمق موازنه کربنات کلسیم (CCD)) می‌باشند. به نظر می‌رسد که افقهای ماسه‌سنگی در درون شیل‌های مورد مطالعه به بازه‌های زمانی مربوط بوده‌است که ورود آوارها از خشکی در حداکثر مقدار خود بوده‌است، یعنی حداکثر پایین افتادگی سطح آب دریا، زیرا در این زمان فضای رسوب‌گذاری در

(کاتونو، ۲۰۰۶).

سکوی قاره‌ای (Continental shelf) منفی بوده‌است



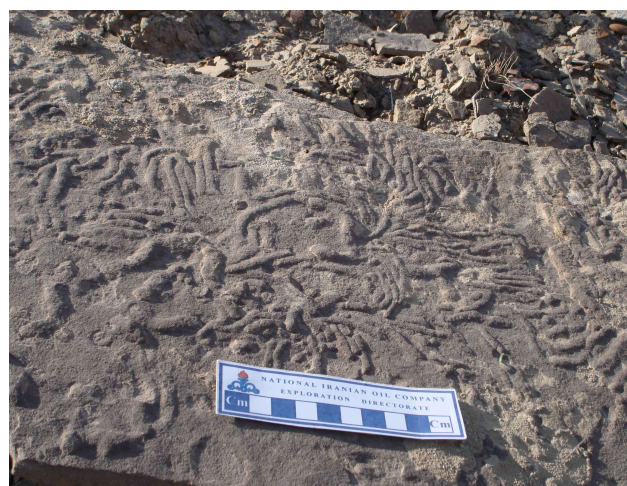
ب



الف



ت

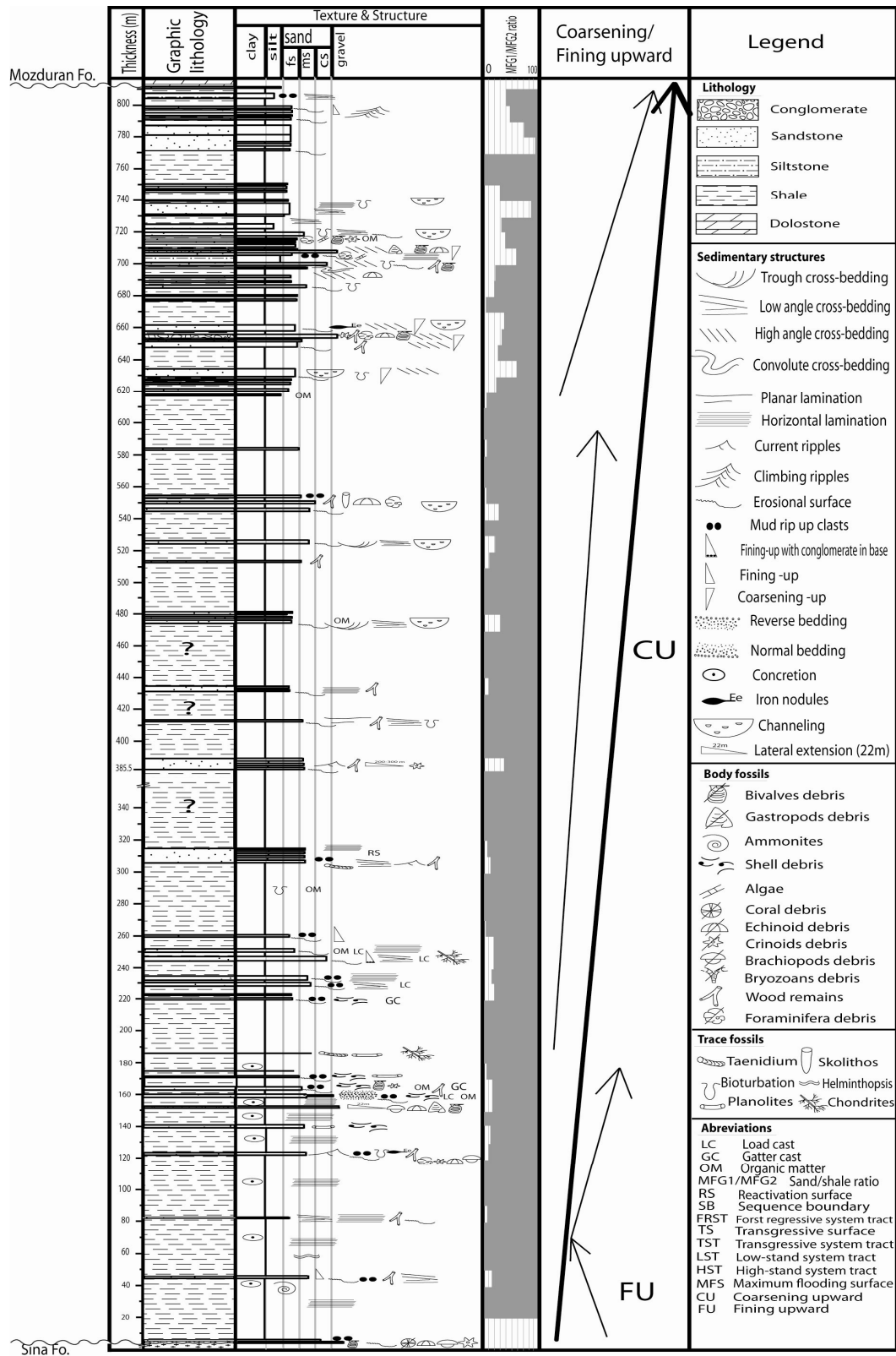


پ

شکل ۱۴: الف) آثار فسیلی هلمینتوپسیس (*Helminthopsis*)، ب) تانیدیوم (*Taenidium*) و پلانولیتس (*Planolites*) (الف و ب شناسایی شده توسط عباسی)، پ) کندریتس (*Chondrites*)، ت) اسکولیتوس (*Skolithos*) (پ و ت شناسایی شده توسط بروملی).

می‌توان افزایش سطح نسبی دریا را نتیجه گرفت، لکن فهم مقدار این افزایش در چنین بررسیهایی ممکن نیست. با توضیحات مذکور تغییرات کوچک مقیاس سطح نسبی آب دریا در بخشهای عمیق حوضه که تنوع لیتولوژی در آنها اندک است، بر اساس گسترش کنکرسیونها و عدسیهای غنی از ماسه تا حدودی مقدور می‌باشد.

گرچه گسترش افقهای غنی از کنکرسیون و لایه‌های نازک ماسه‌ای در افقهای شیلی این سازند معرف تغییرات سطح نسبی آب دریاست، اما این عوامل به تغییرات کوچک مقیاس در حوضه اشاره می‌نمایند، به‌طوری‌که این تغییرات در بخشهای مختلف حوضه قابل ردیابی نمی‌باشد. بر این اساس با افزایش افقهای حاوی کنکرسیونهای کربناته



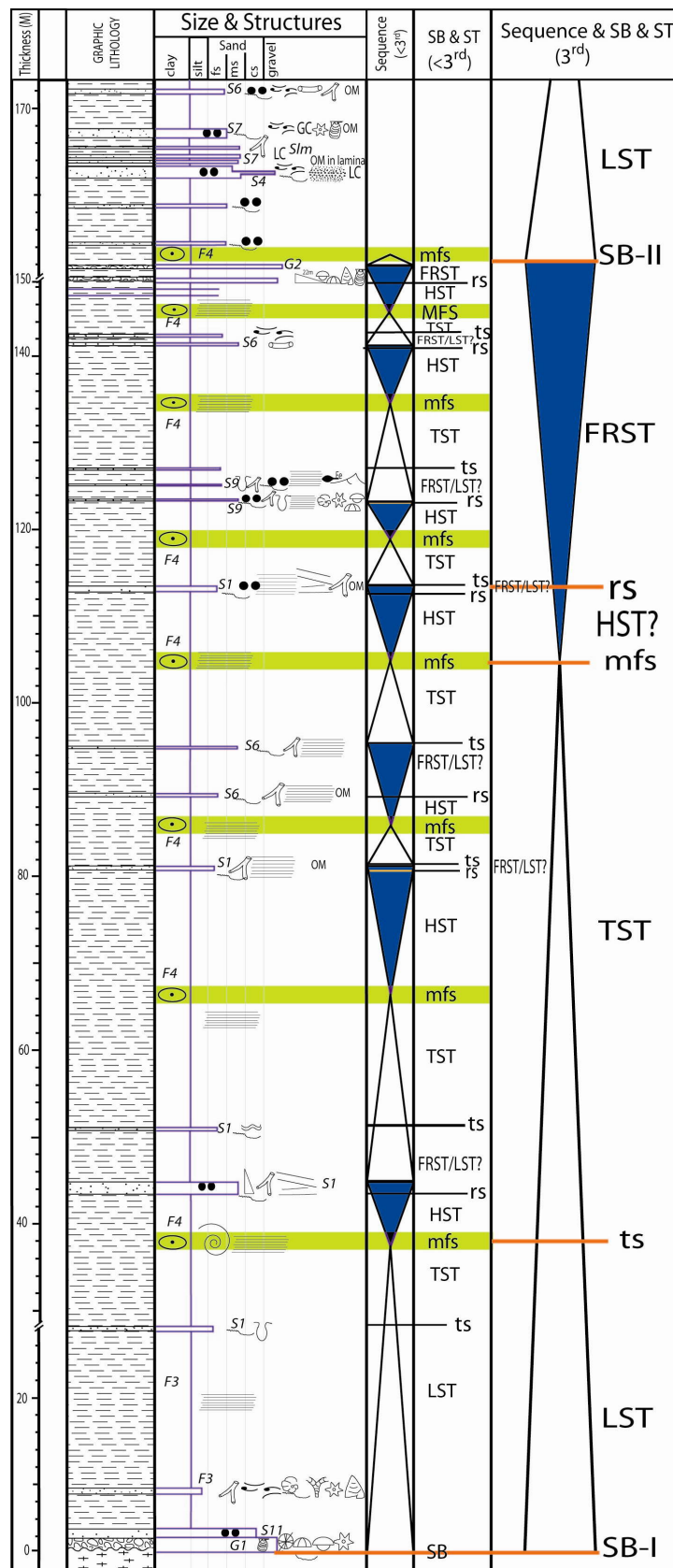
شکل ۱۵: نمودار رسوب‌شناسی برش مورد مطالعه. در بخش زیرین سازند سینا و در بخش بالایی دولومیت مزدوران قرار دارد.

عدسیهای ماسه مقدار کنکرسیونها کاهش یافته و ناپدید می‌شوند. ناپدید شدن کنکرسیونها در کل برش ادامه می‌یابد و آثار فسیلی که نشان‌دهنده شرایط کم‌عمق‌تر هستند از جمله اسکولایتوس (*Skolithos*)، کندریتس (*Chondrites*) و پلانولیتس (*Planolites*) از این پس ظهور می‌یابند و به طرف بالای برش مورد مطالعه درصد ماسه‌سنگها افزایش می‌یابد. از طرفی تغییر ساختها (از لامیناسیون افقی به لایه‌بندی متقاطع و تراف) و فرم بدنه ماسه‌سنگی (از ورقه‌ای به عدسی و کانالی شکل) نیز تأیید‌کننده کم‌عمق‌شدگی در بخشهای بدون کنکرسیون است. این ویژگیها نشان می‌دهد حداکثر بالاآمدگی سطح آب دریا در کل برش، در این بخش شیلی دارای کنکرسیون اتفاق افتاده و دیگر بالاآمدگیهای سطح آب دریا در کل برش نسبت به بخش دارای کنکرسیون، کمتر بوده است (شکل ۱۵).

نتیجه‌گیری

حضور کنکرسیونهای کربناته اتودیاژنتیکی به صورت موازی با لایه‌بندی عمومی شیلهای عمیق، نشان‌دهنده شرایط کاهش ورود رسوب از خشکی می‌باشند. با کاهش ورود رسوبات آواری به حوضه، افقهای کربناته شروع به ته‌نشینی نموده و مهاجرت بعدی سیالات منجر به رشد کنکرسیونها گردیده است. بنابراین تشکیل آنها مشابه زمینهای سخت (*Hardgrounds*) در دوره‌های حداکثر بالاآمدگی سطح نسبی دریا (*mfs*) است. نتیجه این مطالعه تأکید بر توجه به عوارض اتودیاژنتیکی است که در تفکیک افقهای مختلف شیلهای عمیق دریا و تعیین شرایط محیطی و سطح نسبی دریا بسیار مفیدند. با استفاده از شواهد زیر اتودیاژنز بودن کنکرسیونها به اثبات رسیده است:

به طور کلی بخش دارای کنکرسیون یکی از سکانسهای رده سوم موجود در برش مورد مطالعه است که با مرز ناپیوستگی زاویه‌دار (*SBI*) در زیر و ظهور کنگلومرا (معادل *FRST*) در بخش فوقانی (*SBII*) محدود می‌شود. در ابتدا با پیش‌روی سطح آب دریا مجموعه کنگلومرا و ماسه‌سنگ و شیل ریزشونده به طرف بالا (*LST*) ته‌نشست می‌یابند. سطح پیش‌روی (*ts*) با ظهور اولین افق حاوی کنکرسیون تعیین گردید و حداکثر پیش‌روی سطح دریا (*mfs*) در ضخیم‌ترین واحد شیلی دارای کنکرسیون و ورقه‌های نازک ماسه‌سنگ (فاقد قطعات گل‌کنده شده از واحدهای زیرین) مشخص شد. طبق تعریف ارائه‌شده در منابع، واحدهای رسوبی بین این دو سطح به عنوان سیستم تراکت پیش‌رونده (*TST*) معرفی گردید (کوئه و چرچ، ۲۰۰۳). سطح پس‌رونده (*rs*) در قاعده اولین ماسه‌سنگ دارای آثار کشش و قطعات گل‌کنده شده از واحدهای زیرین مشخص شد. سیستم تراکت تراز بالا (*HST*)، در این بخش از توالی که مربوط به عمق زیاد حوضه است، گسترش زیادی ندارد (کاتونو، ۲۰۰۶) و به بخشی از توالی شیلی که مابین سطح پس‌رونده و حداکثر غرقابی قرار گرفته، تعیین گردیده است. سیستم تراکت تراز افت (*FRST*) با ظهور ماسه‌سنگهای دارای ساخت کششی (لایه‌بندی متقاطع کم‌زاویه و ریل مارک) و در انتها کنگلومرا مشخص می‌شود. این ماسه‌سنگها و کنگلومرا دارای مشخصه افزایش قدرت جریان توربیدایت و ظهور جریان‌ات خرده‌دار می‌باشند و به طرف بالا درشت و ضخیم‌شونده هستند. همراه با این ویژگیها وجود اثر فسیلی پلانولیتس نشان از کم‌عمق‌شوندگی دارد. در نهایت ته‌نشینی کنگلومرا با سیمان اکسید آهن نشان‌دهنده حداکثر پایین افتادگی سطح آب دریاست، لذا سطح فوقانی این کنگلومرا به عنوان مرز سکansı در نظر گرفته شد (شکل ۱۶). با افزایش ورقه‌ها و



شکل ۱۶: سکانسها و سیستم تراکتهای بخش شیل غالب حاوی کنکرسینون.

تأثیر بررسی زمین لرزه در تشکیل آنها از طریق مطالعه صرف کنکرسیونها غیر ممکن است. برای این منظور باید به بررسیهای گسترده زمین ساختی در صحرا پرداخت که در این مطالعه چنین بررسیهایی میسر نگردید.

سپاس‌گزاری

آنالیزهای XRD موجود در این مقاله توسط پژوهشگاه شرکت نفت (RIPI) و با حمایت مالی اداره مدیریت اکتشاف صورت گرفته‌است و در نمونه‌برداری صحرایی از همکاری جناب آقای مهرداد سردارآبادی بهره‌مند بوده‌ایم، همچنین شناسایی آثار فسیلی توسط جناب آقایان دکتر عباسی و پروفسور بروملی (Bromley) انجام شد که بدین وسیله کمال تشکر و سپاس‌گزاری را از آنها داریم.

- قرارگیری کنکرسیونها در افقهای موازی با لایه‌بندی عمومی شیلها.

- وجود آثار آشفته‌گی زیستی بدون تغییر شکل.

- شکل کنکرسیونها.

- نبود کانی رسی در کنکرسیونها و وجود آنها در

شیلهای دربرگیرنده کنکرسیونها.

- فراوانی چشمگیر کلسیت در کنکرسیونها نسبت به

سنگهای دربرگیرنده.

عدم تغییر درصد اجزای آواری از حاشیه به مرکز کنکرسیونها بر قرارگیری آنها در یک عمق معین در سراسر مدت شکل‌گیری‌شان دلالت دارد. کلسی‌متری شعاعی (نمونه‌برداری از مرکز به حاشیه) کنکرسیونها نشان داد آنها از نوع رشد‌کننده به طرف خارج هستند که به این ترتیب

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۶ ص.
- پورسلطانی، م.ر.، موسوی حریمی، ر.، لاسمی، ی.، ۱۳۸۵. شناخت مجموعه‌های رخساره‌ای سازند کشف‌رود (ژوراسیک میانی) و تفسیر محیط رسوبی آن. چکیده مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۲۴۸ ص.
- پورسلطانی، م.ر.، ۱۳۸۶. پترولوژی، دیاژنز، تاریخچه رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند کشف‌رود (باژوسین فوقانی، باتونین زیرین) در شرق حوضه کپه‌داغ. رساله دکتری زمین‌شناسی، گرایش رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۳۶۶ ص.
- حسین پورصیامی، ح.، ۱۳۸۲. ارزیابی توان هیدروکربورزایی سازند کشف‌رود در تاق‌دیس خانگیران با استفاده از روش $\Delta LogR$. دانشکده فنی دانشگاه تهران، نشریه شماره ۴، ۳۷۳-۳۸۱.
- کرامتی، م.، ۱۳۷۵. تشخیص طبقات سنگ منشأ هیدروکربورزایی سازند کشف‌رود با استفاده از داده‌های نمودارهای ژئوفیزیکی درون چاهی. تحقیق، سال ۶، ۶۶-۵۶:۲۱.

- Astin, T.R., & Scotchman, I.C., 1988. The diagenetic history of some septarian concretions from the Kimmeridge Clay, England. In: Hounslow, M.W., Significance of localized pore pressures to the genesis of septarian concretions. *Sedimentology*, 44: 1133-1147.
- Bromley, R.G., & Ekdale, A.A., 2006. Composite ichnofabrics and tiering of burrows. In: Catuneanu, O., Principles of sequence stratigraphy. *Elsevier*, 375 p.
- Carver, R.E., 1971. Procedures in sedimentary petrology. *John Wiley and Sons*, 653 p.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. *Elsevier*, 375 p.
- Coe, A.L., & Church, K.D., 2003. Sequence stratigraphy. In: Coe, A.L. (eds.), The sedimentary record of sea-level change. *Cambridge University Press*, 57-98.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L., & Love, L.G., 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. In: Sik Woo, K., & Khim, B.K., Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology*, 183:15-30.
- Friedman, G.M., & Sanders, J.E., 1978. Principles of sedimentology. *John Wiley & Sons*, 792 p.
- Herbert, C.T., & Compton, J.S., 2007. Depositional environments of the lower Permian Dwyka diamictite and Prince Albert shale inferred from the geochemistry of early diagenetic concretions, southwest Karoo Basin, South Africa. *Sedimentary Geology*, 194:263-277.
- Hounslow, M.W., 1997. Significance of localized pore pressures to the genesis of septarian concretions. *Sedimentology*, 44:1133-1147.
- Irwin, H., Curtis, C., & Coleman, M., 1977. Isotopic evidence for the source of diagenetic carbonate during burial of organic-rich sediments. In: Sik Woo, K. & Khim, B.K., Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology*, 183:15-30.
- Kantorowicz, J.D., 1985. The petrology and diagenesis of Middle Jurassic clastic sediments, Ravenscar Group, Yorkshire. In: Burley, S.D. & Worden, R.H. (eds.) Sandstone diagenesis: Recent and ancient. *Blackwell Publishing*, 649 p.
- Lash, G.G., & Blood, D.R., 2007. Origin of early overpressure in the Upper Devonian Catskill Delta Complex, western New York state. *Basin Research*, 19:51-66.
- Lyberis, N., & Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the Post-Miocene. In: Poursoltani, M.R., Moussavi-Harami, R. & Gibling, M.R., Jurassic deep-water fans in the Neo-Tethys Ocean: the Kashafrud Formation of the Kopet-Dagh Basin, Iran. *Sedimentary Geology*, 198:53-74.
- Madani, M., 1977. A study of the sedimentology, stratigraphy and regional geology of the Jurassic rocks of eastern Kopet-Dagh (NE Iran). *Unpublished Ph.D. thesis, Royal School of Mines, Imperial College, London*, 246 p.
- Mason, B., & Moore, C.B., 1982. Principles of geochemistry. *John Wiley & Sons*, 344 p.
- Morad, S., & Eshete, M., 1990. Petrology, chemistry and diagenesis of calcite concretions in Silurian shales from central Sweden. In: Hounslow, M.W., Significance of localized pore pressures to the genesis of septarian concretions. *Sedimentology*, 44:1133-1147.
- Morad, S., Ketzer, J.M., & De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47:95-120.
- Mozley, P.S., 1996. The internal structure of carbonate concretions in mudrocks: a critical evaluation of the conventional concentric model of concretion growth. In: Sik Woo, K., & Khim, B.K., Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology*. 183:15-30.

- Nelson C.S., & Lawrence, M.F., 1984. Methane-derived high-Mg calcite submarine cement in Holocene nodules from the Fraser Delta. In: Sik Woo, K., & Khim, B.K., Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology*, 183:15-30.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., & Sinclair, I.K., 2006. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. In: Catuneanu, O., Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier*, 375 p.
- Pratt, B.R., 2001. Septarian concretions: Internal cracking caused by synsedimentary earthquakes. *Sedimentology*, 48:189-213.
- Poursoltani, M.R., & Gilbling, R.M., 2006. The Kashafrud Formation of Iran: The Jurassic turbidities in the Neotethys Ocean, and reservoir evolution. *The Atlantic Geoscience Society, 32nd Colloquium & Annual Meeting*, Canada, Abstracts, p.61.
- Raiswell, R., 1971. The growth of Cambrian and Liassic concretions. In: Sik Woo, K., & Khim, B.K., Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology*, 183:15-30.
- Raiswell, R., 1987. Non-steady state microbial diagenesis and the origin of concretions and nodular limestone. In: Hounslow, M.W., Significance of localized pore pressures to the genesis of septarian concretions. *Sedimentology*, 44: 1133-1147.
- Raiswell, R., & Fisher, Q.J., 2000. Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. In: Sik Woo, K., & Khim, B.K., Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology*, 183:15-30.
- Seilacher, A., 2001. Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways. *Sedimentary Geology*, 143:41-57.
- Sik Woo, K., & Khim, B.K., 2006. Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology*, 183:15-30.
- Tucker, M.E., 2003, Sedimentary rocks in the field (third edition). *Wiley*, 234 p.
- Wickens, H.D., & Bouma, A.H., 2000. The Tanqua fan complex, Karoo Basin, South Africa-outcrop analog for fine-grained, deepwater deposits. In: Bouma, A.H., and Stone, C.G., (eds.) Fine-grained turbidite systems. *AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication*, 68:153-164.
- Worden, H.R., & Morad, S., 2003. Clay mineral in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution. In: Worden, H.R., & Morad, S., (eds.), Clay mineral cements in sandstones. *Blackwell Publishing*, 1-44.

Study of concretion development in shale-dominated horizons of Kashafrud Formation, and its application in sequence stratigraphic investigations, Qara Gheitan Section, Kopet-Dagh.

*Valiani, Z., Amini, A.

1-Departement of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran

*E-mail: zvaliani@khayam.ut.ac.ir

Abstract

The lower parts of Kashafrud Formation in Qara Gheitan Section is dominated by shale and fine siliciclastic facies, where carbonate concretions and thin bedded of sandstones are found useful indicators for environmental analysis. Sedimentological characteristics of the shale and their abundance as well as *Helminthopsis* trace fossil content indicate that they may have formed under deep marine conditions, where interpretation of relative sea-level change for deeper parts of the basin is rather complicated. Carbonate concretions in this formation are found eodiagenetic on the basis of their calcite content (radial calcimetry), morphology (spherical), and stratigraphic position (parallel to bedding). Detrital calcite, quartz and feldspar found in the concretions are similar to the hosting shales. The hosting shale is marked by abundant illite, kaolinite, and chlorite. The concretions are thought to be developed soon after deposition of sediment, in high stand period, during which no/minor sediments were derived from the land. Interaction of sea water with newly deposited sediments led to the enrichment of some parts by calcite (concretions). Hence, the concretion rich horizons are good indicators for determination of high-stand period (mfs), therefore the sandy sheets within the shaly horizons, turbidites, indicate the low-stand period in the basin, during which sediment supply from the land was significant.

Keywords: Kashafrud, *Helminthopsis*, carbonate concretion eodiagenetic, Sequence stratigraphy.