

میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های طوفانی در واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا، منطقه تویه - دروار (جنوب باختر دامغان)

یعقوب لاسمی و هادی امین‌رسولی

گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران

(دریافت: ۸۰/۳/۱۲؛ پذیرش: ۸۰/۸/۹)

چکیده

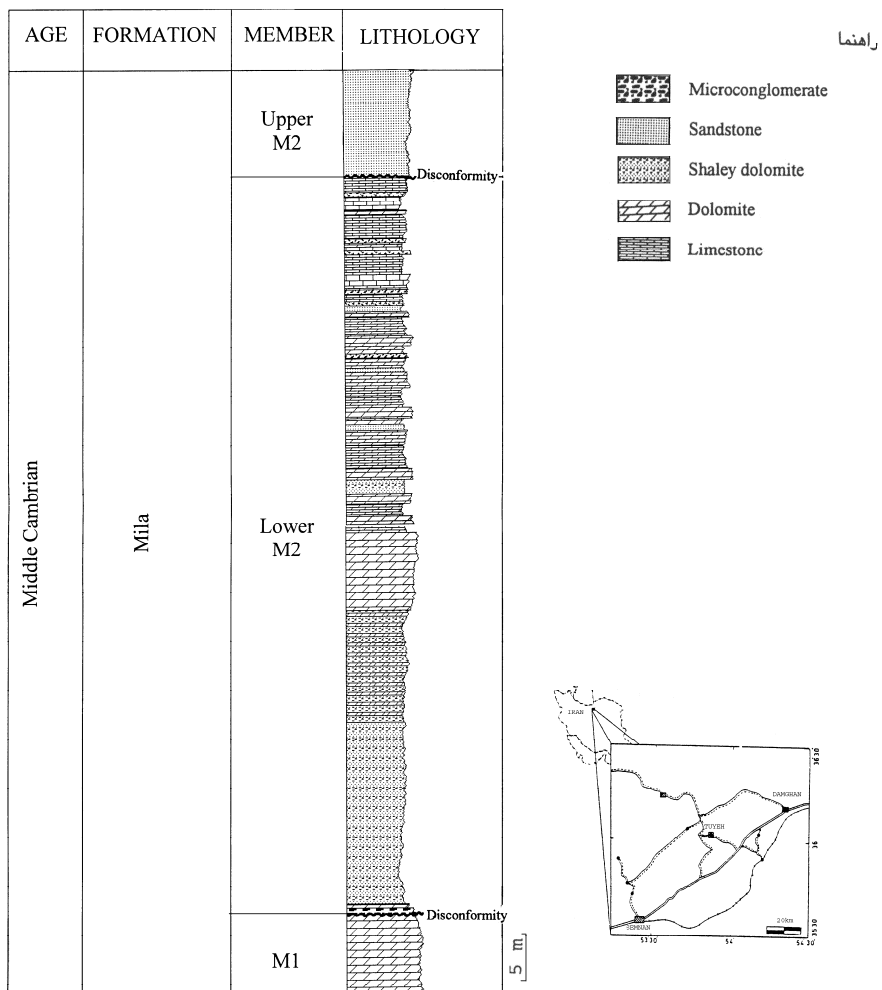
واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا در منطقه تویه - دروار (۴۸ کیلومتری جنوب باختر دامغان) با ناپوستگی همشیب روی بخش ۱ سازند میلا قرار دارد و با سطح فرسایشی از واحد بالایی بخش ۲ سازند میلا تفکیک می‌گردد. واحد یاد شده دربرگیرنده رخساره‌های طوفانی و غیرطوفانی است. رخساره‌های طوفانی آن دربردارنده نهشته‌های پهنه جزر و مدی تا بخش انتهائی دریای بازانند. در رخساره‌های طوفانی دریای باز قالب سالم فسیل تریلوبیت Ptychoparioid به سن اواخر کامبرین میانی تشخیص داده شده است. این نهشته‌ها در یک پلاتفرم رمپ زیر نفوذ طوفان در بخش باختری حاشیه واگرای شمال گندوانا پدیدآمده‌اند.

واژه های کلیدی: کامبرین میانی، سازند میلا، بخش ۲، نهشته‌های طوفانی، تریلوبیت
Ptychoparioid، رمپ

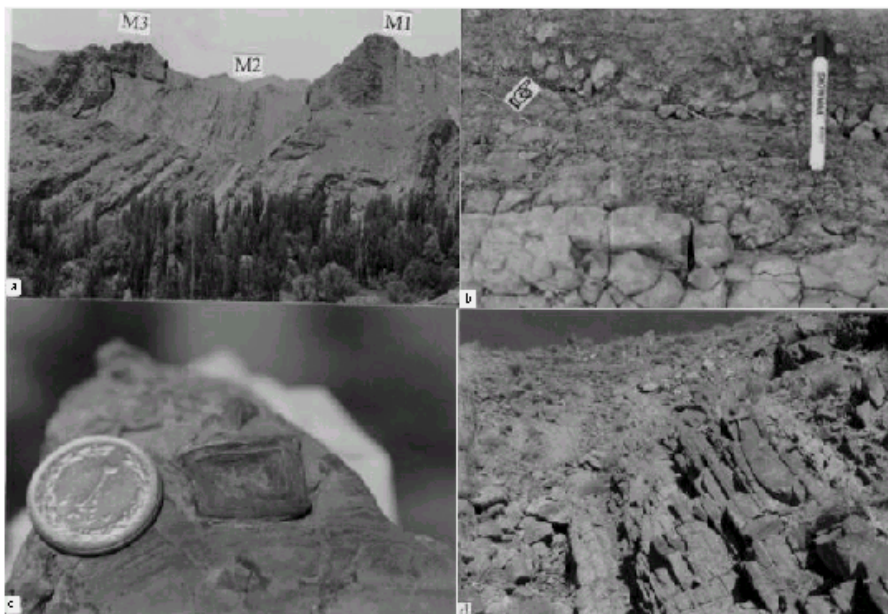
مقدمه

طوفان‌های بزرگ یکی از فرآیندهای مهم برای جابجائی نهشته‌های رسوبی در محیط‌های زیر جزر و مدی کم‌عمق و فلات قاره شناخته شده‌اند (Aigner, 1985; Brett, 1988; Brookfield & Colquhoun, 1995; طهماسبی، ۱۳۷۶؛ طهماسبی و همکاران، ۱۳۷۸). فرآیند طوفان ناشی از نیروهای جوی است که بر بخش‌های کم‌عمق فلات قاره و آب‌های اقیانوسی عمل می‌کند (Johnson & Baldwin, 1986). فرآیندهای فیزیکی مؤثر در نهشته‌های طوفانی فشارجو، باد و امواج هستند، که به حرکت آب به سوی ساحل می‌انجامد و نهشته‌های طوفانی سدی، تالابی و پهنه جزر و مدی پدید می‌آید (Aigner, 1985). در هنگام طوفان، بالا آمدن سطح آب دریا در نزدیک ساحل، به پیدایش جریان برگشتی در نزدیک کف بستر می‌انجامد که می‌تواند رسوبات مسیر خود را فرسایش داده و آن‌ها را به مناطق دور از ساحل حمل نماید (Tucker & Wright, 1990). این فرآیندها ساخت‌ها و بافت‌های متفاوتی پدید می‌آورند که در سکنس‌های رسوبی شاخص‌های مفیدی برای تشخیص رسوبات طوفانی‌اند. فزون‌براین، این ساخت‌ها و بافت‌ها وابسته به ژرفای گوناگون‌اند و شاخص‌های ژرف‌سنجی شایان توجه‌ای هستند (Kreisa, 1981).

چندین نهشته طوفانی در چینه‌های اواخر کامبرین زیرین تا بخش پایانی کامبرین میانی در منطقه تویه - دروار (شکل ۱) شناخته شده‌اند (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸^۱، ۱۳۷۸^۲، ۱۳۸۰؛ امین‌رسولی و لاسمی، ۱۳۷۹). این نهشته‌ها در حاشیه واگرای حوضه رسوبی پروتوپالئوتتیس (لاسمی، ۱۳۷۹)، حاشیه باختری (Seslavinsley & Maidanskaya, 2001) شمال گندوانا (Lasemi, 1995a)، پدید آمده‌اند. واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا (شکل ۱) به سن کامبرین میانی (Kushan, 1978) ۵۸ متر ضخامت دارد (شکل ۲a). مرز پایینی و بالایی این واحد فرسایشی است، و به ترتیب در پایین با رسوبات وامانده (Lag deposits) از بخش ۱ (شکل ۲b) و در بالا با لایه‌های ماسه‌سنگی کالک‌لیتیت (شکل ۲d) از واحد بالائی بخش ۲ سازند میلا جدا می‌شود (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸^۲). این نهشته‌ها در بخش زیرین دربردارنده تناوبی از ماسه‌سنگ و سیلتستون با سیمان کربناته و شیل‌های دولومیتی قرمز و سبز رنگ‌اند. این شیل‌ها که بسوی بالا به تدریج به لایه‌های کربناته تبدیل می‌شوند، دربردارنده قالب دروغین‌هالیت (Salt psudeomorph) با بافت پلکانی (Hopper) وابسته به محیط سبخا (شکل ۲c) هستند.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه تویه - دروار (انتباس از اطلس راههای ایران، ۱۳۶۹) و ستون چینه‌نگاری واحد زیرین بخش ۲ سازند میلاد در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲ - a - نمای دور از مرز بخش ۲ سازند میلا (M2) با بخش‌های ۱ (M1) و ۳ (M3) در منطقه تویه - دروار (دید به سمت جنوب). b - نمای نزدیک از رسوبات وامانده بین بخش‌های ۱ و ۲ سازند میلا (انگشت اشاره، کلاست‌ها را نشان می‌دهد). c - قالب دروغین هالیت با بافت پلکانی که در زیر آن لامینه‌های استروماتولیت قرار دارد (قطر مقیاس، ۲/۲ سانتی‌متر). d - توالی بسوی بالا ریز شو از رخساره کالکلیتیت در مرز واحدهای زیرین و بالایی بخش ۲ سازند میلا (بالای چینه‌شناسی به سمت راست عکس، دید به سمت شمال).

هدف از این مقاله شرح دسته‌های رخساره‌ای (Facies associations) و محیط رسوبی نهشته‌های طوفانی واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا در منطقه تویه - دروار (البرز خاوری) است.

روش مطالعه

نهشته‌های طوفانی واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا در برگیرنده ۴ دسته رخساره طوفانی از پهنه جزر و مدی تا دریای باز هستند. این تقسیم بندی برپایه کار Brookfield & Brett (1988); Liang et al. (1993); Aigner (1985)؛ طهماسبی (۱۳۷۶) و همکاران (۱۳۷۸) انجام گرفته است.

تشخیص رخساره‌های طوفانی برپایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. دسته‌های رخساره‌ای طوفانی، بر پایه موقعیت رسوبی آنها و با استفاده از طبقه‌بندی Dunham (1962) نام‌گذاری شده‌اند، با این تفاوت که مرز ماتریکس و دانه $0/06$ میلی‌متر است (Lasemi, 1995b).

شرح و تفسیر دسته‌های رخساره‌ای طوفانی:

واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا در برگیرنده ۴ دسته رخساره‌ای طوفانی است که از ساحل به سمت دریا به شرح زیراند:

۱- نهشته‌های طوفانی پهنه جزر و مدی: Tidal Flat Tempestite

این نهشته‌ها در پهنه جزر و مدی پدید آمده‌اند. آنها ممکن است فابریک گل پشتیبان (Mud supported) و یا فابریک دانه پشتیبان (Grain supported) داشته باشند و از نهشته‌های طوفانی بین جزر و مد بالائی، میانی و پائینی ساخته شده‌اند:

الف- نهشته‌های طوفانی بین جزر و مد بالائی:

این نهشته‌ها دارای اینتراکلاست‌های زاویه‌دار (10° درصد) و دانه‌های کوارتز هستند که در یک خمیره گلی پراکنده‌اند. ترک گلی و قالب‌های تخییری از دیگر ویژگی‌های آنها است (شکل ۳a). چنین نهشته‌هایی در توالی‌های طوفانی کامبرین میانی تا بالائی کوه‌های هلن در شمال باختری چین نهشته‌های طوفانی بین جزر و مد بالائی (Liang et al., 1993) تفسیر شده‌اند.

ب- نهشته‌های طوفانی بین جزر و مد میانی:

الوکم اصلی این نهشته‌ها، اینتراکلاست است. اینتراکلاست‌ها از خرده‌های استروماتولیتی، گرینستون-پکستون پلوئیدی و گل‌سنگ‌های دولومیتی تشکیل شده‌اند. الوکم‌ها دارای جورشدگی خوبی نیستند، زاویه‌دار تا گردشده‌اند و بدون جهت‌یافتگی مشخص هستند. سیمان بین اینتراکلاست‌ها از نوع ثقلی (Gravitational)، دروزی (Drusy) و مینیسکاس (Meniscus) است. اینتراکلاست‌ها، استروماتولیت‌های ستونی را قطع کرده و با لامینه‌های نازک از گل‌سنگ‌های دولومیتی همراه با ترک گلی پوشیده شده‌اند. محیط این نهشته‌ها بین جزر و مدی تفسیر می‌شود زیرا در میان لامینه‌های استروماتولیت ستونی که شاخص چننین محیطی هستند (Glumac & Walker, 1997) قرار دارند (شکل ۳b,c).

پ- نهشته‌های طوفانی بین جزر و مد پائینی:

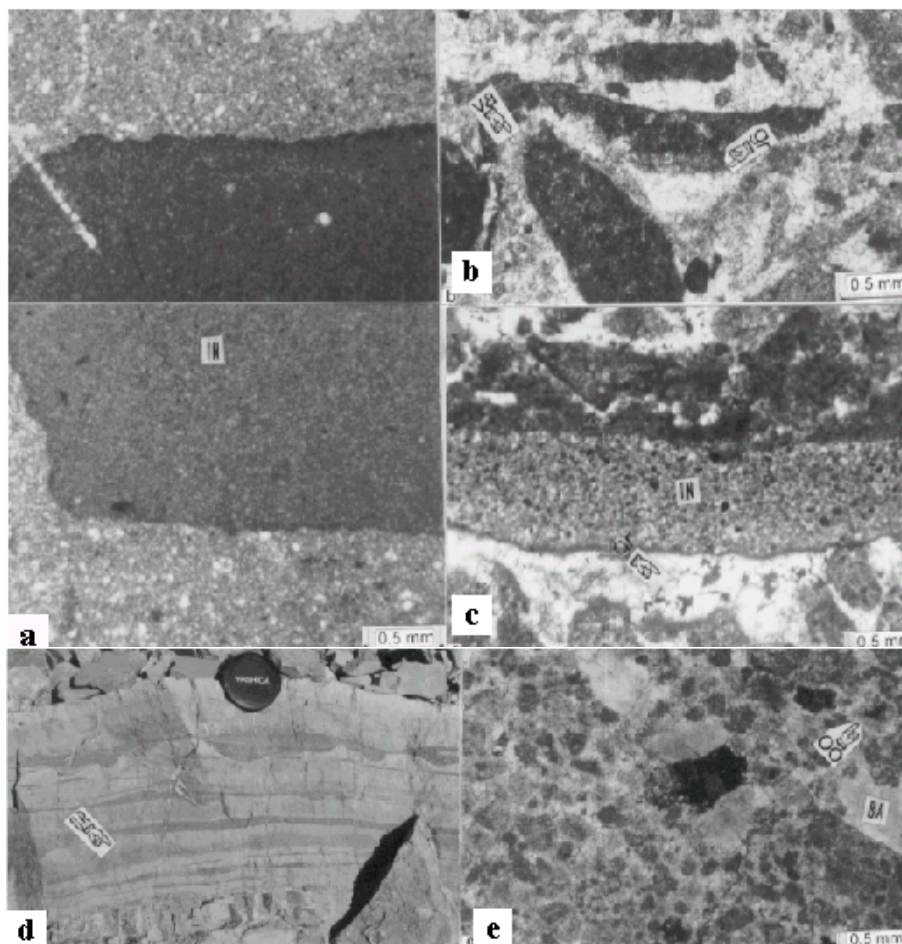
این نهشته‌ها دارای لامینه‌های نازک‌اند که از رخساره گل‌سنگ دولومیتی تا گرینستون دولومیتی تغییر می‌یابند. لامینه‌های مسطح، موازی، موجی و عدسی شناخته شده‌اند که زیر آنها بطور معمول فرسایشی است. بیشتر لایه‌های گرینستونی دارای ساخت لامینه مورب‌اند. گرینستونها بطور عمده از پلوئید- اینتراکلاست (۷۰-۶۵٪) و ائید (۳۵-۳۰٪) ساخته شده‌اند. بخش گل‌سنگ دولومیتی دارای لامینه‌های مسطح و موازی و فابریک فنسترال است که با دولومیت‌های زین‌اسبی- باروک پر شده‌اند. نهشته‌های یاد شده با رخساره استروماتولیت نواری پوشیده شده‌اند (شکل ۳d,e). ویژگی‌های زیر نشان‌دهنده محیط بین جزر و مدی است:

- ۱- لامینه‌های گل‌سنگ تا گرینستون که بیانگر حمل دوره‌ای بار معلق و بستراند،
- ۲- ساخت‌های رسوبی لامینه‌های مسطح، موازی، موجی و عدسی که ویژه رسوبات بین جزر و مدی‌اند (Reineck & Singh, 1986)،
- ۳- بودن حفرات فنسترال (Shinn, 1983; Tucker & Wright, 1990) و
- ۴- پوشیده شدن با رخساره استروماتولیت نواری (Glumac & Walker, 1997).

دولومیت‌های باروک به طور معمول با پدید آمدن کانی‌های سولفیدی، فعالیت‌های هیدروترمال، پدید آمدن هیدروکربن‌ها (پنجره نفتی) و دگرگونی تدفینی همراه هستند (Tucker, 1991). بودن معادن سولفیدی در منطقه مورد مطالعه (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) بیانگر پدید آمدن دولومیت‌های باروک در ارتباط با فعالیت‌های هیدروترمال و پدیدار شدن کانی‌های سولفیدی است. رخساره همسان در گروه St. George (اوردویسین زیرین) در باختر New Foundland به طوفان بین جزر و مد نسبت داده شده و عدسی‌های دولومیت را ناشی از جانشینی به جای انیدریت/ژیپس تفسیر نموده‌اند (Pratt & James, 1986).

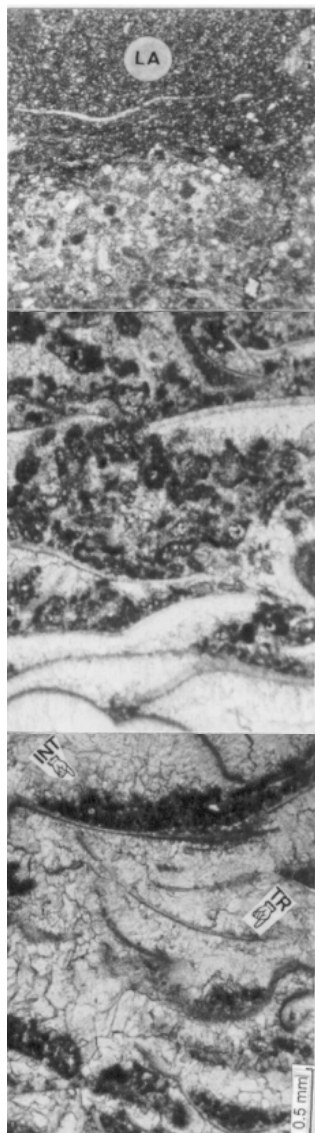
۲- نهشته‌های طوفانی تالابی: Lagoonal Tempestite

این نهشته‌ها چرخه‌های به سوی بالا ریز شو (Fining - upward) از رخساره گرینستون اسکلتی با رسوب داخلی (Internal sediment) تا گل‌سنگ دولومیتی هستند. آنها به شکل عدسی و دارای مرز زیرین فرسایشی با رخساره‌های تالاب هستند. آلوکرها، خرده‌های اسکلتی تریلوبیت درشت‌اند و رسوبات داخلی دانه‌های پلت‌اند که بسوی بالا درشت‌شو (Coarsening - upward) هستند. پلت‌ها همراه با بلورهای کلسیت فضای بین بیوکلاست‌ها را پر کرده و فابریک ژئوپتال را به نمایش گذاشته‌اند.



شکل ۳ - نهشته های طوفانی پهنه جزر و مدی a - عکس میکروسکوپی از رخساره طوفانی بین جزر و مدی بالائی، دانه های اینتراکلاست زاویه دار (IN) و حفرات فنسترال در زمینه میکریٹ سیلت دار دیده می شود، نور طبیعی. b - عکس میکروسکوپی از رخساره طوفانی بین جزر و مد میانی، در این شکل زبردانه های اینتراکلاست سیمان ثقلی (gr) و در بخش بالای آنها سیلت وادوز (Va) دیده می شود، نور طبیعی. c - عکس میکروسکوپی از رخساره طوفانی بین جزر و مد میانی که در آن اینتراکلاست ها (IN) از پکستون پلوئیدی وابسته به رخساره تالاب پدید آمده اند و در زیر آن سیمان ثقلی (gr) دیده می شود، نور طبیعی. d - عکس صحرائی از نهشته های طوفانی بخش پائینی بین جزر و مد با عدسی های گرینستونی دارای ساخت لایه بندی مورب (CR). e - عکس میکروسکوپی از شکل ۳d با بافت گرینستون که در آن الوکم های پلوئید، اینتراکلاست و ائید (OO) و دولومیت های باروک دیده می شود، نور پلاریزه.

فابریک سیمان‌ها از نوع گرانولار، ستونی و دروزی است. این رخساره با رخساره‌های گرینستون



پلتی و گل‌سنگ‌های آهکی همراه با آشفته‌گی زیستی (شکل ۴) و ترک‌های سینرسیس (Syneresis) پوشیده شده‌اند (شکل ۵).

طوفان به شرایط برشی در کف دریا و انتقال خرده‌های اسکلتی همراه با رسوبات دیگر به سمت خشکی می‌انجامد. این فرآیند موجب معلق کردن رسوب به همراه جدایش دانه‌ها و پدیدارشدن فابریک تراوشی (Infiltration) (رسوب داخلی) شده است. Valentine (1973) شکل عدسی و تکه‌ای (Patch) که همسان آن در نهشته‌های مورد مطالعه پیدا شده است را ناشی از حرکت کم رسوبات بعد از نهشته شدن، بیان کرده است (در Markello & Read, 1981).

سیمان فراوان در بین الوکم‌ها (ناشی از نرخ رسوبگذاری کم بعد از طوفان) به سخت شدن سریع رسوب انجامیده است (Wilson et al., 1992 in Brett, 1995).

این نهشته‌ها به دلیل همراهی با رخساره‌های تالابی، وجود ترک‌های سینرسیس در رخساره‌های پوششی و قرارگیری در زیر سکناس‌های به سوی بالا ریزشو، نهشته‌های طوفانی تالاب تفسیر شده‌اند.

تشکیل ترک‌های سینرسیس ناشی از تغییرات ناگهانی شیمی آب دریا رودخانه (Collinson & Thompson, 1989) در مرحله شروع پیشروی و اوایل پسروی آب دریا (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی^۱ ۱۳۷۸) است.

شکل ۴ - نهشته‌های طوفانی تالابی، توالی به سوی بالا ریزشو

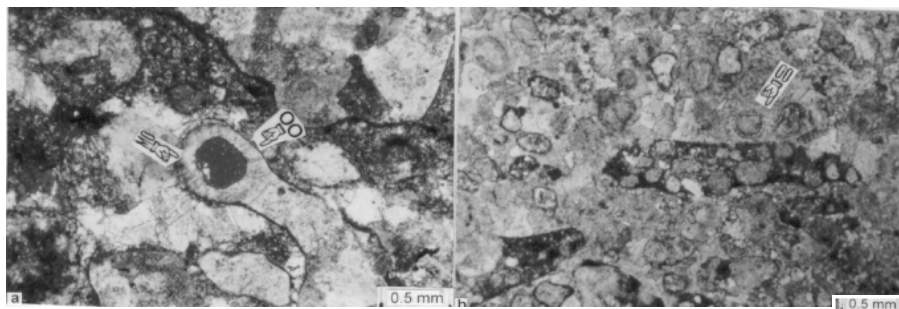
که در قاعده خرده‌های فسیلی تریلویت (Tr) با رسوب داخلی (INT) فابریک ژئوپتال پوشیده شده‌اند. اندازه دانه‌های رسوبات داخلی به سوی بالا افزایش می‌یابد. پوشش رخساره طوفانی بادشده نهشته‌های تالابی (LA) وابسته به شرایط غیرطوفانی با آشفته‌گی زیستی است، نور طبیعی.



شکل ۵ - عکس ماکروسکوپی از ساخت سینرسیس (SY)

۳- نهشته های طوفانی سدی: Barrier Tempestite

این نهشته ها همراه با رخساره های سدی با ساخت لایه بندی مورب دیده می شوند. اجزاء آن ها اینتراکلاستهای الییتی، الوکم های ائید و خرده های فسیلی اکینودرم اند. اندازه اینتراکلاست ها از ماسه تا پیل های درشت تغییر می نماید و ممکن است که جورشدگی خوب تا ضعیف داشته باشند. نهشته های یاد شده فاقد ماتریکس و پوشش گلی هستند (شکل ۶a, b). بدلیل همراهی با رخساره های سدی، نهشته های طوفانی سدی تفسیر شده اند. نبود ماتریکس و پوشش گلی بیانگر محیط های پرانرژی است. این گونه توالی ها را طهماسبی (۱۳۷۶) و طهماسبی و همکاران (۱۳۷۸) نهشته های طوفانی سدی تفسیر کرده اند.



شکل ۶ - عکس میکروسکوپی از نهشته های طوفانی سدی: a- اینتراکلاست های ائیدی (OO) با تخلخل قالبی (Mo)، نور طبیعی. b- اینتراکلاست (IN)، خرده های فسیلی (Bi) و ائید (OO) با جورشدگی بد، نور پلاریزه.

۴- نهشته های طوفانی دریای باز: Open Marine Tempestite

این نهشته ها بر حسب دوری و نزدیکی به جزایر سدی به نهشته های طوفانی نزدیک جزایر سدی (Proximal) و نهشته های طوفانی دور از جزایر سدی (Distal) بخش شده اند.

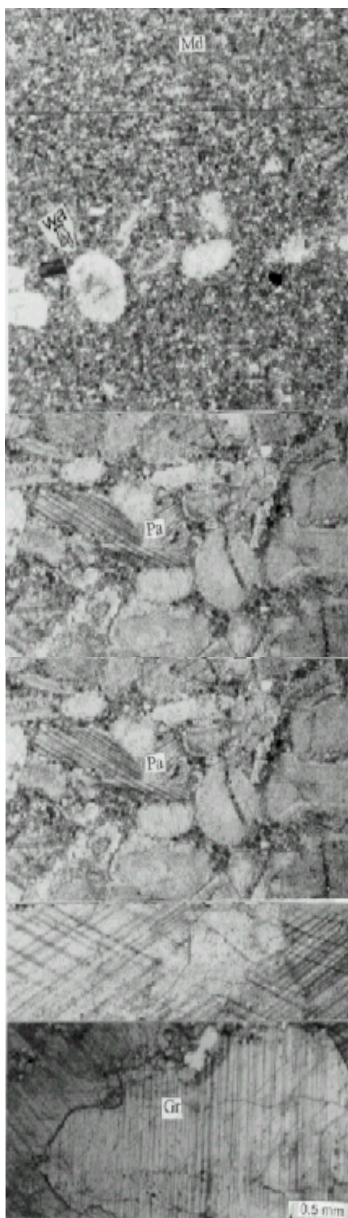
الف- نهشته‌های طوفانی نزدیک جزایر سدی (Proximal)

این نهشته‌ها تناوبی از گل‌سنگ آهکی وابسته به شرایط آرامش و لایه‌های طوفانی هستند. لایه‌های طوفانی یادشده در نهشته‌های مورد مطالعه بطور معمول از ۴ بخش زیر پدید آمده‌اند:

۱- لامینه‌های گرینستون بیوکلاستی دارای صدف‌های دوباره جابجا شده (Reworked) با سطح زیرین فرسایشی، ۲- لامینه‌های مسطح موازی از پکستون بیوکلاستی، ۳- لامینه‌های مورب از وکستون بیوکلاستی \ مادستون و ۴- لامینه‌های افقی از مادستون (شکل ۷).

محیط پدیدآمدن نهشته‌های طوفانی یادشده بخش نزدیک سد کربناته تفسیر شده است. بودن ماتریکس دربین خرده‌های فسیلی و حفظ لامینه‌های گلی (پوشش‌های گلی) از ویژگی‌های نهشته‌های طوفانی نزدیک جزایر سدی (Aigner, 1985) و بیانگر کم انرژی تر بودن آنها نسبت به نهشته‌های طوفانی سدی (Taowu, 1982) است.

این نهشته‌ها دارای ساختی همسان چرخه بوما هستند (Dott & Bourgeois, 1982; Aigner, 1985) و همسانی با توالی‌های طوفانی ایده‌ال (Dott & Bourgeois, 1982) و همچنین نهشته‌های طوفانی نزدیک جزایر سدی توالی کامبرین میانی- بالائی کوه‌های هلن در شمال باختری چین (Liang et al., 1993) هستند.



شکل ۷ - عکس میکروسکوپی از توالی‌های به سوی بالاریزشو نهشته‌های طوفانی Proximal با بخش‌های گرینستون (Gr)، پکستون (Pa)، لامینه مورب از وکستون (Wa)، و لامینه‌های مسطح موازی از مادستون (Md)، این توالی‌ها قابل مقایسه با چرخه بوما هستند، نور طبیعی.

ب - نهشته‌های طوفانی دور از جزایر سدی (Distal)

این نهشته‌ها در زیر سطح امواج طوفانی پدید می‌آیند و برحسب دوری و نزدیکی به این سطح به دو بخش ابتدائی و انتهائی بخش می‌شوند:

۱ - نهشته‌های طوفانی بخش ابتدائی:

نهشته‌های یادشده در برگرنده آلوکم‌های ائید و اینتراکلاست‌اند. ائیدها دارای جورشدگی متوسط بوده و اندازه آن‌ها $170-120 \mu m$ است. فرآیند دیاژنز سبب از بین بردن فابریک اولیه آنها شده است. اینتراکلاست‌ها بطور عمده اندازه‌ای نزدیک به اندازه ائیدها دارند ولی در بخش زیرین نهشته‌ها، پبل‌های بزرگ با فابریک Imbrication دیده می‌شوند (شکل ۸a). سطح زیرین این نهشته‌ها، فرسایشی و دارای قالب Gutter اند (شکل ۸b).

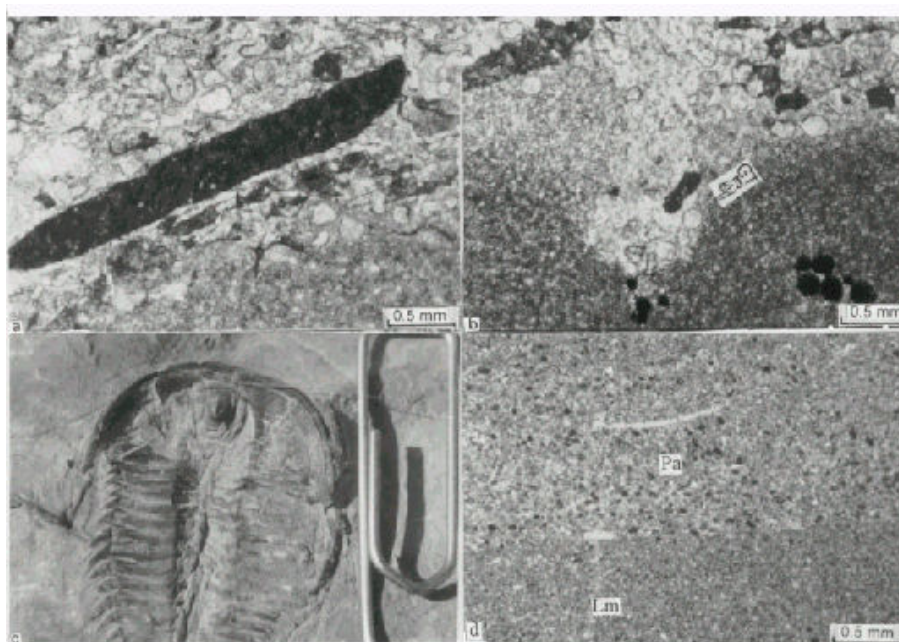
این لایه‌های طوفانی حاصل جریان‌های توربیدیتی ناشی از طوفان تفسیر می‌شوند. آن‌ها بطور جانبی به نهشته‌های نزدیک جزایر سدی تبدیل می‌شوند (Liang et al., 1993). ساخت Gutter از ویژگی نهشته‌های طوفانی منطقه Distal است (Aigner, 1985).

۲ - نهشته‌های طوفانی بخش انتهائی:

نهشته‌های طوفانی یادشده در زیر سیکل‌های به سوی بالا درشت شو و در تناوب با رخساره دریای باز (Bioturbated fossiliferous lime mudstone) قرار دارند. این نهشته‌ها از لامینه‌های نازک و تیره‌رنگ پدید آمده‌اند. لامینه‌ها تناوبی از پکستون پلتی و گل‌سنگ آهکی هستند. در رخساره پکستون، پلت‌ها دارای جورشدگی و گردشدگی خوبی‌اند. بیوکلاست‌های این رخساره خرده‌های تریلوبیت و اکینودرم‌اند که گاهی در بخش زیرین، فسیل‌های کامل حفظ شده است. از جمله این فسیل‌ها، قالب داخلی تریلوبیت Ptychoparioid (شکل ۸c) به سن سرانجام کامبرین میانی - سرآغاز کامبرین پسین (مکاتبه با Palmer, 1999) و کامبرین پسین (Romano et al., 1993) است.

بخش گل‌سنگ آهکی رخساره یادشده آرژیلی بوده و دارای فابریک لامینه‌ای ظریف است. این بخش دارای فسیل‌های تریلوبیت و اکینودرم (۳-۱ درصد) است (شکل ۸d). این رخساره بدلیل ویژگی‌های رسوبی زیر، نهشته‌های طوفانی بخش انتهائی محیط دور از جزایر سدی تفسیر می‌شود:

۱- نازک و تیره‌بودن لامینه‌ها (Ager, 1973 and Others in Taowu, 1982)، ۲- قرارگیری در بخش زیرین سیکل‌های به سوی بالا درشت شو، ۳- بودن خرده‌های فسیلی دریای باز درامداد لامینه‌ها،



شکل ۸ - a - عکس میکروسکوپی از نهشته‌های طوفانی بخش ابتدائی دور از جزایر سدی با میکروفاسیس گرینستون، الوکم‌های ائید و اینتراکلاست با فابریک **Imbrication** در شکل مشاهده می‌شوند، نور طبیعی. b - ساخت **Gutter (GT)** در قاعده نهشته‌های طوفانی بخش ابتدائی منطقه دور از جزایر سدی. در نهشته‌های گلی این رخساره دانه پیریت مشاهده می‌شود، نور طبیعی. c - قالب سالم فسیل تریلوبیت **Ptychoparioid** در لایه‌های طوفانی بخش انتهائی منطقه دور از ساحل (طول مقیاس، ۳ سانتی‌متر). d - نهشته‌های طوفانی بخش انتهائی منطقه دور از جزایر سدی که به صورت تناوبی از **Lime mudstone (Lm)** و **Pellet packstone (Pa)** با مرز ناگهانی دیده می‌شوند، نور پلاریزه.

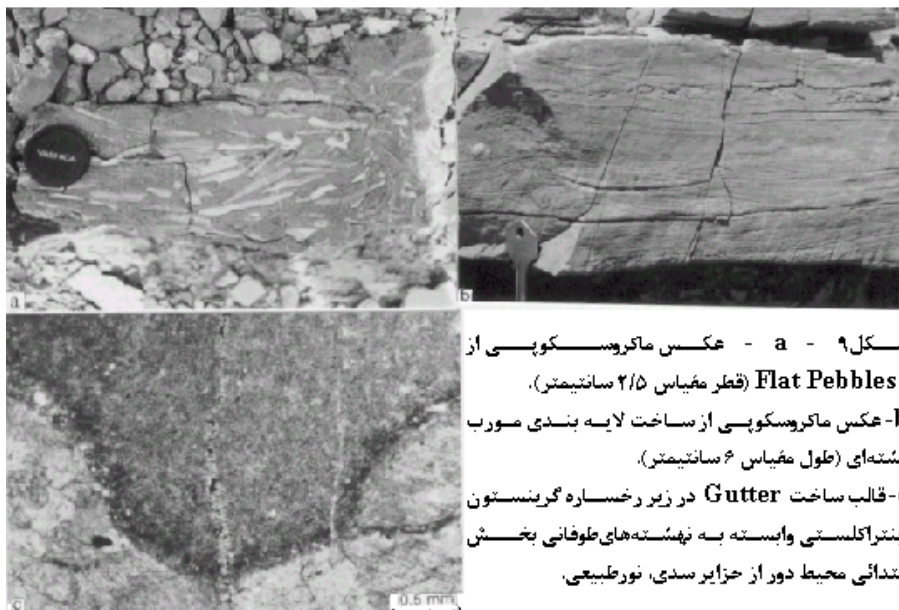
۴- حفظ فسیل‌های کامل بعلت دفن سریع (Kreisa, 1981)، ۵- بودن ماتریکس فراوان و ۶- نبود آشفستگی زیستی در داخل لامینه‌ها و حفظ‌شدن آنها، بیانگر نهشته‌گذاری تند رسوب است. لیانگ (Liang *et al.*, 1993) چنین نهشته‌هایی را بخش انتهائی نهشته‌های طوفانی دور از جزایر سدی تفسیرنموده است. Reineck & Singh (1986) بدلیل تکرار لامینه‌ها، به نهشته‌های طوفانی یادشده **Graded rhythmites** گفته‌اند.

ویژگی‌های نهشته‌های طوفانی

مهمترین ویژگی‌های نهشته‌های طوفانی قدیمی شامل سطح فرسایشی (Truncation)، کنگلومرای درون سازندی (Flat pebble)، ساخت لایه‌بندی مورب پشته‌ای (Hummocky)، قالب شیاری (Gutter)، صدف‌های وامانده (Shell lag)، جانوران مخلوط (Mix funa)، و دانه‌بندی تدریجی (Graded bedding) می‌باشد (Kreisa, 1981; Aigner, 1985; Johnson & Baldwin, 1986). ولی بارزترین آنها که نهشته‌های طوفانی را از دیگر نهشته‌های رخدادی (Event) متمایز می‌نماید، کنگلومرای درون سازندی و ساخت‌های لایه‌بندی مورب پشته‌ای و Gutter اند، که در نهشته‌های واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا به فراوانی دیده می‌شوند.

کنگلومرای درون سازندی در لایه‌های شلف کربناته پالئوزوئیک زیرین (e.g., Liang *et al.*, 1993) و در تعدادی از توالی‌های پالئوزوئیک بالائی و مزوزوئیک (برای مثال، طهماسبی، ۱۳۷۶) گزارش شده است، که به باور آنها این نهشته‌ها با فرآیندهای طوفانی پدید می‌آیند. نبود شواهد تغییر شکل پلاستیکی در اینتراکلاست‌ها بیانگر سیمانی شدن آنها، قبلاً از جابجائی فیـزیکـی است (Sepkoski & Bambach, 1979 in Kreisa, 1981). فرآیندهای سیمانی شدن اولیه در رسوبات زمانی صورت می‌گیرد که آشفته‌گی زیستی به پائین‌ترین حد خود رسیده باشد، چنین شرایطی در محیط‌های بدون اکسیژن رخ می‌دهد (Allen, 1982b in Sepkoski *et al.*, 1991). این نهشته‌ها که در نتیجه محدود شدن فعالیت موجودات درون‌زی پدید آمده و حفظ می‌شوند را رخساره‌های Anachronistic می‌نامند (Sepkoski *et al.*, 1991) (شکل ۹a).

ساخت لایه‌بندی مورب پشته‌ای از ساخت‌های مهم در نهشته‌های طوفانی قدیمی (شکل ۹b) است (Harms, 1979 in Dott & Bourgeois, 1982)؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸، ۱۳۸۰). ساخت یادشده بطور معمول در بخش بین زیر سطح امواج طوفانی و غیرطوفانی پدید می‌آید. لایه‌بندی مورب پشته‌ای در رسوبات دریاچه‌ای، پهنه‌های جزر و مدی و خلیج دهانه‌ای نیز گزارش شده است (Campbell *et al.*, 1973 in Dott & Bourgeois, 1982)؛ امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸، ۱۳۸۰) که همه آنها معرف محیط‌های کم انرژی زیر نفوذ امواج (Wave-dominated) هستند (Dott & Bourgeois, 1982; Tirsgaard, 1996).



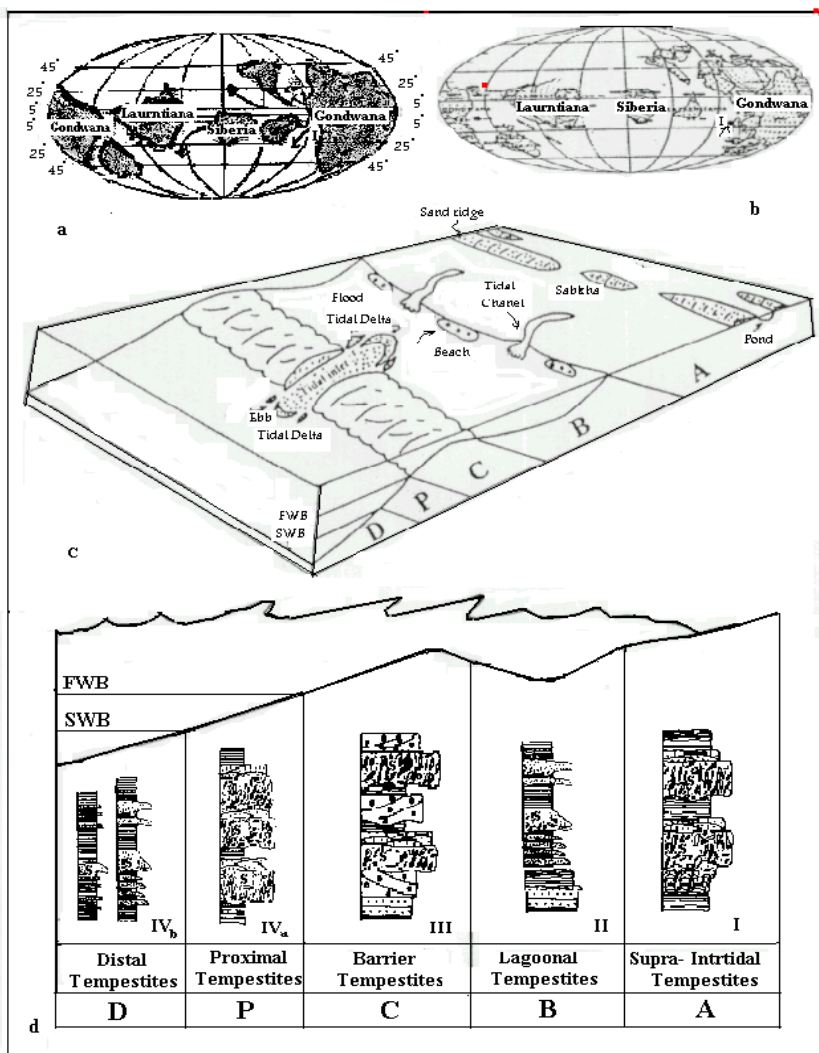
شکل ۹ - a - عکس ماکروسکوپی از Flat Pebbles (قطر مقیاس ۲/۵ سانتیمتر).
b- عکس ماکروسکوپی از ساخت لایه بندی مورب پشته‌ای (طول مقیاس ۶ سانتیمتر).
c- قالب ساخت Gutter در زیر رخساره گرینستون اینتراکلاستی وابسته به نهشته‌های طوفانی بخش ابتدائی محیط دور از جزایر سدی، نورطبیعی.

سیستم نهشته‌های طوفانی پالئوزوئیک دارای ساخت لایه بندی مورب پشته‌ای در کمربندهای طوفانی گرمسیری (Hurricane) و زمستانی (Winter storm) و همچنین در محیط‌هایی که به نظر می‌رسد فعالیت طوفانی صورت نمی‌گیرد (شکل ۱۰a,b)، تشکیل شده‌اند (Marsagila & Klein, 1983). ساخت لایه بندی مورب پشته‌ای در بخش شیلی‌سازند لالون و واحد بالائی بخش ۲ سازند میلا گزارش شده‌است (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۰، ۲، ۱۳۷۸).

از دیگر ساخت‌های ویژه نهشته‌های طوفانی قالب Gutter در مقیاس‌های مختلف است که در زیر نهشته‌ها وجود دارند (شکل ۹c, ۸b). عرض Gutters از بخش‌های کم ژرف به ژرف افزایش می‌یابد (Lopez, 2001) و ممکن است طولی در حد متر داشته باشند. قالب‌های Gutter به طور معمول در نهشته‌های گلی بخش دور از ساحل دیده می‌شوند (Aigner, 1985).

محیط و مدل رسوبی واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا

در طی کامبرین میانی تا کامبرین پسین پلاتفرم کربناته وسیعی در شمال ایران وجود داشته است که در حاشیه واگرای شمال باختری قاره گندوانا قرار داشته است (Lasemi, 1995a). این حاشیه واگرا بخش جنوبی اقیانوس (حوضه رسوبی) پروتوپالئوتتیس را تشکیل می‌دهد (لاسمی، ۱۳۷۹). پلاتفرم‌های حاشیه‌های واگرا بطور معمول از نوع رمپ هستند (Miall, 1990). بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی نشان می‌دهند که نهشته‌های واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا در یک رمپ کم‌شیب با جزر و مد ضعیف (Microtide) زیر نفوذ طوفان (Storm-dominated) پدید آمده‌اند (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۰؛ امین‌رسولی و لاسمی، ۱۳۷۹) (شکل ۱۰c,d). این تفسیر با بودن فسیل‌های دریای باز در تالاب، محدود بودن رخساره‌های تالاب در دریای باز، تنوع کم فسیل‌های تالاب و همچنین تغییر تدریجی رخساره‌های دریای باز به رخساره‌های پهنه جزر و مدی در نظر گرفته شده است. بازسازی جغرافیای دیرینه (Scotese *et al.*, 1979 in Condie, 1982) مشخص کرده است که در کامبرین پسین ایران تقریباً در نزدیکی مدار ۳۰° جنوبی و در حاشیه باختری (Seslavinsley & Maidanskaya, 2001) شمال گندوانا (Lasemi, 1995a) قرار داشته است (شکل ۱۰a). بنابراین فزون‌بر بخش‌های خاوری گندوانا (Scotese *et al.*, 1979 in Marsagila & Klein, 1983)، بخش باختری آن نیز زیر نفوذ طوفان بوده است (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۰) (شکل ۱۰b). شرایط آب و هوایی گرم تا گرم و خشک که ویژه مدار یادشده است، به پدید آمدن طوفان‌های گرمسیری در ایران انجامیده است. این پیشنهاد با بودن لایه‌های کربناته و کانی‌های تبخیری (ویژه محیط‌های گرم و خشک) در نهشته‌های واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا تأیید می‌شود. فراوانی رخساره‌های طوفانی در واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا نسبت به نهشته‌های پیش از آن، به احتمال زیاد، ناشی از کج شدن پلیت قاره‌ای (Meng *et al.*, 1997) و یا تغییر جهت بادهای غالب در منطقه بوده است. این پیشنهاد با بودن ماسه‌های سیلیسی کلاستیک بادی در نهشته‌های آغازین بخش ۲ سازند میلا، تأیید می‌شود (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸).



شکل ۱۰: a- جهت جریان های طوفانی و موقعیت سیستم های طوفانی کامبرین پسین (نقشه پایه جغرافیای دیرینه اقتباس از، Marsagila & Klein, 1983 in Scotese *et al.*, 1979). b- موقعیت ایران (I) در کامبرین پسین (نقشه پایه جغرافیای دیرینه اقتباس از، Scotese *et al.*, 1979 in Condie, 1982). c- پلاتفرم رمپ زیر نفوذ طوفان همراه با زیر محیط های واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا. d- نیمرخی از پلاتفرم کربناته واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا و محیط های پدید آمدن رخساره های طوفانی (S) (با تغییراتی از امین رسولی، ۱۳۷۸).

بحث و نتیجه‌گیری

- نهشته‌های بخش ۲ سازند میلا با یک ناپیوستگی فرسایشی و لایه‌ای از رسوبات وامانده، به ستبرای ۵۰ سانتی‌متر از بخش ۱ سازند میلا جدا می‌شوند. هم‌ارز این نهشته‌ها، در امریکای شمالی یک افق کالیچ (Calichie) است (Koerschner & Read, 1989).

- در داخل چرخه‌های بخش ۲ سازند میلا (متراژ ۵۸)، لایه‌های ماسه‌سنگی از نوع کالک‌لیتیت دیده می‌شود که در زمان افت سطح آب دریا و خارج‌شدن پلاتفرم کربناته از آب پدید آمده‌اند، آنچنانکه بخش ۲ سازند میلا دربردارنده دو واحد پائینی و بالایی است، که با ناپیوستگی فرسایشی از هم تفکیک شده‌اند. هم‌ارز این مرز در بالای سازند Carrara در منطقه Death Valley امریکای شمالی ناپیوستگی گزارش شده است (Adames & Grotzinger, 1996).

- رسوبات آغازین واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا، در بردارنده تناوبی از شیل‌های دولومیتی قرمز و سبز حاوی قالب‌های دروغین نمک با بافت پلکانی و ماسه‌سنگ بادی می‌باشند که در محیط سب‌خا نهشته شده‌اند. این نهشته‌ها بسوی بالا به تدریج به لایه‌های کربناته تبدیل می‌شوند.

- رخساره‌های واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا شامل نهشته‌های غیرطوفانی و طوفانی هستند.
- نهشته‌های طوفانی واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا دربرگیرنده ۴ دسته رخساره‌ای هستند که در یک رمپ کم انرژی (میکروتاید) زیر نفوذ طوفان پدیدآمده‌اند. این رخساره‌ها، در موقعیت‌های مختلف حوضه به طور همزمان پدیدآمده‌اند. در رخساره‌های طوفانی وابسته به رمپ ژرف فسیل سالم تریلوبیت Ptychoparioid پیدا شده‌است. فسیل Ptychoparioid را به لایه‌های کامبرین میانی - سرآغاز کامبرین پسین (مکاتبه با Palmer, 1999) و کامبرین پسین (Romano *et al.*, 1993) نسبت می‌دهند.

- بازسازی جغرافیای دیرینه (Scotese *et al.*, 1979 in Condie, 1982) نشان می‌دهد که در کامبرین پسین ایران نزدیک مدار ۳۰° جنوبی و در حاشیه باختری (Seslavinsley & Maidanskaya, 2001) شمال گندوانا (Lasemi, 1995a) جای داشته‌است. بنابراین، فزون‌بر بخش خاوری گندوانا (Scotese *et al.*, 1979 in Marsagila & Klein, 1983)، بخش باختری آن نیز زیر نفوذ طوفان (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۰) بوده‌است. به علت شرایط آب و هوایی گرم تا گرم و خشک که ویژه مدار یاد شده‌است، طوفان‌های گرمسیری در ایران بیشتر بوده‌است. این پیشنهاد به دلیل بودن قالب کانی‌های تبخیری در واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا (محیط‌های گرم و خشک) تأیید می‌شود.

Reference

- Aigner, T., (1985) *Storm Depositional Systems*. Springer-Verlag, Berlin, 174P.
- Brett, C., (1995) *Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy and Taphonomy in shallow marine environments*. *Palaios*, **10**, 597-616.
- Brookfield, M.E. & Brett, C.E., (1988) *Paleoenvironments of the Mid- Ordovician (Upper Caradocian) Trenton Limestones of Southern Ontario, Canada: Storm sedimentation on a shoal-basin shelf model*. *Sediment. Geol.*, **56**, 75- 105.
- Collinson, J.D., & Thompson, D.B., (1989) *Sedimentary Structures*. 2nd ed., Allen & Unwin, London, 194P.
- Colquhoun, G.P., (1995) *Siliciclastic sedimentation on a storm- and tide- influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia*. *Sediment. Geol.*, **97**, 69-98.
- Condie, K.C., 1982. *Plate tectonics & crustal evolution*. 2nd ed., Pergamon press Inc., PP. 188- 215.
- Dott, R.H., Jr. & Bourgeois, J., (1982) *Hummocky cross stratification: significance of its variable bedding sequence*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 663- 680.
- Dunham, R.J., (1962) *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: *W.E., Ham (ed.), Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem. **1**, 108-121.
- Glumac, B., & Walker, K.R., (1997) *Selective dolomitization of Cambrian microbial carbonate deposits: A key to mechanisms and environments of origin*. *Palaios.*, **12**, 98 - 110.
- Johnson, H.D., & Baldwin, C.T., (1986) *Shallow siliciclastic seas*. In: H.G., Reading (ed.), 1996. *Sedimentary Environments*, 3rd ed. Blackwell, Oxford, pp. 232-280
- Koerschner, W.F., & Read, J.F., (1989) *Field and modeling studies of Cambrian Carbonate Cycles, Virginia Appalachians*. *J. Sediment. Petrol.*, **59**, 654- 687.
- Kreisa, R.D., (1981) *Storm - generated sedimentary structures in subtidal marine facies with example from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia*. *J. Sediment. Petrol.*, **51**, 823- 848.
- Kushan, B., (1978) *Stratigraphy and trilobite fauna of the Mila Formation (Middle Cambrian-Tremadocian) of the Alborz Rang, North Iran*. Geological and Mineral Survey of Iran, Rep., No. 49, 70 p.
- Lasemi, Y., (1995a) *Depositional systems and sequence stratigraphy of the Cambro -Ordovician Mila Formation in the Alborz Mountains, Northern Iran*. 1st SEPM. Cong . on *Sediment. Geol. (Abstr.)*, P: 82.
- Lasemi, Y., (1995b) *A platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh basin, NE Iran - Facies, Palaeoenvironments and Sequences*. *Sediment. Geol.*, **99**, 151- 164.
- Liang, C., Friedman, G.M., & Zheng, Z. (1993) *Carbonate storm deposits (Tempestites) of Middle to Upper Cambrian age in the Helan Mountains, North West China*. *Carb. & Evapor.*, **8(2)** 181-190.
- Lopez, A.P., (2001) *Significance of pot and gutter casts in a Middle Triassic carbonate platform Betic Cordillera, Southern Spain*. *Sedimentology*, **48**, 1371-1388.

- Markello, J.R., & Read, J.F., (1981) *Carbonate ramp to deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians*. *Sediment.*, **23**, 573- 598.
- Marsaglia, K.M., & Klein, G.D., (1983) *The palaeogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems*. *J. Geol.*, **91**, 117- 142.
- Meng, X., Ge, M. & Tucker, M.E., (1997) *Sequence stratigraphy, sea level changes and depositional systems in the Cambro-Ordovician of North China carbonate platform*. *Sediment. Geol.*, **114**, 189- 222.
- Pratt, B.R. & James, N.P., (1986) *The St. George Group (Lower Ordovician) of western New Foundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas*. *Sediment.*, **33**, 313- 343.
- Reineck, H.E., & Singh, I.B., (1986) *Depositional Sedimentary Environments*. Springer- Verlag, Berlin, 549 P.
- Romano, M., Chang, W.T., Dean, W.T., Edgecombe, G.D., Fortey R.A., Hollway, D.J., Lane, P.D., Owen, A.W., Dwens, R.M., Palmer, A.R., Rushton, A., Shergold, J.H., Siveter, D.J. & Whyte, M.A., (1993) *Arthropoda (Trilobite)*. In: M. J., Benton (ed.), *The Fossil Records*, Chapman & Hall, London / New York, P: 271- 291.
- Sepkoski, Jr., J.J., Bambach, R.K. & Dorser, M.L., (1991) *Secular changes in Phanerozoic event bedding and biological overprint*. In: G., Einsele, W., Ricken & A., Seilacler(eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer- Verlag, Berlin, PP: 298- 312.
- Seslavinsley, K.B. & Maidanskaya, I.D., (2001) *Global Facies Distributions from Late Vendian to Mid-Ordovician*. In: *The Echology of the Cambrian Radiation*. New York, Columbia University Press, 2001.
- Shinn, E.A. (1986) *Modern carbonate tidal flats: their diagenetic features*. *Q. J. Colo. Sch. Mines*, 81: 35-71.
- Taowu, X., (1982) *Storm- generated depositional types and associated trace fossils in lower Carboniferous shallow- marine carbonates of three Cliffs Bay and Ogmere- Bay- Sea South Wales*. *Palaios.*, **39**, 187- 202.
- Tirsgaard, H., (1996) *Cyclic sedimentation of carbonate and siliciclastic deposits on a Late pre Cambrian ramp: The Elisabeth Bjerg Formation (Eleonore Baysuper Group), East Green Land*. *J. Sediment. Research*, **66**, 699-712.
- Tucker, M.E., (1991) *Sedimentary Petrology*. Blackwell, Oxford, 206P.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482P.

اطلس راههای ایران، (۱۳۶۸)، انتشارات سازمان گیتاشناسی، ۸۶ صفحه.

امین رسولی، ه.، (۱۳۷۸)، بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه شناسی توالی‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت رأسی سازند لالون و بخش های ۱ و ۲ سازند میلا در البرز شرقی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۷۸ صفحه.

امین رسولی، ه.، لاسمی، ی.، (۱۳۷۹)، میکروفاسیس ها و محیط رسوبی نهشته‌های طوفانی واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا، منطقه تویه - دروار (جنوب باختر دامغان). در نوزدهمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی ایران، صفحه ۱۲۸.

سعیدی، ا.، اکبریور، م.، (۱۳۷۱)، نقشه زمین‌شناسی چهار گوش کیاسر (۱۰۰ : ۱)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

طهماسبی، ع.، (۱۳۷۶)، بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۲۳ صفحه.

طهماسبی، ع.، لاسمی، ی.، لطف پور، م.، (۱۳۷۸)، بررسی نهشته‌های طوفانی (Storm deposits) بخش زیرین سازند الیکا. در سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحه ۴۰۲ - ۳۹۸.

لاسمی، ی.، امین رسولی، ه.، (۱۳۷۸^۱)، بررسی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالائی سازند لالون در منطقه تویه - دروار. در سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحه ۵۵۶ - ۵۵۳.

لاسمی، ی.، امین رسولی، ه.، (۱۳۷۸^۲)، رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و سکانس‌های بخش های ۱ و ۲ سازند میلا در البرز شرقی. در هیجدهمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی ایران، صفحه ۹۷ - ۹۳.

لاسمی، ی.، امین رسولی، ه.، (۱۳۸۰)، اهمیت ساخت لایه‌بندی مورب پشته‌ای در تعیین موقعیت و شرایط رسوبگذاری گذشته. در بیستمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی ایران، صفحه ۴۱۷ - ۴۱۶.

لاسمی، ی.، (۱۳۷۹)، رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۸۸، ۱۸۰ صفحه.