پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی
سال بیست و هشتم، شماره پیاپی۴۸، شماره سوم، پاییز۱۳۹۱
تاریخ وصول: ۱۳۹۰/۱۲/۱۸ تاریخ پذیرش:۱۳۹۱/۷/۲۹
صص ۳۶-۱۹

ارتباط گلاکونیت‌زایی و کلسیتی شدن با تغییرات نسبی سطح آب دریا در رسوبات سیلیسی آواری- کربناته سازند آیتامیر (کرتاسه میانی)، حوضه کپه داغ

محمود شرفی، *دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد*
اسداله محبوبی، *استاد، گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد* *
رضا موسوی حرمی، *استاد، گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد*

چکیده

دو فرآیند دیاژنزی گلاکونیتی شدن و تشکیل سیمان کلسیتی و ارتباط آنها با تغییرات سطح آب دریا در رسوبات سیلیسی آواری- کربناته سازند آیتامیر (آلبین- سنومانین) در حوضه کپه داغ مورد بررسی قرار گرفته است. واحد ماسه سنگ تحتانی، شامل تناوبی عمدتاً از ماسه سنگ و بین لایه‌های شیل- آهک و واحد شیل فوقانی، دو بخش عمده رسوبات این سازند را تشکیل می‌دهند. ماسه سنگ‌های واحد تحتانی از نظر ترکیب و ارتباط آنها با تغییرات سطح آب دریا به دو دسته رخساره‌های پیشرونده و پسرونده تقسیم می‌شوند و بر این اساس، مسیرهای دیاژنتیکی مختلفی را نشان می‌دهند. در رخساره‌های پیشرونده پوسته‌های فسیلی تجمع یافته‌اند که با پیشرفت دیاژنز تحت سیمانی شدن وسیع قرار گرفته و در طی مراحل دفن حداقل فشردگی را تحمل کرده‌اند. در ماسه سنگ‌های پسرونده که دارای مقادیر کمتری پوسته‌های فسیلی هستند سیمان کلسیتی به میزان محدود مشاهده می‌شود و فرآیند فشردگی تأثیر بیشتری داشته است. سیمان کربناته و گلاکونی در سازند آیتامیر در دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) و به خصوص در زیر سطح حداکثر سیلابی (MFS) و در زیر سطح پیشروی (TS) مشاهده می‌شوند. در صورتی که در رسوبات دسته رخساره‌های پسرونده (HST) اساساً مقادیر بسیار کمتری سیمان کلسیتی و گلاکونی وجود دارد. علاوه بر این دسته رخساره‌های پیشرونده و سطح حداکثر سیلابی با گلاکونیت‌های رسیده و خیلی رسیده مشخص است.

واژه‌های کلیدی: سازند آیتامیر، دیاژنز، گلاکونیتی شدن، سطح آب دریا، رخساره‌های پیشرونده، رخساره‌های پسرونده

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۵۵۱۲۸۰۱۸ Email: amahboobi2001@yahoo.com

Archive of SID
www.SID.ir

مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ در بخش وسیعی از شمال شرق ایران، ترکمنستان و افغانستان قرار دارد که پس از برخورد صفحه ایران و توران در تریاس میانی تشکیل شده است (Alavi et al. 1997). مطالعات نشان می‌دهد که این حوضه در اثر وقایع کششی جنوب شرقی حوضه خزر در یک سیستم پشت قوسی اقیانوس نئوتتس ایجاد شده است (Golonka 2004; Wilmsen et al. 2009). با افت سطح آب دریا در آلبین و سنومانین پسین، رسوبات هیبریدی سازند آیتامیر در آب‌های کم عمق و از شرق تا غرب حوضه برجای گذاشته شده است (افشار حرب ۱۳۷۳). مرز زیرین این سازند با سازند سنگانه به صورت تدریجی و مرز بالایی با سازند آب دراز به صورت ناپیوسته است (افشار حرب ۱۳۷۳). سازند آیتامیر از رسوبات سیلیسی آواری و کربناته تشکیل شده است و به دو واحد شاخص قابل تقسیم است (شرفی و همکاران، ۱۳۹۰). در منطقه مورد مطالعه عمدتاً از ماسه سنگ، شیل، سیلتستون و چند افق آهکی تشکیل شده است (شکل‌های ۱، ۲ و A۳). واحد ماسه سنگ تحتانی، شامل تناوبی عمدتاً از ماسه سنگ و بین لایه‌های شیل- آهک و واحد شیل فوقانی، دو بخش عمده رسوبات این سازند را تشکیل می‌دهند (شرفی و همکاران، ۱۳۹۰). ماسه سنگ‌ها مهم‌ترین رخساره سنگی این سازند است که فرایندهای مختلف دیاژنتیکی آنها را تحت تأثیر قرار داده است. این فرآیندها معمولا توسط محیط رسوبی، آب و هوا، تغییرات سطح آب دریا، ترکیب کانی شناسی کنترل می‌شود (Kim and Lee 2004; Kim et al. 2007). در این تحقیق چهار برش چینه شناسی (برش‌های شیخ و سرخزو واقع در دو یال ناودیس شیخ در شمال غرب شیروان و برش‌های گدگانلو و پسکوه واقع در دو یال ناودیس بی‌بهره در شمال شرق شیروان)، اندازه‌گیری و مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱). هدف از این مطالعه بررسی ارتباط بین دو فرآیند اصلی دیاژنتیکی تشکیل سیمان کلسیتی و گلاکونیتی شدن در ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر و ارتباط آن با تغییرات نسبی سطح آب دریا است.

روش مطالعه

نمونه برداری بر اساس تغییرات سنگ شناسی، شناسایی ساختارهای رسوبی و ویژگی‌های خاص مانند تجمعات فسیلی صورت گرفته است. بر این مبنا تغییرات جانبی و عمودی و ویژگی‌های رسوب شناسی و چینه شناسی مانند ساختارهای رسوبی، اندازه دانه، ضخامت، گسترش جانبی و شکل هندسی لایه‌ها ثبت گردیده است. تعداد ۱۰۲ مقطع نازک جهت بررسی فرآیندهای دیاژنزی توسط میکروسکوپ‌های پلاریزان و کاتدولومینسانس از نوع Technosyn cold و مدل 8200° km3 با حداکثر ولتاژ ۳۰ کیلووات تحت شرایط خلاء ۰/۱۵ تور، ولتاژ ۱۲ کیلو ولت و شدت جریان ۱۶۰ تا ۱۹۵ میکرو آمپر مطالعه شده است.

رخساره‌ها

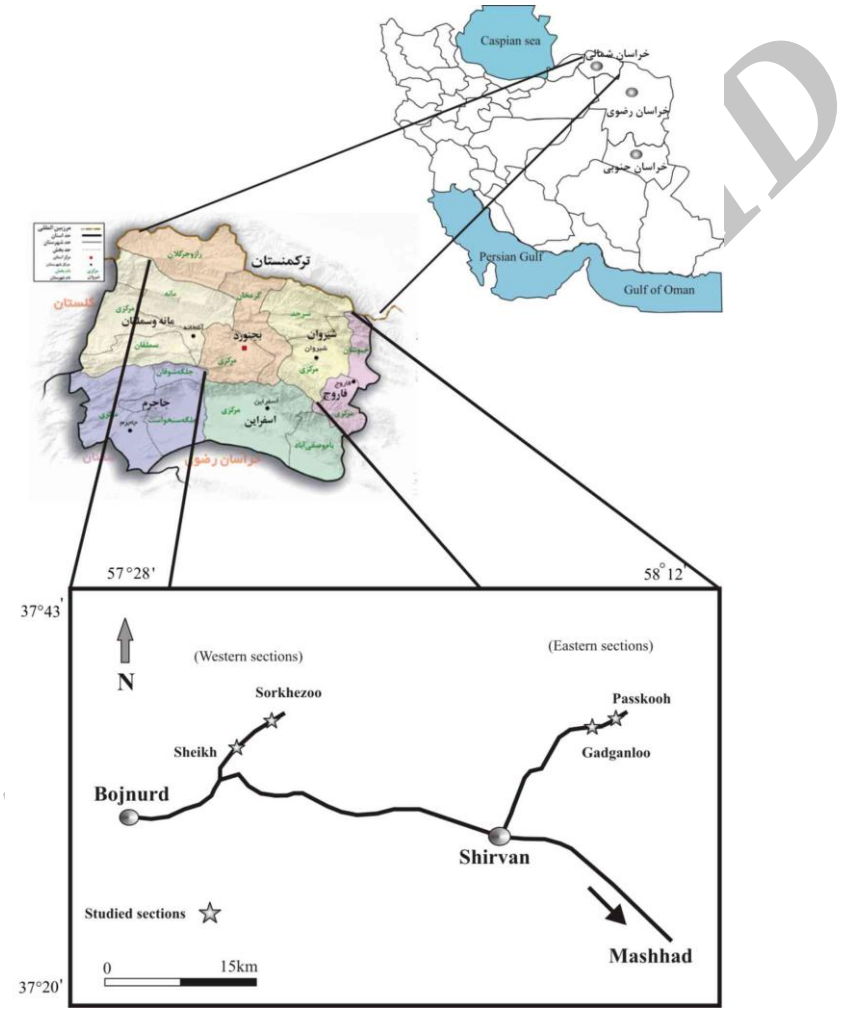
رسوبات سازند آیتامیر در دو گروه رخساره‌های سیلیسی-آواری و کربناته قرار می‌گیرند که در زیر به شرح آنها پرداخته می‌شود.

رخساره ماسه سنگ فسیل دار (Fossiliferous sandstone) (A_1): این رخساره شامل ماسه سنگ خیلی دانه ریز- متوسط و با جورشدگی خوب تا ضعیف است (جدول ۱). این رخساره در واحدهای با ضخامت ۰۵-۱ متر در برش‌های مختلف شناسایی شده است (شکل ۲). این ماسه سنگ‌های دارای ترکیب ساب آرکوز تا ساب لیت آرنایت بوده و از نظر بلوغ بافتی مچور تا ساب مچوراند. محتوای فسیلی این رخساره شامل دو کفه‌ای

Archive of SID

www.SID.ir

(عمدتاً ایسترا)، گاستروپود، آمونیت و فرامینیفر (هتروهلیکس) (۷-۲۰ درصد) است که به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند. مجموعه فونی عمدتاً به صورت خرد شده و سائیده شده قابل رویت هستند (شکل‌های ۳ B, C). آشفتگی‌های زیستی شامل تالاسینوئید در این رخساره وجود دارد (شکل ۳ D). دانه‌های گلاکونی با درصدهای مختلف (۷-۳۵ درصد) در این رخساره وجود دارد. این رخساره عمدتاً در واحد پایینی سازند آیتامیر شناسایی شده است (شکل ۲).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه

www.SID.ir

جدول۱- خلاصه اختصاصات رخساره‌های سنگی سازند آیتامیر و محیط تشکیل آنها در ناحیه مورد مطالعه (اقتباس از شرفی و همکاران ۱۳۸۸).

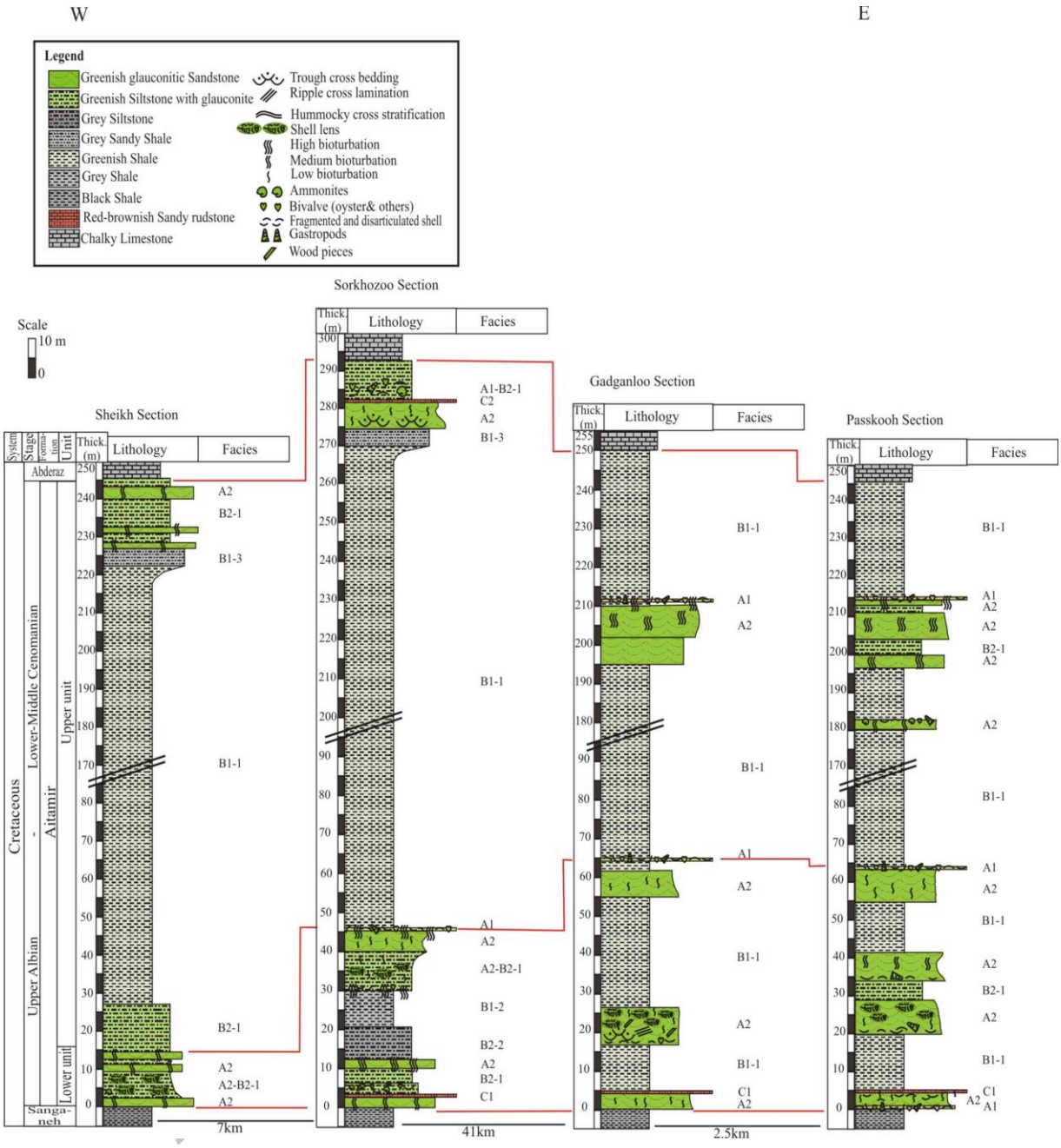
Facies	Sub-facies	Description	Physical Structures	Content	Environment
A1: Fossiliferous sandstone		Thin-bedded fine-v.fine sandstone, Green, green-yellow		Oyster, other bivalves, gastropods, ammonite, heterohelix, glauconite and extensive carbonate cementation	lower shoreface
A2: non-Fossiliferous sandstone		Massive very fine to medium sandstone, green, gren-yellow	Trough cross stratification, hummocky cross-strata,	Low shell debris, little glauconite and carbonate cementation	Barrier/shoreface
B:Mudstone (shale:B1-siltstone: B2)	B1-1	Fissile Shale, green		Bivalves, heterohelix, glauconite	Marine
	B1-2	Shale, grey		No or very little glauconite	Lagoon
	B1-3	Sandy Shale, grey		Little glauconite	Lower shoreface
	B2-1	Siltstone, green, green-grey		Oyster, other bivalves, foram, glauconite and calcite camentation	Marine
	B2-2	Siltstone, grey		No or very little glauconite, little calcite cementation	
C1: sandy ammonite, bivalve bioclastic rudstone		Massive-brown		Ammonite, oyster, other bivalve,(accessory: gastropods, belemnite, teeth fish, annelid worm, echinoderm), abundant glauconite and calcite cementation	Marine
C2: sandy ammonite, bioclastic rudstone		Massive,red-brown		Ammonite, bivalve, (accessory: gastropods, annelid worm, calcisphier, heterohelix, echinoderm, glauconite), little calcite cementation	Marine

رخساره ماسه سنگ بدون (Non-fossiliferous sandstone) (A_2): رخساره A_2 شامل ماسه سنگ دانه ریز- متوسط با جورشدگی خوب- متوسط و حاوی ساختارهای رسوبی از جمله طبقه‌بندی مورب تراف (شکل E ۳)، طبقه‌بندی مورب پشته‌ای و لامیناسیون مورب است (جدول ۱). این رخساره در واحدهای با ضخامت ۰۵-۷ متر در برش‌های مختلف شناسایی شده است (شکل ۲). ترکیب ماسه سنگ‌ها ساب آرکوز تا ساب لیت آرنایت بوده و از نظر بلوغ بافتی مچور تا ساب مچوراند. محتوای فسیلی این رخساره شامل دو کفه ای (عمدتا ایسترا)، گاستروپود، آمونیت و فرامینیفر (هتروهلیکس) است که به صورت تجمعات لنزی یا پراکنده و به صورت شدیدا خرد شده مشاهده می‌شوند (شکل F ۳). آشفتگی‌های زیستی شامل افیومورفا به صورت پراکنده و دانه‌های گلاکونی با درصدهای مختلف (۳-۱۳ درصد) در این رخساره وجود دارد.

رخساره مادستون (شیل: B_1 ؛ سیلتستون: B_2): این رخساره شامل زیر رخساره‌هایی به شرح زیر است: زیر خساره B_{1-1} که شامل شیل سبز متورق و حاوی گلاکونی و خرده‌های فسیلی دو کفه‌ای و هتروهلیکس است. زیر رخساره B_{1-2} شامل شیل خاکستری و حاوی مقادیر اندک گلاکونی یا فاقد آن است. زیر رخساره شیل ماسه‌ای حاوی ذرات سیلیسی- آواری در اندازه ماسه متوسط و مقادیر اندک گلاکونی است. زیر رخساره سیلتستون سبز (B_{2-1}) که حاوی خرده‌های فسیلی و دانه‌های گلاکونی است. زیر رخساره سیلتستون خاکستری (B_{2-2}) که حاوی مقادیر اندک گلاکونی و یا فاقد آن است.

Archive

www.SID.ir



شکل ۲- ستون‌های چینه شناسی سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه. خط قرمز مشخص کننده مرز بین واحد ماسه سنگ پایینی و واحد شیل بالایی است. (برای علائم اختصاری به متن مراجعه شود)

رخساره ردستون ماسه‌ای حاوی آمونیت، دوکفه‌ای و خرده‌های فسیلی (Sandy ammonite, bivalve, bioclastic rudstone) (C_1): این رخساره به صورت نازک لایه (۲۰-۴۰ سانتیمتر) و حاوی آمونیت، دوکفه‌ای، بلمنیت، کرم‌های حلقوی و خرده‌های فسیلی دیگر است (جدول ۱). ذرات سیلیسی اواری (۱۵-۲۰ درصد) و

www.SID.ir

دانه‌های گلاکونی (۱۰– ۲۲ درصد) در ماتریکس این رخساره مشاهده می‌شود. کنتاکت بالا و پایین این رخساره به صورت تدریجی است. اجزای اسکلتی در این رخسار درجات مختلفی از خرد شدگی را نشان می‌دهند که از این میان آمونیت‌ها عمدتاً به صورت سالم مشاهده شده (شکل G ۳) و همچنین تعداد زیادی از دوکفه‌ای‌ها دارای کفه‌های متصل به هم هستند. این رخساره در واحد پایینی سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شده است (شکل ۲).

رخساره ردستون ماسه‌ای حاوی آمونیت و خرده‌های فسیلی (Sandy ammonite, bioclastic rudstone) (C_2): این رخساره به صورت نازک لایه (۴۰ سانتیمتر) و حاوی آمونیت، دوکفه‌ای، گاستروپود، بلمنیت، کرم‌های حلقوی، دندان ماهی و خرده‌های فسیلی دیگر است (جدول ۱). ذرات سیلیسی اواری (۲۰ درصد) و دانه‌های گلاکونی (۱۵ درصد) در ماتریکس این رخساره مشاهده می‌شود. این رخساره بر روی یک مرز فرسایشی قرار گرفته و کنتاکت بالایی آن تدریجی است (شکل H ۳) و به ماسه سنگ‌های فسیل‌دار (رخساره A_1). تبدیل می‌شود. اکثر اجزای اسکلتی موجود در این رخساره (با استثنای آمونیت‌ها) خرد شده و سائیده شده‌اند. این رخساره تنها در بخش بالایی واحد شیلی در برش سرخزو شناسایی شده است (شکل ۲).

به طور کلی ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر براساس ترکیب و ارتباط آنها با تغییرات سطح آب دریا به دو دسته رخساره‌های پیشرونده (transgressive) و پسرونده (regressive) تقسیم می‌شوند (شرفی و همکاران ۱۳۸۸). بر این اساس ماسه سنگ‌های این سازند مسیرهای دیاژنتیکی مختلفی را نشان می‌دهند. رخساره‌های پیشرونده شامل ماسه سنگ‌های فسیل دار با مقادیر فراوان گلاکونیت و سیمان کلسیتی (رخساره A_1) هستند در حالی که رخساره‌های پسرونده از ماسه سنگ‌های بدون فسیل با فراوانی کمتر گلاکونیت و سیمان کلسیتی (رخساره A_2) تشکیل شده‌اند. در رخساره‌های پیشرونده پوسته‌های فسیلی تجمع یافته تحت سیمانی شدن وسیع قرار گرفته و در نتیجه از تأثیر فرآیند فشردگی در طی مراحل دفن جلوگیری شده است. در ماسه سنگ‌های پسرونده که دارای مقادیر کمتری پوسته‌های فسیلی هستند سیمانی شدن کلسیتی به میزان محدود مشاهده می‌شود و فرآیند فشردگی تأثیر بیشتری داشته است.

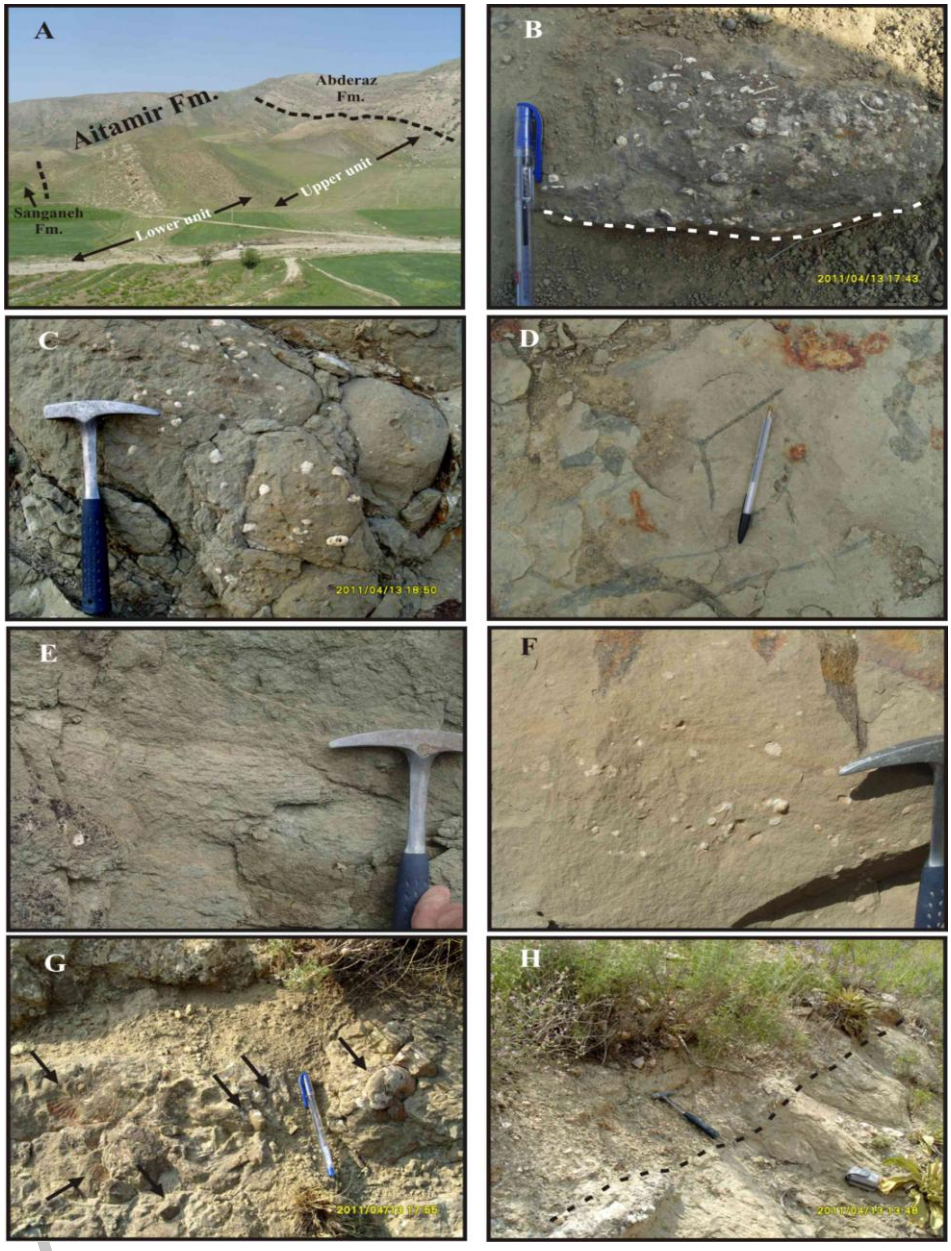
رسوبات سازند آیتامیر در زیر محیط‌های لاگونی، سدی، حاشیه ساحلی و دریای باز نهشته شده‌اند (شرفی و همکاران ۱۳۸۸). خلاصه‌ای از رخساره‌های رسوبی، اجزای تشکیل دهنده و محیط رسوب‌گذاری آنها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

دیاژنز

اگرچه فرایندهای دیاژنزی مختلفی در ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر شامل گلاکونیتی شدن، سیمانی شدن (کلسیت، اکسید آهن و سیلیس)، فشردگی، جانشینی و انحلال وجود دارد (شرفی ۱۳۸۸)، اما با توجه به گستردگی دو فرایند گلاکونیتی شدن و تشکیل سیمان کلسیتی که به صورت فراگیر در ماسه سنگ‌ها مشاهده می‌شوند و همچنین ارتباط آشکار این دو فرآیند دیاژنتیکی با تغییرات سطح آب دریا لذا در این مطالعه تنها به بررسی آنها پرداخته شده است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۳- تصاویر صحرایی سازند آیتامیر و رخساره‌های تشکیل دهنده آن در برش‌های مورد مطالعه. A: تصویر صحرایی سازند آیتامیر در برش گدگانلو که درآن واحدهای پایینی و بالایی مشخص شده است; B: لایه ماسه سنگ فسیل‌دار در قاعده واحد پایینی که به عنوان lag concentration تفسیر شده است; C و D: تجمعات فسیلی حاصل از پیشروی دریا و اثرات فسیلی (تالاسینوئید) مرتبط با این سطح در برش پسکوه; E: طبقه‌بندی مورب تراف در ماسه سنگ‌های بدون فسیل واحد پایینی; F: ماسه سنگ با فسیل‌های پراکنده واحد پایینی در برش گدگانلو; G: تجمع فسیلی در راس واحد پایینی سازند آیتامیر در برش پسکوه که نشان دهنده سطح حداکثر غوطه‌وری است; H: لایه آهک پرفسیل در بخش انتهایی واحد بالایی به عنوان lag concentration تفسیر شده است.

www.SID.ir

گلاکونیتی شدن

کانی گلاکونیت معمولا در شرایط نرخ پایین رسوبگذاری، سطح تماس بین آب و رسوب، شرایط نیمه اکسیدی یا مرز اکسیدی- احیایی، وجود بستر مناسب، آشفتگی پایین، درجه حرارت پایین (۱۰-۱۵ درجه)، شوری نرمال و تأمین یون‌های آهن و پتاسیم تشکیل می‌گردد (Amorosi 1997; Chafetz et al. 2007; Wigley and Compton 2007; Chang et al. 2008). گلاکونیت از لحاظ منشا به دو گروه آلوکتونوس (شامل پاراتوکتونوس و آواری) و اتوکتونوس تقسیم می‌گردد (Amorosi 1997). مطالعات نشان می‌دهد که گلاکونیت‌های رسوبات سازند آیتامیر در دو گروه برجا و نیمه برجا (جابه جا شده محلی) قرار می‌گیرند. گلاکونیت‌های برجا دارای جور شدگی و گرد شدگی ضعیف، چروکیدگی ریختی، عدم وجود خرد شدگی، توزیع یکسان اندازه دانه، جانشینی گسترده در اجزای تشکیل دهنده رسوبات (شکل ۴ A-D) و گسترش غیر محدود در کل توالی هستند (Amorosi 1997; Kelly and Webb 1999; Pasquini et al. 2004). درصورتیکه گلاکونیت‌های گرد شده با حاشیه اکسید آهن در سیلتستون‌های ماسه‌ای و ماسه سنگ‌های خیلی دانه ریز (شکل ۵ A, B)، نشان دهنده حمل محلی آنها بعد از تشکیل در کف بستر دریا است (Hesselbo and Huggett 2001). در بعضی از ماسه سنگ‌های این سازند، گلاکونیت‌ها از جور شدگی نسبتاً خوبی برخوردارند که این موضوع می‌تواند به فرایند گلاکونیتی شدن در بستر اولیه یکسان (شکل ۵ C, D) مربوط باشد که خود دلیل دیگری بر درجازا بودن گلاکونیت‌ها است (Amorosi et al. 2007). عناصر مورد نیاز برای تشکیل گلاکونیت مانند پتاسیم و آهن می‌تواند از دگرسانی و جانشینی فلدسپار پتاسیم، میکا، کوارتز (منشاء سیلیس) و همچنین از آب دریای موجود در منافذ رسوبات تأمین گردد (McCracken et al. 1996; Varol et al. 2000; Chang et al. 2008). توزیع وسیع سیمان کلسیتی و حالت پراکنده ذرات در ماسه سنگ‌های فسیل‌دار نشان دهنده گردش مناسب سیالات دیاژنتیکی در زمان ته‌نشست اولیه رسوبات بوده است. این شرایط عاملی مساعد برای دگرسانی هم زمان فلدسپات و میکاهای موجود توسط این سیالات و تأمین کننده یون‌های مورد نیاز برای فرایند گلاکونیتی شدن بوده است. لذا حضور گلاکونیت‌های با رسیدگی بالاتر و فراوانی بیشتر در طبقات ترجیحاً سیمانی شده قابل انتظار خواهد بود.

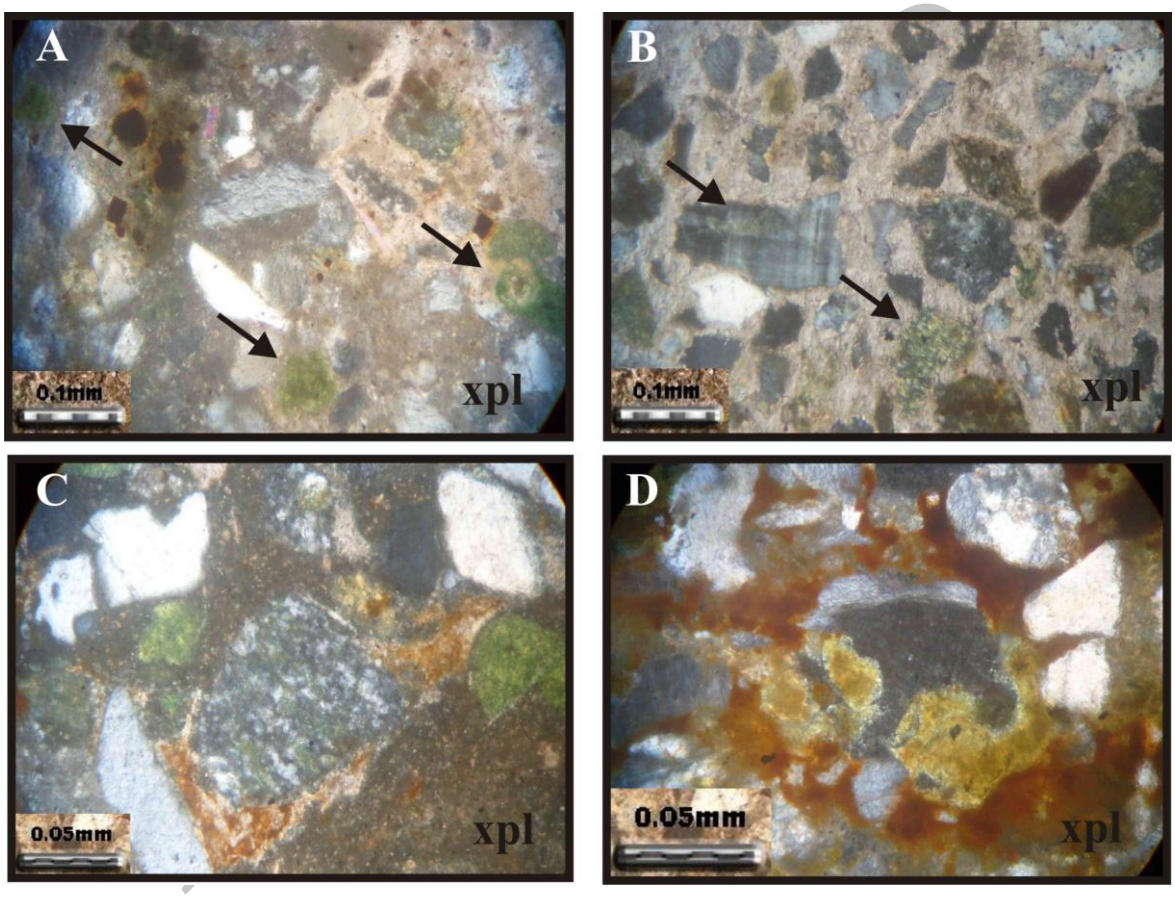
سیمانی شدن کلسیتی

سیمان کلسیت به صورت فابریک عمدتاً پویکیلوتوپیک و بعضا بلوکی درشت بلور دیده می‌شود (شکل ۵ A, B). منشا کربنات برای تشکیل این نوع سیمان می‌تواند داخلی یا خارجی باشد. منشا خارجی از انحلال سنگ‌های کربناته و افزایش یون کلسیم و بی‌کربنات در آب‌های جوی است که بعد از رسیدن به حالت فوق اشباع به صورت کربنات کلسیم ته‌نشین می‌شود (Tucker and Wright 1991). در مورد ماسه سنگ‌های دریایی (مانند ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر) مهم‌ترین منشا داخلی می‌تواند ناشی از انحلال خرده‌های بیوژنیکی همراه با ماسه سنگ‌های دریایی باشد. علاوه بر این خرده‌های بیوژنیکی می‌توانند به عنوان هسته‌هایی برای ته‌نشینی کلسیت عمل کنند (Kim and Lee 2004; El-ghali et al. 2006, 2009). بنابراین یک منشا احتمالی برای تأمین یون‌های مورد نیاز جهت تشکیل سیمان کلسیتی در ماسه سنگ‌های این سازند مربوط به انحلال پوسته‌های فسیلی است. این پوسته‌ها هم در ماسه سنگ‌ها و هم در افق‌های سنگ آهک پرفسیل مجاور آنها فراوان است. علاوه بر

Archive of SID

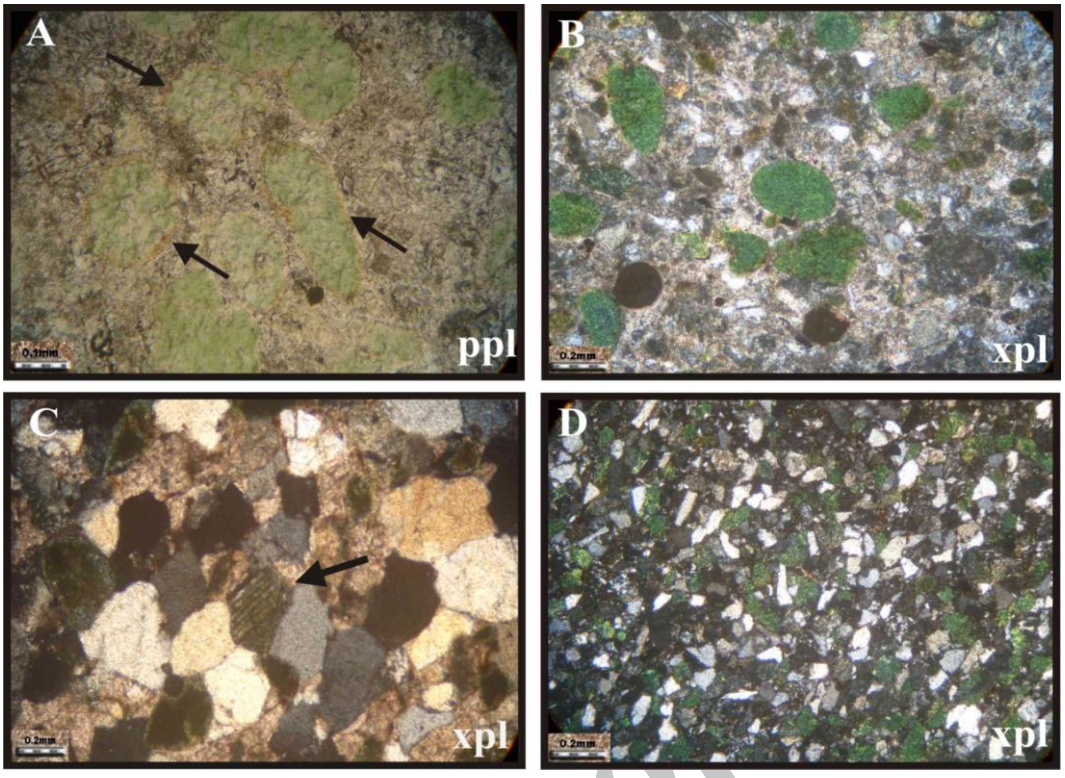
www.SID.ir

این با توجه به جانشینی سیمان کلسیتی در ذرات آواری از جمله فلدسپات (شکل‌های B ۴و C ۵)، دگرسانی این ذرات نیز می‌تواند به عنوان منشاء فرعی در نظر گرفته شود. با توجه به آرایش پراکنده ذرات آواری که به صورت شناور در سیمان کلسیتی دیده می‌شوند، این سیمان می‌تواند در مراحل اولیه دیاژنز (ائوژنز) قبل از دفن و تأثیر فرایند فشردگی تشکیل شده باشد (Kim et al. 2007). علاوه بر این، این سیمان در تصاویر کاتدولومینسانس به صورت درخشنده (bright) دیده می‌شود که نشانگر تشکیل آن در مراحل اولیه دیاژنز است (شکل B ۶) (Kim et al. 2007؛ آدابی و عباسی ۱۳۸۸).

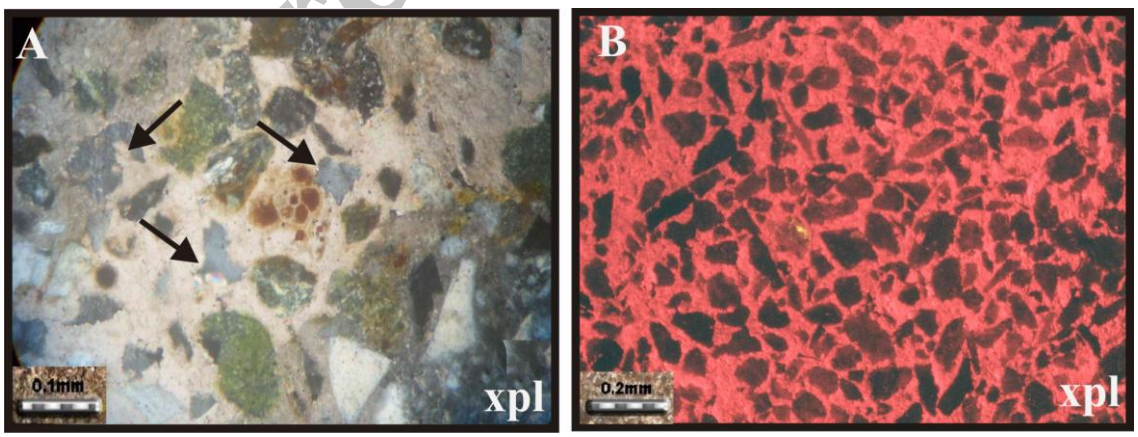


شکل٤- تصاویر میکروسکوپی گلاکونی‌های درجازا در ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر. A: جانشینی گلاکونیت در سیمان کلسیتی (به مرز بخش‌های گلاکونیتی شده و حالت تدریجی توجه شود); B: جانشینی گلاکونیت در میکروکلین و دیگر اجزائ آواری; C: گلاکونیتی شدن چرت; D: جانشین شدن کوارتز توسط گلاکونیت از حاشیه دانه.

www.SID.ir



شکل۵- تصاویر میکروسکوپی گلاکونی‌های درجازا و جابجا شده محلی در ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر. B-A: گلاکونیت‌های حمل شده محلی توسط امواج و جریانات با مورفولوژی گرد شده و حاشیه مشخص (در شکل B حضور گلاکونیت‌های در اندازه ماسه با ذرات آواری سیلتی نشان دهنده تأثیر جورشدگی هیدرولیکی و تجمع گلاکونیت‌های با چگالی پایین‌تر در کنار ذرات اواری با اندازه کوچکتر در کنار هم است)؛ C: جانشینی گلاکونیت در دانه فلدسپات در امتداد کلیواژ؛ D: اندازه یکسان دانه‌های گلاکونیت به علت وجود بستر اولیه جور شده است که تحت فرآیند گلاکونیتی شدن قرار گرفته‌اند.



شکل٦- تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس ماسه سنگ های سازند آیتامیر با سیمان کلسیتی. A: سیمان کلسیتی با فابریک پویکیلوتوپیک که به طور وسیعی جانشین ذرات آواری شده و باعث ایجاد حالت خرده گی در آنها شده است. B: تصویر کاتدولومینسانس ماسه سنگ های دارای سیمان کلسیتی پویکیلوتوپیک با لومینسانس یکنواخت و روشن که ذرات آواری به حالت شناور و با آرایش پراکنده در آن قرار دارند.

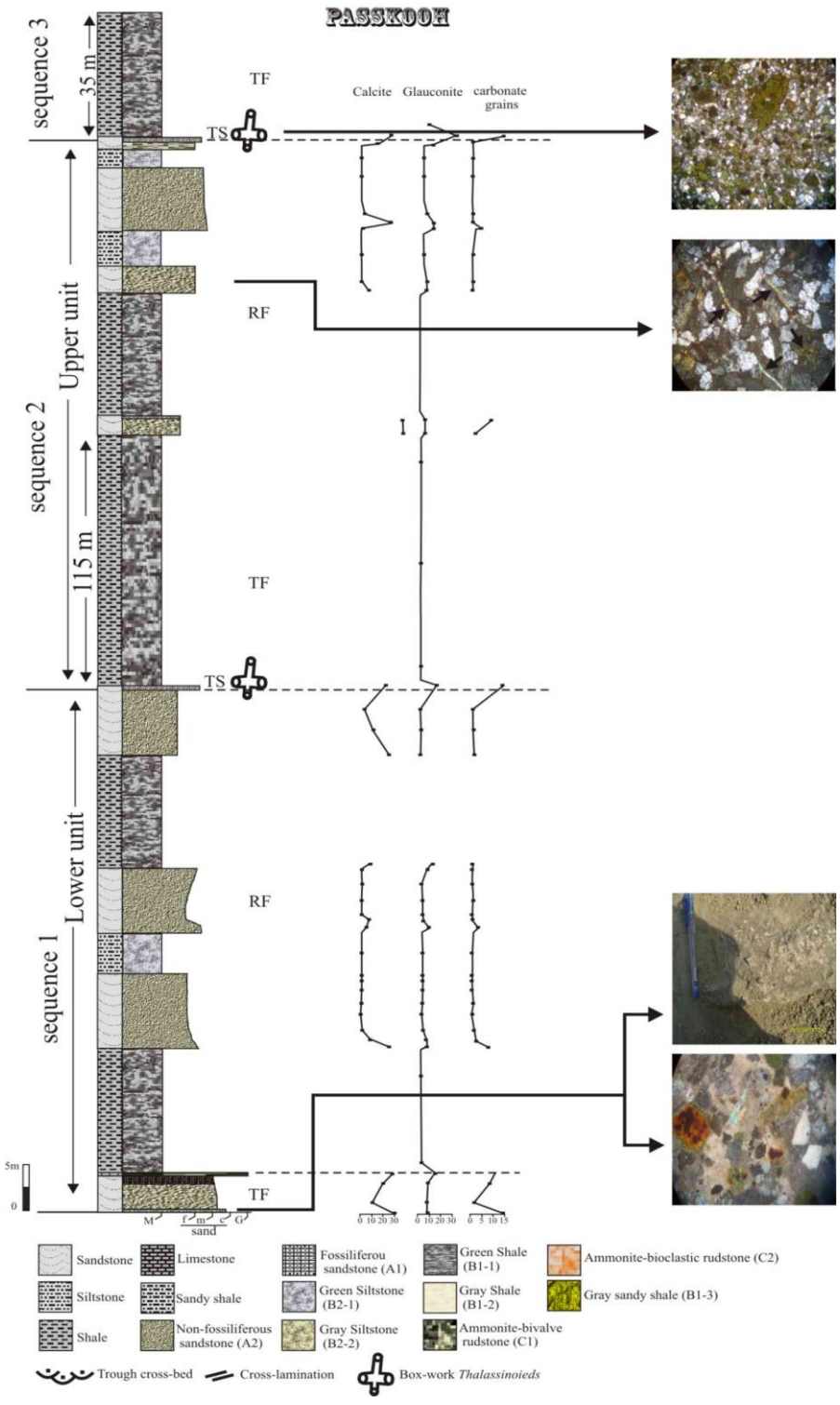
www.SID.ir

کلسیتی شدن و تغییرات سطح آب دریا

فابریک سیمان کلسیتی در سازند آیتامیر به دو حالت پویکیلوتوپیک و بلوکی است. سیمان بلوکی عمدتاً در پوسته‌های دوکفه‌ای آراگونیتی و در اثر تبدیل آراگونیت به کلسیت اسپاری ایجاد شده‌اند. به منظور بررسی سیمانی شدن و تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه سیمان کلسیتی با مورفولوژی پویکیلوتوپیک استفاده شده است. این سیمان در سازند آیتامیر در دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) و به خصوص در زیر سطح حداکثر سیلابی (MFS) و زیر سطح پیشروی (TS) مشاهده می‌شود (شرفی و همکاران ۱۳۸۸) (شکل۷). در صورتی که در رسوبات دسته رخساره‌های پسرونده (HST) اساسا مقادیر بسیار کمتری سیمان کلسیتی وجود دارد. در دسته رخساره پیشرونده در اکثر موارد در برش‌های مختلف الگوی افزایشی سیمان کلسیتی از قاعده به راس این دسته رخساره و به سمت سطح حداکثر سیلابی کاملا محسوس است (مانند سکانس ۳ برش سرخزو، شکل ۷). حضور وسیع سیمان کربناته در دسته رخساره‌های پیشرونده و به طور ویژه در زیر سطح پیشروی دریا در سازند آیتامیر می‌تواند به وجود بیوکلاست‌های کربناته که باعث افزایش هسته‌زایی و رشد سیمان کربناته می‌شود، مربوط باشد (Morad 1998; South and Talbot 2000; Kim and Lee 2004; El-ghali et al. 2009). در مواردی که بیوکلاست‌ها و دانه‌های کربناته موجود نباشند، آب دریا منشا یون‌های مورد نیاز برای سیمان کلسیتی در نظر گرفته می‌شود (El-ghali et al. 2006). علاوه بر این، زمان ماندگاری طولانی رسوبات در اعماق کم زیر سطح دریا در اثر نرخ رسوبگذاری آهسته که انتشار طولانی Ca و HCO_3^- محلول از آب دریا را تسهیل می‌کند (Ketzer et al. 2003; Mansurbeg et al. 2008; Halal 2008). در سطوح پیشروی (TS)، مرز پاراسکانس (PB) و سطح حداکثر سیلابی (MFS) ماسه سنگ‌ها به طور کامل در آب دریا غرق شده و بنابر این در معرض سیمانی شدن نفوذی قرار می‌گیرند (برای مثال El-ghali et al. 2006). وجود درصد پایین ذرات آواری به حالت شناور در سیمان کلسیتی نشان هنده نرخ پایین رسوبگذاری و زمان ماندگاری بالای رسوبات در سطح برای تشکیل سیمان اولیه دیاژنتیکی است. فقدان یا مقادیر اندک سیمان کلسیتی در ماسه سنگ‌های دسته رخساره پسرونده (HST) می‌تواند به نبود خرده‌های اسکلتی کربناته و نرخ بالاتر تأمین رسوبات آواری در این مرحله مربوط باشد (Kim and Lee 2004). چنان که در ماسه سنگ‌های دسته رخساره پسرونده سازند آیتامیر پوسته‌های فسیلی به میزان اندک و به طور پراکنده مشاهده می‌شوند. در موارد اندکی مانند ماسه سنگ‌های مراحل اولیه رخساره‌های پسرونده که دارای مقادیری خرده‌های فسیلی نیز هستند (در برش سرخزو)، فراوانی سیمان کلسیتی اولیه نیز افزایش نشان می دهد. تنها در یک مورد در برش سرخزو در مرز سطح پیشروی (TS)، سیمان کلسیتی اندکی مشاهده می‌شود که این امر می‌تواند به علت فرسایش ماسه سنگ‌ها توسط امواج در طی تشکیل این مرز باشد (برای مثال El-ghali et al. 2009). در شکل‌های ۸ و ۹ الگوی کلی تأثیر ترکیب ماسه سنگ‌ها بر روی فرایندهای دیاژنزی همراه با ارتباط آن با الگوی پیشرونده- پسرونده در سازند آیتامیر نشان داده شده است.

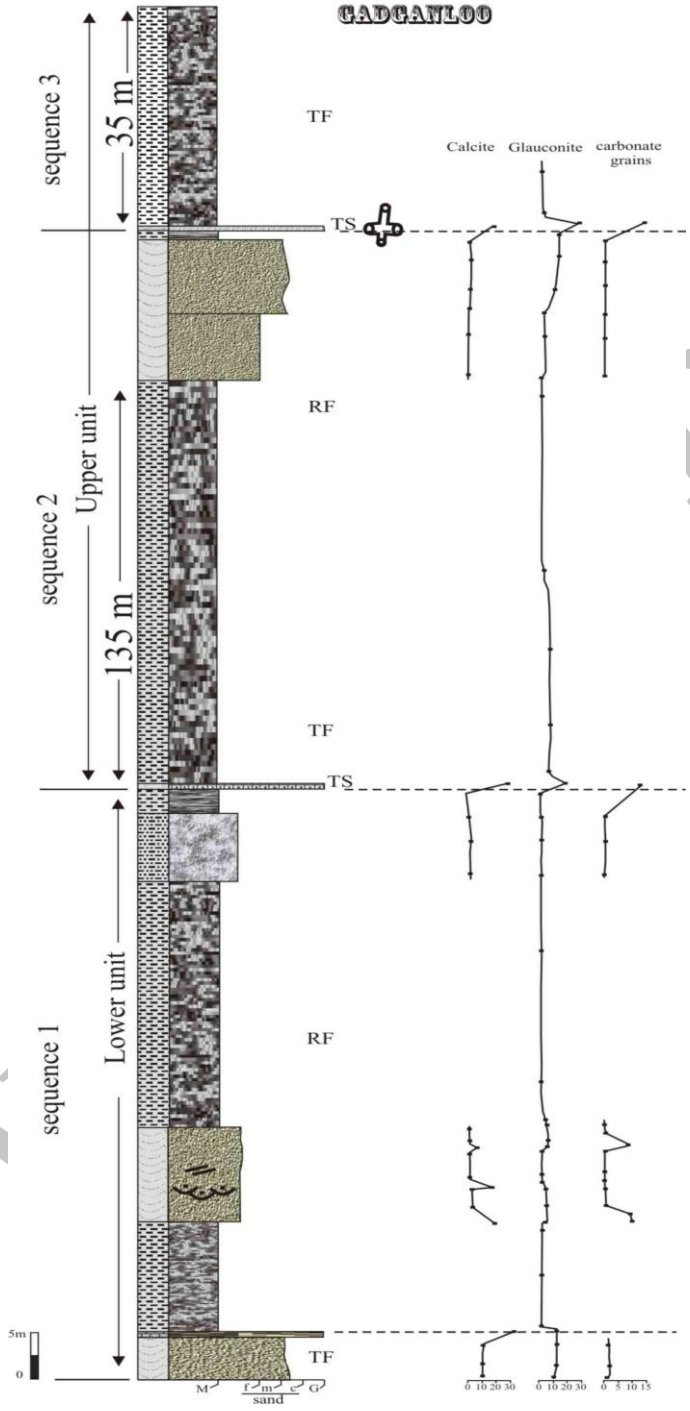
Archive of SID

www.SID.ir



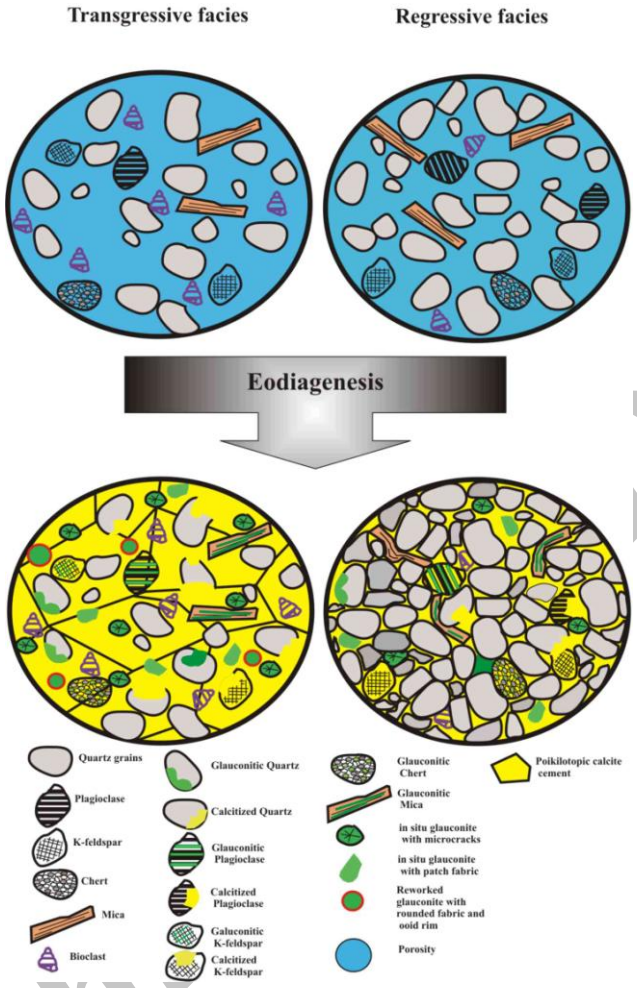
شکل۷- ستون چینه شناسی سازند آیتامیر در برش‌های مورد مطالعه به همراه تغییرات فراوانی گلاکونیت و سیمان کلسیتی در رخساره‌های پیشرونده و پسرونده.

www.SID.ir



ادامه شکل ۷

www.SID.ir



شکل ۸- تصویر شماتیک توزیع تغییرات دیاژنتیکی در ارتباط با رخساره‌های پیشرونده و پسرونده در ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر

Stage/Facies	Regression facies	Transgression facies
Deposition	little carbonate grains	concentration of carbonate grains
(sandstone composition)	non-calcareous sandstone	calcareous sandstone
Early Diagenesis	physical compaction little calcite cementation and glauconitization, little grain replacment	extensive calcite cementation and high glauconitization, little physical compaction, high grain replacment

شکل۹- نمودار جریانی نشان دهنده مسیرهای دیاژنتیکی ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر بر طبق رخساره‌های رسوبی.

www.SID.ir

گلاکونیتی شدن و تغییرات سطح آب دریا

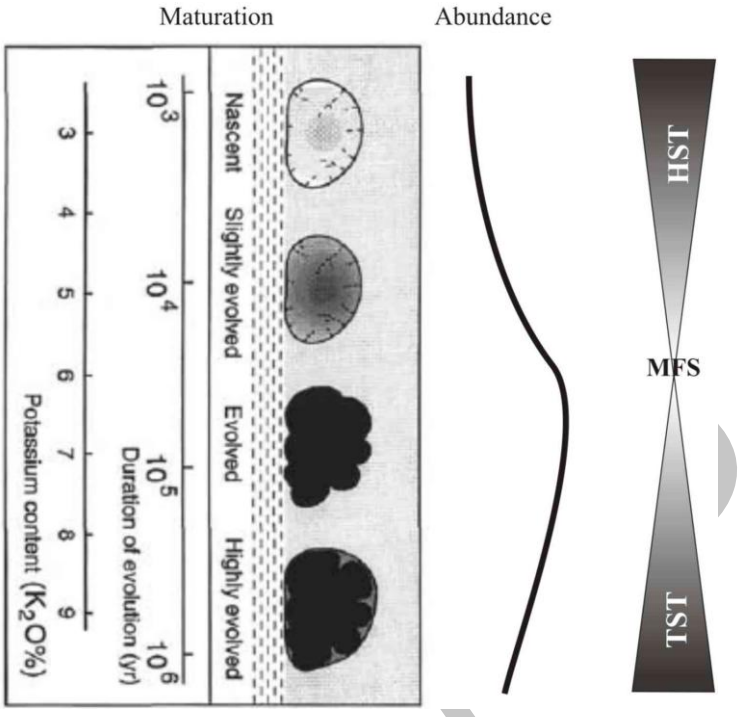
یکی از کاربردهای گلاکونیت در چینه نگاری سکانسی تفکیک دسته رخساره‌های پیشرونده (TST)، پسرونده (HST) و سطوح حداکثر سیلابی (MFS) از روی الگوی توزیع و درجه رسیدگی آنها است (شکل ۱۰). از آنجائی که نرخ رسوبگذاری پایین در محیط دریایی باعث تسهیل فرآیند گلاکونیتی شدن می گردد (Amorosi 1997; Chafetz et al. 2007; Chang et al. 2008)، غالب گلاکونیت‌ها در دو دسته رخساره پیشرونده و پسرونده دیده می‌شود (Amorosi 1997, 2007). بررسی گلاکونیت‌های سازند آیتامیر نشان می‌دهد که رسیدگی و فراوانی گلاکونیت‌های موجود در دسته رخساره‌های پیشرونده به ویژه در مرز سطح پیشروی دریا بیش از مرحله پسروی (از حدود ۱۰ درصد در ماسه سنگ‌های دسته رخساره HST به ۴۰ درصد در شروع مرز سطح پیشروی می‌رسد) (شکل۷)، و در سطح حداکثر سیلابی به بیشترین فراوانی خود می‌رسد که با گلاکونیت‌های غالبا رسیده و خیلی رسیده مشخص است (شکل۷). این الگوی افزایشی فراوانی و رسیدگی گلاکونیت به سمت سطح حداکثر سیلابی با افزایش دانه‌های کربناته به سمت این سطح انطباق نشان می‌دهد (شکل ۷) و خود معیاری برای شناسایی سطح حداکثر سیلابی (MFS) است (Kitamura 1999). این الگوی توزیعی گلاکونی‌ها در رخساره‌های مربوط به مرحله پیشروی و افزایش آنها به سمت سطح حداکثر سیلابی با کاهش نرخ رسوبگذاری و تأمین رسوبات آواری و افزایش زمان توقف گلاکونیت‌ها در سطح تماس بین آب و رسوب از قاعده به راس سیستم پیشرونده (TST) قابل استناد است (Harris and Whiting 2000; Hesselbo and Huggett 2001). طولانی بودن زمان توقف در آب‌های کم عمق زیر سطح آب دریا باعث افزایش اکسید پتاسیم و تکامل رسیدگی گلاکونیت می‌شود (Hesselbo and Huggett 2001).

چنانکه ذکر شد فراوانی گلاکونی‌ها در دسته رخساره پیشرونده از قاعده به راس افزایش یافته و در زیر سطح حداکثر سیلابی به بیشترین فراوانی و رسیدگی خود می‌رسد که این خود دلیلی دیگر بر درجازا بودن آنها است. طبق نظر آموروسی (Amorosi 1997)، رسیدگی گلاکونیت‌ها در رخساره‌های پیشرونده طیفی از نوظهور تا کاملاً رسیده را در بر می‌گیرد و در سطح حداکثر سیلابی رسیدگی با حالت رسیده و خیلی رسیده مشخص می‌شود که این مورد به خوبی در سازند آیتامیر قابل انطباق است. تنها در برش سرخزو در قاعده و راس سازند در شروع رخساره‌های پیشرونده (TST) که به عنوان TSE یا سطح فرسایشی حاصل از پیشروی دریایی معرفی گردیده است (شرفی و همکاران ۱۳۸۸) تمرکز بالای گلاکونیت ناشی از حمل و نقل و جابجایی است که قبلاً به عنوان گلاکونیت‌های پاراتوکتونوس معرفی گردید.

فراوانی و رسیدگی دانه‌های گلاکونیت در نهشته‌های دسته رخساره پسرونده به دلیل افزایش نرخ رسوبگذاری و فرآهم نشدن شرایط لازم برای تشکیل گلاکونیت (که در سازند آیتامیر به خوبی با تراکم بالای ذرات سیلیسی آواری مشخص است)، کاهش زمان توقف رسوبات در آب‌های کم عمق زیر سطح آب دریا و همچنین جابجایی آنها قبل از رسیدن به مراحل تکامل نهایی، الگوی توزیعی متفاوت با مرحله پیشروی را نشان می‌دهد به این ترتیب که در این دسته رخساره‌ها کاهش محسوس در فراوانی و همچنین رسیدگی گلاکونیت‌ها مشاهده می‌شود. به طور کلی در برش‌های مختلف سازند ایتامیر گلاکونیت‌های موجود در دسته رخساره‌های پسرونده فراوانی و رسیدگی بسیار پایین‌تری از انواع موجود در رخساره‌های پیشرونده دارند.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۱۰- نمودار تغییرات رسیدگی و درصد فراوانی دانه‌های گلاکونیتی مرتبط با دسته رخساره‌ها (اقتباس از McCracken et al. 1996).

نتیجه‌گیری

ماسه سنگ‌های سازند آیتامیر نسبت به ترکیب و ارتباط آنها با تغییرات سطح آب دریا به دو دسته رخساره‌های پیشرونده (transgressive facies) و رخساره‌های پسرونده (regressive) تقسیم می‌شوند و بر این اساس مسیرهای دیاژنتیکی مختلفی را تجربه کرده‌اند. رخساره‌های پیشرونده شامل ماسه سنگ‌های فسیل‌دار با مقادیر بالاتر گلاکونیت و سیمان کلسیتی وسیع هستند در حالی که رخساره‌های پسرونده شامل ماسه سنگ‌های بدون فسیل با فراوانی کمتر گلاکونیت و سیمانی شدن کلسیتی محدود است. در رخساره‌های پیشرونده پوسته‌های فسیلی فراوان است که با پیشرفت دیاژنز تحت سیمانی شدن وسیع قرار گرفته و در نتیجه از تأثیر فرایند فشردگی در طی مراحل دفن جلوگیری شده است. در ماسه سنگ‌های پسرونده که دارای مقادیر کمتری پوسته‌های فسیلی هستند سیمانی شدن کلسیتی به میزان محدود مشاهده می‌شود و فرآیند فشردگی تأثیر بیشتری داشته است. بررسی الگوی توزیع دانه‌های گلاکونیت و سیمان کلسیتی اولیه نشان می‌دهد که این اجزاء در دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) دارای مقادیر بالاتر نسبت به دسته رخساره پسرونده (HST) است. به طوری که در مرز سطح پیشروی (TS) تجمع دانه‌های گلاکونیت نسبت به توالی زیرین بسیار بالا بوده و با سیمان کلسیتی وسیع همراه است.

Archive of SID

www.SID.ir

منابع

1 - افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین شناسی کپه داغ: سازمان زمین شناسی کشور، طرح تدوین کتاب، ۲۷۵ صفحه.

2 - آدابی، م.ح.، و ر.، عباسی، ۱۳۸۸، بررسی تاریخچه دیاژنتیکی سازند داریان براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در کوه سیاه (شمال شرق شیراز) و چاه شماره ۱ سبز پوشان: مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۳۵، ص ۵۳-۷۵.

3 - شرفی، م.، ۱۳۸۸، چینه نگاری سکانسی و تفسیر تاریخچه رسوب گذاری سازند آیتامیر در شمال غرب شیروان و روستای بی بهره: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۰۷ ص.

4 - شرفی، م.، م.، عاشوری، ا.، محبوبی، ر.، موسوی حرمی و م.، نجفی، ۱۳۸۸، چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر (آلبین- سنومانین) در ناودیس های شیخ و بی بهره غرب حوضه رسوبی کپه داغ: مجله علوم دانشگاه تهران شماره ۳۵، ص ۲۰۱-۲۱۱.

5 - شرفی، م.، ا.، محبوبی، ر.، موسوی حرمی و م.، نجفی، ۱۳۹۰، کاربرد لایه های پرفسیل در تفسیر چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناودیس های شیخ و بی بهره- باختر کپه داغ: فصلنامه زمین شناسی ایران شماره ۱۷، ص ۳۱-۴۷.

6- Alavi, M., H., Vaziri, K., Seyed-Emami and Y., Lasemi, 1997, The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin: Geological Society America Bulletin, **v.** 109; p. 1563-1575

7- Amorosi, A., 1995, Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences: Journal of Sedimentary Research, **v.** 65, p. 419-425.

8- Amorosi, A., 1997, Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research: Sedimentary Geology, **v.** 109, p. 135-153.

9- Amorosia, A., I., Sammartinoa, and F., Tateo, 2007, Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach, Deep-Sea Research II, **v.** 54; p. 1364-1374.

10- Chafetz, H.S., 2007, Paragenesis of the Morgan Creek Limestone, Late Cambrian, central Texas: Constraints on the formation of glauconite, Deep-Sea Research II, **v.** 54, p. 1350-1363.

11- Chang, S.S., Y.H., Shau M.K., Wang, C.T., Ku and P.N. Chiang, 2008, Mineralogy and occurrence of glauconite in central Taiwan: Applied Clay Science, **v.** 42, p. 74-80.

12- El-ghali , M.A.K., H.,Mansurbeg, S., Morad , I., Al-Aasm and K., Ramseyer, 2006, Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya, Sedimentary Geology, **v.** 190, p. 323-351.

13- El-ghali, M.A.K., H., Mansurbeg, S., Morad, I., Al-Aasm, K., Ramseyer, 2009, Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya: Sedimentary Geology, **v.** 190, p. 323-351.

14- Golonka, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic: Tectonophysics, **v.** 381, p. 235–273.

15- Hadavi, H., and A., Poursmaiel, 2005, Investigation of the boundaries of Tirgan, Sarcheshmeh, Sanganeh, Aitamir and Abderaz Formations based on nannoplaktones in the Mashhad-Sarakhs Road (in Persian): Geological Society of Iran, **v.** 11, p. 1873-1881.

16- Halal, O.A., 2008, Diagenesis and Reservoir-Quality Evolution of Paralic, Shallow BMarine and Fluvio-lacustrine Deposits, Links to Depositional Facies and Sequence Stratigraphy, Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, **v.** 448, 65 pp.

Archive of SID

www.SID.ir

17- Harris, L.C. and B.M., Whiting, 2000, Sequence-stratigraphic significance of Miocene to Pliocene glauconite-rich layers, on- and offshore of the US Mid-Atlantic margin: Sedimentary Geology, **v.** 134, p. 129-147.

18- Hesselbo, S.P., J.M., Huggett, 2001, Glaucony in ocean margin sequence stratigraphy (OligoceneePliocene, offshore New Jersey, U.S.A.; ODP LEG 174A): Journal of Sedimentary Research, **v.** 71, p. 599-607.

19- Kelly, J.C. and J.A., Webb, 1999, The genesis of glaucony in the Oligo–Miocene Torquay group, southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence: Sedimentary Geology, **v.** 125, p. 99-114.

20- Ketzer, J. M., M., Holz, S., Morad, and I. S., Al-Aasm, 2003, Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil: Sedimentology, **v.** 50, p. 855-877.

21- Kim, J.C., Y., Lee, and K., Hisada, 2007, Depositional and compositional controls on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Jurassic–Early Cretaceous), central Japan Sedimentary Geology, **v.** 195, p. 183-202.

22- Kim, J.C., Y., Lee, 2004, Diagenesis of shallow marine sandstones, the Lower Ordovician Dongjeom Formation, Korea: response to relative sea-level changes. Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 23, p. 235-245.

23- Dongjeom Formation, Korea: response to relative sea-level changes: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 23, p. 235-245.

24- Kitamura, A., 1999, Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section, Omma Formation, Japan: Sedimentary Geology, **v.** 122; p. 151-163.

25- Mansurbega, H., S., Morada, A., Salemc, R., Marfild, M.A.K., El-ghalie, J.P., Nystuenf, M.A., Cajad, A., Amorosig, D., Garciah, and A., La Iglesia, 2008, Diagenesis and reservoir quality evolution of palaeocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf, Marine and Petroleum Geology, **v.** 25, p. 514-543.

26- McCracken, S.R., J., Compton and K., Hicks, 1996, Sequence-stratigraphic significance of glaucony-rich lithofacies at Site 903, in Mountain, G.G., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W., Twitchell, D.C., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **v.** 150, p. 171-187.

27- Morad, S., 1998, Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. In: Morad, S., (Ed.), Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution, International Association of Sedimentologists, Special Publication, **v.** 26, p. 1-26

28- Pasquini, C., A., Lualdi and P., Vercesi, 2004, Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of Nice arc, Southeast France: Cretaceous Research, **v.** 25, p. 179-189.

29- Sharafi, M., M., Ashuri, A., Mahboubi, S.R., Harami, in press, Stratigraphic application of Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. Palaeoworld. http://dx.doi.org/ 10.1016/ j.palwor.2012.06.001.

30- South, D.L., and M.R., Talbot, 2000, The sequence stratigraphic framework of carbonate diagenesis within transgressive fan-delta deposits, Sant Llorenc Del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, NE Spain: Sedimentary Geology, **v.** 183, p. 179-198.

31- Tucker, M.E. and V.P., Wright, 1991, Carbonate Sedimentology, Blackwell, Oxford 482pp.

32- Varol, B., A., Ozguer, E., Kosun, S., İmamgolu, M., Danis, and T., Karakulluku, 2000, Depositional Environments and Sequence Stratigraphy of Glauconites of Western Black Sea region: Mineral Research Exploration Bulletin, **v.** 122, p. 1-21.

33- Wigley, R., and J.S., Compton, 2007, Oligocene to Holocene glauconite–phosphorite grains from the Head of the Cape Canyon on the western margin of South Africa, Deep-Sea Research II, **v.** 54, p. 1375-1395.

34- Wilmsen, M., F.T., Fürsich and J., Taheri, 2009, The Shemshak Group (Lower - Middle Jurassic) of the Binalud Mountains, NE Iran: stratigraphy, facies and geodynamic implications. In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M. & Granath, J. (Eds), South Caspian to central Iran basins: Geological Society London, Special Publication, **v.** 312, p. 175-188.

Archive of SID

www.SID.ir