

تفسیر محیط رسوبی دیرینه سازند دلچای در برش بلو، شمال سمنان، بر اساس پالینومورف‌ها

ابراهیم قاسمی نژاد^۱، فرشته سجادی^{۲*} و فیروزه هاشمی یزدی^۳

۱. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲. استادیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۳. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۸۷/۵/۲۷

تاریخ پذیرش: ۸۷/۹/۶

چکیده

از سازند دلچای در برش بلو واقع در منطقه پیغمبران، شمال سمنان، تعداد ۵۵ نمونه که به طور عمدۀ شامل شیل، شیل آهکی و آهک می باشد برداشت شد. محیط دیرینه این سازند با استفاده از پالینومورف‌ها و مواد ارگانیکی مورد مطالعه قرار گرفت. اسلایدهای تهیه شده از این برش، حاوی گروه‌های مختلف پالینومورف با حفظ شدگی خوب شامل اسپور، پولن، داینوسیست، آکریتارک، پوسته داخلی فرامینفرا، خرده‌های چوب و همچنین مواد ارگانیکی بی شکل (AOM) می باشد. حضور فراوان AOM شفاف، محیط کم اکسیژن با سرعت رسوبگذاری پایین را نشان می دهد. بررسی نسبت پالینوماسرالهای اپک تیغه ای شکل به هم بعد و نسبت AOM به پالینومورف‌های دریایی نیز حکایت از یک محیط ساحلی کم عمق، کم اکسیژن با سرعت رسوبگذاری پایین می نماید. همچنین تفکیک سه نوع پالینوفاسیس (VI, IV, II) مربوط به ستون چینه‌شناسی بلو، مؤید یک محیط ساحلی کم عمق، کم اکسیژن با سرعت رسوبگذاری پایین می باشد که با توجه به افزایش تعداد و تنوع داینوسیست‌های کوریت در دو محدوده از ستون چینه‌شناسی شاهد پیشروی کوتاه مدت دریا و افزایش عمق حوضه رسوبی در این فواصل می باشیم.

واژه‌های کلیدی: پالینومورف، ژوراسیک میانی، سازند دلچای، سمنان، محیط دیرینه

مقدمه

لذا در این مقاله مطالعه محیط دیرینه سازند بر اساس پالینومورف‌ها صورت گرفته است.

بررسی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی، حکایت از نهشته شدن سازند دلچای در یک محیط دریایی دارد که با شرایط مردابسی - رودخانه‌ای نهشته‌های زیر آن (گروه شمشک) و ردیف‌های کربناته ستبر لایه بالایی آن (سازند لار) تفاوت آشکاری دارد. سازند دلچای که معرف بخشی از نهشته‌های دریایی ژوراسیک البرز می باشد دارای مرز زیرین ناپیوسته‌ای است که در بیشتر نقاط به ویژه مناطق زیرآب، فیروزکوه و سمنان با افق کنگلومرای کوارتزی سفید رنگ مشخص می شود. گاهی نیز لایه‌های آغازین این سازند دارای قله‌های لیمونیتی و ترک

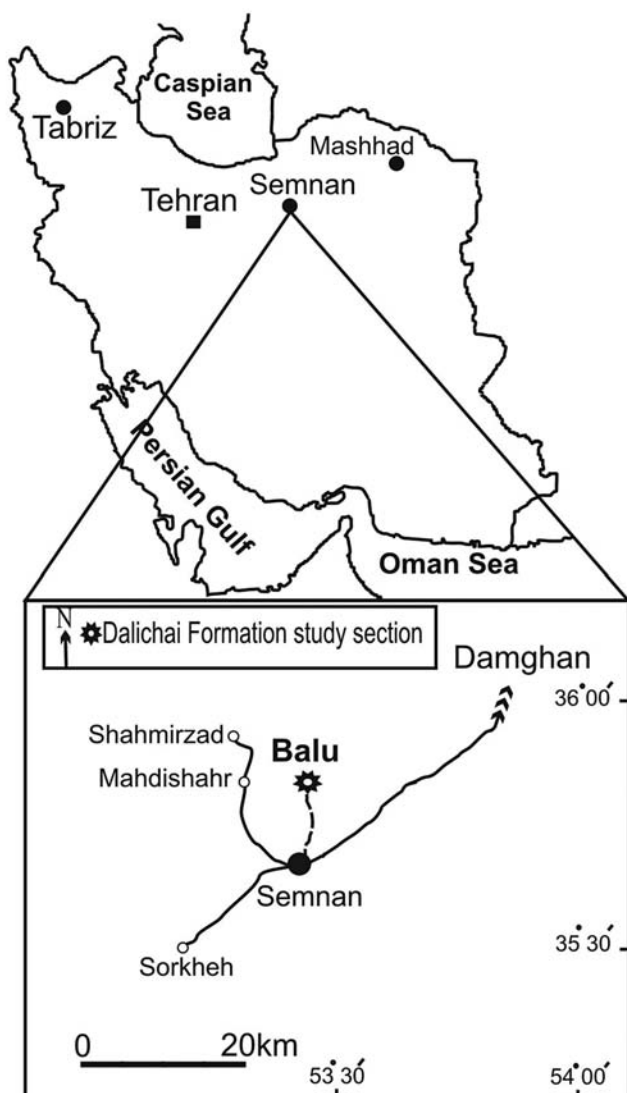
سازند مارنی - آهکی دلچای با ریخت‌شناسی نسبتاً پست و رنگ خاکستری در تمام دامنه جنوبی رشته کوه البرز بین سازند سیلیسی و آواری شمشک در پایین و سازند آهکی و صخره ساز لار در بالا قرار گرفته است. برش‌های متعددی از این سازند به دلیل محتوای ماکرو فسیلی فراوان، مخصوصاً آمونیت‌ها، مورد مطالعه و تعیین سن قرار گرفته است. اما به علت آهکی بودن سازند و عدم حفظ شدگی پالینومورف‌ها در لایه‌های آهکی آن، کمتر در این سازند مطالعات سیستماتیک پالینولوژیکی صورت گرفته است. از آنجایی که سازند دلچای در منطقه مورد مطالعه، دارای لایه‌هایی از شیل‌های سیاه‌رنگ و آهک‌های شیلی می باشد،

*نویسنده مرتبط

تحقیقاتی انجام پذیرفته است که در ذیل به برخی از آنها اشاره می‌گردد. قاسمی نژاد و دهقان (Gasemi-nejad & Dehgan, 2002) محیط دیرینه بخش فوقانی سازند چمن بید را لاگونی که شاهد پیشروی و پسروی های کوتاه مدت دریا بوده است می‌دانند. مجیدی فرد (Majidifard, 2002) با مطالعه آمونیت های سازند چمن بید، محیط تشکیل آن را دریایی عمیق شامل شیب قاره^۱ و حوضه^۲ می‌داند. اله بخش غیاثوند (۱۳۸۲) با مطالعه داینوسیت های سازند چمن بید در برش حصار شاهوردی خان محیط دیرینه این سازند را دریایی باز با آب و هوای گرم تا حد واسط مشخص نمود.

راه‌های ارتباطی

برش بلو در عرض جغرافیایی $33^{\circ} 43' N$ و طول جغرافیایی $53^{\circ} 26' E$ در منطقه پیغمبران (کوه گاوک) در ۱۴ کیلومتری شمال سمنان واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش بلو، شمال سمنان

های گلی فراوان می‌باشد. مرز بالایی سازند دلیچای به صورت تدریجی بوده و با حذف لایه های مارنی و آغاز لایه های آهکی چرت دار به سازند لار تبدیل می‌شود. گسترش جغرافیایی سازند دلیچای به البرز محدود نبوده بلکه در کوه‌های سلطانیه زنجان، مراغه، آبگرم همدان و جنوب شرق دریاچه ارومیه نیز گسترش یافته است (آقا نباتی، ۱۳۷۷).

مطالعات قبلی

سید امامی و همکاران (Seyed-Emami et al., 1985) در شرق آبگرم (آوج، شمال غرب ایران مرکزی) آمونیت هایی با محدود سنی بازوسین پسین و باتونین پیشین را از سازند دلیچای گزارش کرده اند. همچنین پس از مطالعه آمونیت‌های سازند دلیچای در شمال گردنه آهوان - کوه شرف (۶۰ کیلومتری سمنان) سن باتونین زیرین را برای این سازند پیشنهاد نمودند. ویلر و سارجنت (Wheeler & Sarjent, 1990) با مطالعه پالینو مورف ها و مشخصات سنگ شناسی سازند دلیچای در البرز مرکزی، محیط رسوبگذاری این سازند را یک محیط کم عمق، فاقد اکسیژن با سرعت رسوبگذاری پایین تعیین نمودند. سید مهدی (۱۳۷۸) با بررسی محیط رسوبی و دیاژنز سازند دلیچای در برش کوه نمورت در شمال شرق سمنان، با تشخیص ۷ میکروفاسیس حوضه رسوبگذاری دلیچای را یک پلاتفرم کربناته دارای پشته گلی می‌داند. آدابی و ابرقانی (۱۳۸۰) با مطالعه سازند دلیچای در شمال غرب مراغه، محیط رسوبگذاری دیرینه منطقه را یک محیط دریایی باز معرفی می‌نمایند. خاکس (۱۳۸۰) با مطالعه پالینومورف‌های سازند دلیچای در کوه‌های سلطانیه در جنوب شرق زنجان، حوضه رسوبگذاری مذکور را عمیق، با گردش محدود آب در زمان رسوبگذاری و آب و هوای گرم تعیین می‌کند. فلاح پور (۱۳۸۱) مدل رسوبگذاری سازند دلیچای در برش فیروزکوه را حوضه و حاشیه حوضه یک رمپ کربناته دانسته و در برش سلطانیه، قسمت‌های مختلف حوضه تا پشته آلتی را یک رمپ کربناته می‌داند. شفیعی زاده و همکاران (۱۳۸۱) آمونیت های سازند دلیچای را در دو برش در دامنه کوه های تپال و پریخان در غرب شاهرود مورد مطالعه قرار دادند و بر اساس اختصاصات سنگ شناسی و چرخه‌های رسوبی، آن را به ۸ عضو تقسیم نمودند. شاهسونی (۱۳۸۲) بر اساس مطالعات پالینوفاسیس و میکروفاسیس، محیط رسوبگذاری سازند دلیچای در برش جاجرم را، محیط فلات قاره بسیار پروکسیمال تا حوضه دیستال می‌داند. شمس (۱۳۸۶) به مطالعه آمونیت ها و میکروفاسیس سازند دلیچای در برش دیکتاش و پرور در شمال و شمال شرق سمنان پرداخت. وی شروع سازند دلیچای در برش پرور را محیط کم عمق می‌داند که در جهت بالا سریعاً عمیق می‌گردد ولی در برش دیکتاش، عمیق شدگی حوضه بطور تدریجی از پایین برش به بالا رخ داده است.

بر روی سازند چمن بید که معادل سازند دلیچای می‌باشد نیز

1. Slope

2. Basin

روش آماده سازی و مطالعه نمونه‌ها

به منظور تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی تعداد ۵۵ نمونه شیل و شیل آهکی از سازند دلیچای در برش بلو برداشت شد. نمونه‌ها به روش فیپس و پلی فور (Phipps & Playford, 1984) آماده سازی شدند. بدین صورت که پس از شستشو و خرد کردن نمونه‌ها به منظور از بین بردن ترکیبات کربناته به مدت ۲۴ ساعت در اسید کلریدریک ۳۰٪ و جهت حذف ترکیبات سیلیکاته به مدت ۲۴ ساعت در اسید فلئوئوریدریک ۲۳٪ قرار داده شدند. برای جلوگیری از تشکیل ژل سیلیکاته نمونه‌ها به مدت ۲۰ دقیقه با اسید کلریدریک ۱۰٪ جوشانده شدند. برای جدا کردن پالینومورف‌ها از کانی‌های سنگین و سایر مواد زائد (بر اساس وزن مخصوص آنها) از محلول کلرور روی استفاده شد. پس از عبور نمونه‌ها از الک ۲۰ میکرون، از مواد باقی مانده بر روی الک‌ها اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه گردید. به منظور مطالعه آماری عناصر موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی از هر نمونه ۳ اسلاید و در مجموع ۱۷۴ اسلاید تهیه گردید و در هر اسلاید ۱۵ میدان دید به طور اتفاقی انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت و عناصر پالینولوژیکی تفکیک و شمارش شدند. سپس درصد فراوانی هر یک از عناصر شامل اسپورها، پولن‌ها، سیست‌داینوفلاژله‌ها، پوسته داخلی فرامینفرها، AOM شفاف و تیره، قطعات چوب و آکریتارک‌ها (Plate 1) مورد محاسبه قرار گرفتند (جدول ۱) و نمودار درصد فراوانی آنها در طول ستون استراتیگرافی رسم گردیده است (شکل ۲).

همچنین جهت بررسی شرایط محیطی حوضه رسوبی مورد مطالعه، درصد فراوانی نسبی سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی شامل مواد بی شکل (AOM)، پالینومورف‌های دریایی (Mp) و فیتوکلاست‌ها (Ph) محاسبه و به منظور تعیین پالینوفاسیس، نتایج حاصل به نمودار Tyson منتقل گردید. از آنجایی که در تعیین محیط دیرینه با استفاده از مطالعه پالینوفاسیس‌ها گاهی اوقات برای یک پالینوفاسیس بیش از یک محیط رسوبی توسط تیسون (Tyson, 1993) در نظر گرفته شده است، برای تعیین دقیق‌تر محیط، فاکتورهای مؤثر بر درجه حفظ شدگی مواد ارگانیک مانند فاکتور حفاظت از مواد ارگانیک^۱ و نسبت پالینومورف‌های دریایی به AOM و همینطور نسبت AOM شفاف به AOM تیره محاسبه گردید. بررسی و مقایسه مجموعه این فاکتورها نشان دهنده چگونگی میزان اکسیژن، نرخ رسوبگذاری و میزان انرژی محیط دیرینه می باشد. تمامی اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شده از برش مورد مطالعه، در موزه دانشکده زمین شناسی دانشگاه تهران نگهداری می شوند.

محیط دیرینه

استفاده از پالینومورف‌ها برای تفسیر محیط گذشته و بررسی پیشروی و پسروی دریا در دوره‌های گذشته از اهمیت خاصی برخوردار است. با تعیین درصد فراوانی هریک از گروه‌های پالینومورفی و رسم نمودار فراوانی آنها، تفسیر محیط دیرینه در برش بلو انجام پذیرفت. پالینوماسرال‌ها بنابر اهمیت و میزان

شفافیت به دو دسته اپک (OP) و قهوه ای (BP) تقسیم می شوند. از آنجا که ماسرال‌ها وابسته به گیاهان خشکی هستند، فراوانی آنها نشان دهنده محیط نزدیک به ساحل می باشد (Waveren and Visscher, 1994; Schioler et al., 2002).

فاکتور حفاظت مواد ارگانیک (Lability)، به صورت نسبت ماسرال قهوه ای به ماسرال تیره (BP/OP) تعریف شده است که علاوه بر نشان دادن درجه حفظ شدگی مواد ارگانیک، میزان تغییرات سطح آب دریا را نیز نشان می دهد. بررسی فاکتور Lability در برش بلو (شکل ۳، نمودار C) نشان می دهد که میزان پالینوماسرال‌های قهوه ای نسبت به پالینوماسرال‌های اپک پایین می باشد. البته برای افزایش اطمینان و دقت، فاکتور Lability باید در کنار سایر فاکتورها مورد بررسی قرار گیرد. افزایش Lability به همراه افزایش میزان فراوانی و تنوع پالینومورف‌های دریایی و کاهش AOM نشان دهنده حفظ شدگی بالای مواد ارگانیک می باشد (Waveren and Visscher, 1994; Bombardier and Gorin, 2000).

Michrhystridium spp. که از جمله آکریتارک‌های شاخص محیط ساحلی است و همچنین حضور نسبتاً فراوان داینوسیست‌های پروکسیمیت مانند pellucida Nannoceratopsis نیز مؤید عمق کم حوضه رسوبگذاری می باشد (Wheeler & Sarjent, 1990).

بررسی نمودار حاصل از مطالعات آماری (شکل ۳) از افزایش میزان فراوانی و تنوع پالینومورف‌های دریایی به همراه کاهش نسبی AOM (شکل ۳، نمودار E) در حد فاصل نمونه‌های ۲۰-۱۲ و ۴۳-۳۷ یعنی در ضخامت‌های ۱۵۵-۸۰ و ۴۱۰-۳۲۵ متری، نشان دهنده حفظ شدگی نسبتاً خوب مواد ارگانیک است. ذکر است در همین محدوده‌ها، افزایش نسبی فرم‌های کوریت نسبت به پروکسیمیت و پروکسیموکوریت نیز مشاهده می شود که نشانه دو پیشروی کوتاه مدت و افزایش عمق حوضه رسوبگذاری می باشد (Vajda, 2003; Ghasemi-Nejad et al., 1999).

اکسیژن به عنوان یکی از فاکتورهای مهم در پالئوآکولوژی و مخصوصاً بازسازی محیط رسوبگذاری دریایی مطرح است زیرا میزان اکسیژن در تشکیل هیدروکربورها دارای اهمیت بسزایی می باشد. در مطالعات پالینولوژیکی یکی از فاکتورهایی که نشان دهنده میزان اکسیژن محیط رسوبگذاری می باشد نسبت AOM شفاف (شرایط بدون اکسیژن) به AOM تیره (شرایط اکسیژن دار) می باشد که این نسبت در طول ستون استراتیگرافی برش بلو همواره بیش از یک می باشد (شکل ۳، نمودار D) و این امر حکایت از شرایط کم اکسیژن و احتمالاً سرعت رسوبگذاری کم در این حوضه دارد. Bombardiere et al., 2000; Batten, 1996; Oboh-Ikuenobe, (1996). (Zoneveld et al., 1997).

همچنین رنگ سبز زیتونی-خاکستری سنگهای تشکیل دهنده سازند، حضور پیریت اتوژنیک، حفظ شدگی بالای میکروفسیل‌های گیاهی و نبود یا میزان بسیار پایین اسکلودونت

جدول ۱- درصد فراوانی نسبی عناصر پالینولوژیکی در نمونه ها

<i>Brown Palynomacerals</i>	<i>Opaque Aom</i>	<i>Transparent Aom</i>	<i>P2</i>	<i>P1</i>	<i>Pollen grains</i>	<i>Spore</i>	<i>Marine palynomorphs</i>	<i>Sample No.</i>
3.6	5.1	40.4	2.8	42.6	4.4	1.3	0.95	1
0.62	4	16.6	0.9	77.5	0	0.22	0.22	2
9.9	5.1	54.5	3.4	23.2	3.6	4.1	0.2	3
12.7	5.8	52.7	2.7	18.1	5.3	8.8	2.6	4
6.5	5.8	24.7	6.3	54.6	1.2	4.3	0.5	5
8.7	7	42.6	4.3	32	4.3	6.3	0.8	6
8.1	9.2	29.6	3.7	40.5	6.9	1.8	1.8	7
6.3	5.4	22.7	5.4	43	11.7	3.5	5.4	8
6.1	5.9	33.7	3.7	32.6	10	1.4	6.1	9
4.2	4.2	27.3	6.3	49.6	3.5	0.7	5	10
4.1	1.2	26.1	7.9	48.5	3.4	1.8	8.7	11
4	5	26.3	6.8	48.2	1.3	0.9	8.2	12
9.3	3.6	40.3	3.6	29.3	4.3	3.6	9.6	13
8.5	1.5	40.3	4.6	20.1	6.2	4.6	20.9	14
3.6	2.3	33.1	8.2	22.7	5.4	0	24.5	15
5.7	0.7	50.1	4.1	11.7	6.2	3	21.2	16
4.5	2	34.9	3.3	32.6	2.9	3.7	19.5	17
8.1	1.5	22.4	4.7	55	6	2.8	5	18
4.5	0.3	9.7	6.8	71.9	4.1	1.5	3.5	19
5.3	1	17.1	8.3	61.3	1.5	1.4	5.4	20
5.9	5.9	30.4	5.3	47	2.7	3.2	2.7	21
5.4	4.9	15.3	4.4	59.4	3.4	1	6.9	22
3.9	5	11.7	4.7	64.8	0.5	0.9	3.2	23
6.4	0	12.9	2.1	65	6	3.6	7.4	24
6.4	0.5	12.3	0.8	67	4.7	4.5	8	25
4.9	0.1	12.8	1.9	76.8	2.6	4.5	0.5	26
4.9	0.1	28.8	2.3	59.6	3.2	3.3	1	27
11.3	0.3	18.2	4.8	58.8	4.1	6.2	2	28
4.4	0.2	22.7	2.3	63.2	4.6	2.1	2.9	29
7.4	0	20.8	6.5	52.9	5.8	4.7	5.8	30
7.7	0.6	36.4	2.2	41.4	5.1	4.7	6.5	31
2.9	0.64	27.9	2.3	57.9	3	1	5.1	32
3.6	0.4	29.4	1.9	49.8	4.6	1.5	10.3	33
2.8	0	23.9	0	64.78	1.4	0	7	34
3.2	0.7	26.9	4.5	56.7	0.7	2.2	7.5	35
11.5	0	32.3	3.3	23.4	5.4	4.3	23.8	36
7.4	0.3	28.9	2.4	31.3	12.2	2.4	17.3	37
7.6	0.3	15.6	5.4	24.9	16.3	1.2	30.1	38
10.3	0.5	28	3.8	23.2	11.2	1.5	22.8	39
11.2	0.6	28.9	5	32.7	4.5	0.5	17.8	40
15	1.5	27.5	8	28.3	7.3	1.4	12.2	41
11.7	2.2	14.2	5.6	51.3	7.4	1.7	7.4	42
14.1	0.8	23.5	4.9	36.5	11.1	1.4	9	43
21.4	0.2	25.4	6.6	25.7	5	1.3	15.1	44
0.9	0	1	2.4	95.3	0	0.2	0.2	45
7.7	0.4	13.3	6.8	47.3	9.5	0.7	13.8	46
2.3	0.2	10.3	2.9	83.9	0.2	0.4	0.2	47
2.4	0	5.8	4.5	87.2	0	0.8	0.3	48
1.8	0.9	5.6	2.8	88.7	0	0	0	49
0	0	3.5	8.1	88.3	0	0	0	50
0	0	5	1.7	93.2	0	0	0	51
3.2	2.4	37.6	6.4	43.2	0	0.8	7.2	52
10.5	0	48.9	0	23.7	5.2	6.3	11.5	53
0	3.6	3.5	0	92.8	0	0	0	54
0	2.8	4.7	37.7	53.7	0	0	0	55
0	0	0	0	100	0	0	0	56
0	0	50	0	50	0	0	0	57

پالئو اکولوژی

قربت^۱ میوسپورهای موجود در نهشته‌های سازند دلیچای در برش بلو، به گروه‌هایی از گیاهان آوندی فاقد دانه که با استفاده از اسپورها تولید مثل می‌کنند (pteridophytes) شامل سرخس‌ها^۲، لیکوفیتا^۳ و اسفنوفیتا^۴، برخی گیاهان دارای دانه^۵ از جمله بازدانگانی^۶ مانند مخروطیان^۷، و همچنین نمونه‌هایی از بریوفیتا^۸ نسبت داده شده است. (Filatoff, 1975; Filatoff & Price, 1988; Balme, 1995; McKellar, 1998). در ترکیب پوشش گیاهی اطراف سازند دلیچای و یا در جزایر موجود در دریای ژوراسیک میانی به ترتیب سرخس‌ها، لیکوفیتا، مخروطیان، بازدانگان و بریوفیتا فراوانی و تنوع قابل ملاحظه‌ای داشته‌اند. در مقایسه با سایر رده‌های گیاهی اسپورهای منتسب به سرخس‌ها (۲۸ جنس) نظیر *Klukisporites*, *Dictyophyllidites*, *Todisporites* و *Osmundacidites*, *Gleichenioidites*, *Cyathidites* فراوانی و تنوع بیشتری را نشان می‌دهند که با در نظر گرفتن شرایط محیط زندگی نمونه‌های امروزی گیاهان والد میوسپورهای همراه در برش مورد مطالعه، می‌توان نتیجه گرفت که نهشته‌های سازند دلیچای در این برش چینه‌شناسی در شرایط آب و هوای گرم تا نیمه گرم و مرطوب تشکیل شده‌اند. وجود برخی داینوفلاژله‌های شاخص آب‌های گرم مانند *Cribropridinium Spp* حضور اسپورهای قارچ نیز حاکمیت آب و هوای گرم و مرطوب در زمان تشکیل این رسوبات را تایید می‌نمایند.

نتیجه‌گیری

مطالعه محیط دیرینه سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بلو بر اساس پالئومورف‌ها و با استفاده از مطالعات آماری صورت پذیرفت. نتایج حاصل از این مطالعات، حوضه رسوبگذاری مذکور را یک محیط ساحلی کم عمق و کم اکسیژن با سرعت رسوبگذاری پایین معرفی می‌نماید که دو دوره پیشروی کوتاه مدت دریا و افزایش نسبی عمق حوضه را شاهد بوده است. در حد فاصل نمونه‌های ۲-۱۲ و ۳۷-۴۰ و ۴۳-۵۵ و ۵۲-۵۵ یعنی در ضخامت‌های ۸۰ متر اول برش و ۱۵۵-۳۲۵ و ۴۸۰-۴۱۰ و ۵۵۵-۵۹۵ متری برش بلو افزایش نسبی میوسپورها و داینوسیست‌های پروکسیمیت نسبت به کوریت همچنین نسبت پایین پالینوماسرال‌های قهوه‌ای به اپک و حضور فراوان پالینوماسرال‌های هم اندازه نسبت به تیغه‌ای و AOM شفاف فراوان را شاهد هستیم که همگی نشان دهنده رسوبگذاری در یک محیط ساحلی کم عمق و کم اکسیژن با سرعت رسوبگذاری پایین می‌باشد. پالینوفاسیس از نوع II که در این فواصل پیشنهاد شده است نیز مؤید یک محیط کم عمق و کم اکسیژن می‌باشد. در حد فاصل نمونه‌های ۲۰-۱۲ و ۴۳-۳۷ یعنی در ضخامت‌های ۱۵۵-۸۰ و ۳۲۵-۴۱۰ متری افزایش نسبی فراوانی و تنوع داینوسیست‌های کوریت نسبت به پروکسیمیت و پروکسیموکوریت مشاهده می‌شود. همچنین در این ضخامت کاهش نسبی میوسپورها، افزایش نسبی

ها و کمبود فسیلهای ماکروسکپی همگی مؤید یک محیط کم اکسیژن می‌باشند (Wheeler & Sarjent, 1990).

بررسی دو فاکتور Lability و نسبت AOMT/AOMO کنار هم چگونگی حفاظت مواد ارگانیکی را نشان می‌دهد. در کنار این فاکتورها استفاده از نسبت جورشدگی و گرد شدگی ماسرال‌های اپک که خود به دو دسته هم بعد و تیغه‌ای شکل تقسیم می‌شوند می‌تواند نشان دهنده انرژی بالای محیط باشد. پالینوماسرال‌های سیاه تیغه‌ای شکل به دلیل شناوری بسیار بالا، می‌توانند مسافت زیادی را طی نموده و اصولاً در مناطق دور از ساحل فراوانتر می‌باشند (Boulter & Riddick, 1986).

در بررسی نمودار پالینوماسرال‌های اپک هم بعد (P1) به پالینوماسرال‌های تیغه‌ای شکل (P2)، در مجموع نسبت بالای پالینوماسرال‌های اپک هم بعد نشانه‌ای دیگر از عمق کم حوضه رسوبگذاری می‌باشد (شکل ۳، نمودار F). اما افزایش پالینوماسرال‌های اپک تیغه‌ای شکل در حد فاصل نمونه‌های (۲۰-۱۲ و ۴۳-۳۷) یعنی در ضخامت‌های (۱۵۵-۸۰ و ۴۱۰-۳۲۵ متری) مؤید پیشروی کوتاه مدت دریا و افزایش نسبی عمق حوضه رسوبگذاری در این فواصل می‌باشد.

به منظور تکمیل مطالعه محیط دیرینه به بررسی پالینوفاسیس این برش نیز پرداخته شده است. بدین منظور درصد فراوانی نسبی سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی شامل مواد ارگانیکی بی شکل (AOM)، پالینومورف‌های دریایی (Mp) و فیتوکلاستها (Ph) محاسبه و نتایج حاصل به نمودار سه گانه Tyson (1993) منتقل گردیده که منجر به معرفی ۳ نوع پالینوفاسیس (VI, IV, II) برای ستون استراتیگرافی بلو شده است.

پالینوفاسیس II: در حد فاصل نمونه‌های ۲-۱۲ و ۳۷-۲۰ و ۴۳-۴۷ و ۵۲-۵۶ (یعنی در ضخامت‌های ۸۰ متر اول برش و ۳۲۵-۱۵۵ و ۴۸۰-۴۱۰ و ۵۵۵-۵۹۵ متری برش) پیشنهاد می‌گردد. Tyson پالینوفاسیس II را یک محیط کم اکسیژن تا فاقد اکسیژن و کم عمق معرفی می‌نماید ولی وجود هر چند اندک آستر داخلی فرامینیفرها نشان دهنده آن است که شرایط کاملاً فاقد اکسیژن نبوده است (VanderZwan, 1990).

پالینوفاسیس IV: در حد فاصل نمونه‌های ۲۰-۱۲ و ۴۳-۳۷ یعنی در ضخامت‌های ۱۵۵-۸۰ و ۴۱۰-۳۲۵ متری برش مورد مطالعه قرار دارد. این پالینوفاسیس یک محیط دیرینه حد واسط بین مناطق کم عمق تا عمیق را مشخص می‌نماید. در این محدوده افزایش نسبی فرمهای کوریت نسبت به پروکسیمیت و پروکسیموکوریت مشاهده می‌شود که مؤید پیشروی کوتاه مدت و افزایش عمق حوضه رسوبگذاری می‌باشد.

پالینوفاسیس VI: که در حد فاصل نمونه‌های ۴۷-۵۵ یعنی در ضخامت ۴۸۰ تا ۵۵۵ متری می‌باشد نیز نشان دهنده یک محیط ساحلی کم اکسیژن تا شلف بدون اکسیژن می‌باشد.

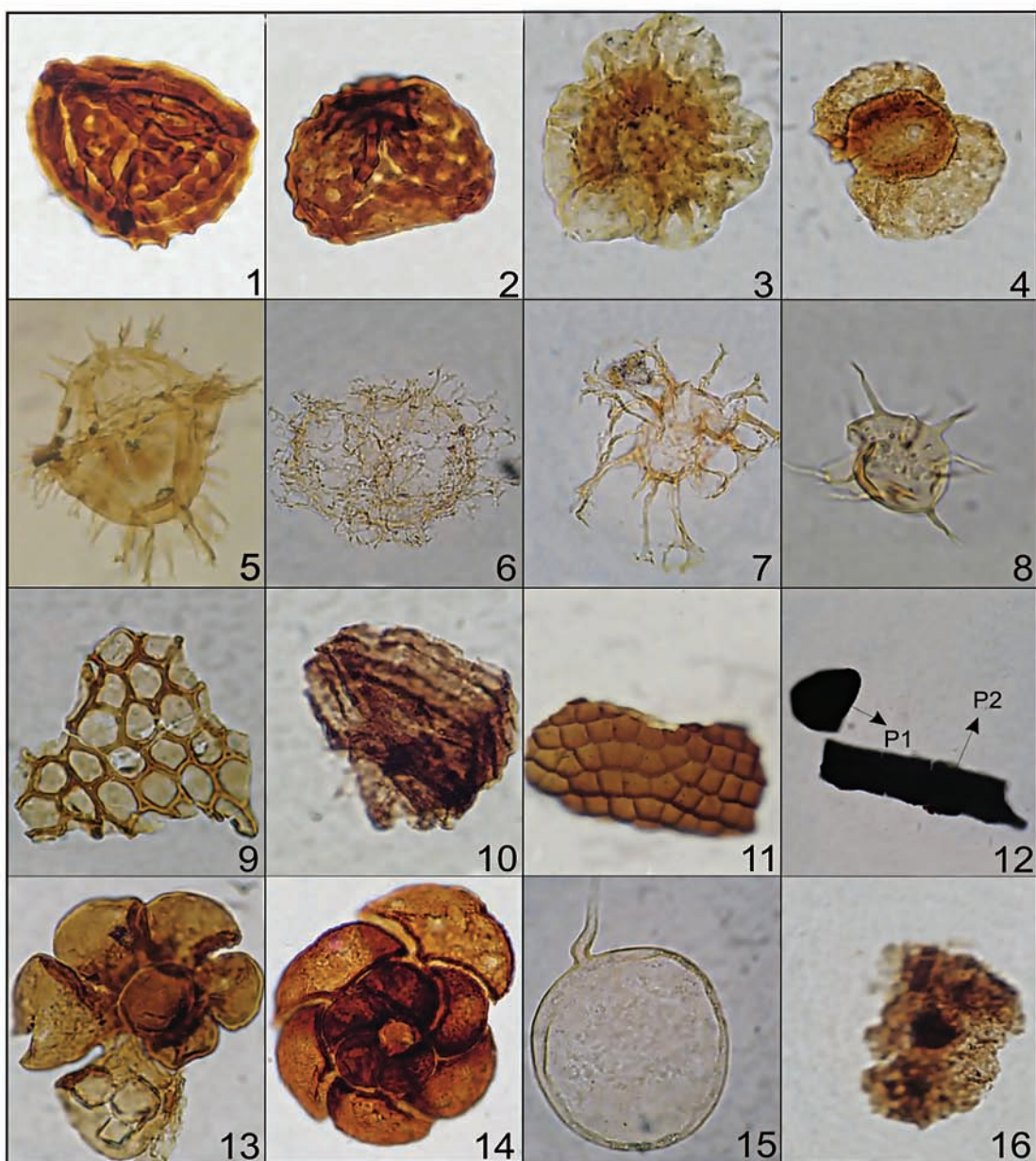
1. affinity
2. Pterophyta
3. Lycophyta
4. Sphenophyta

5. seed plants
6. Gymnosperms
7. Coniferophyta
8. Bryophytes

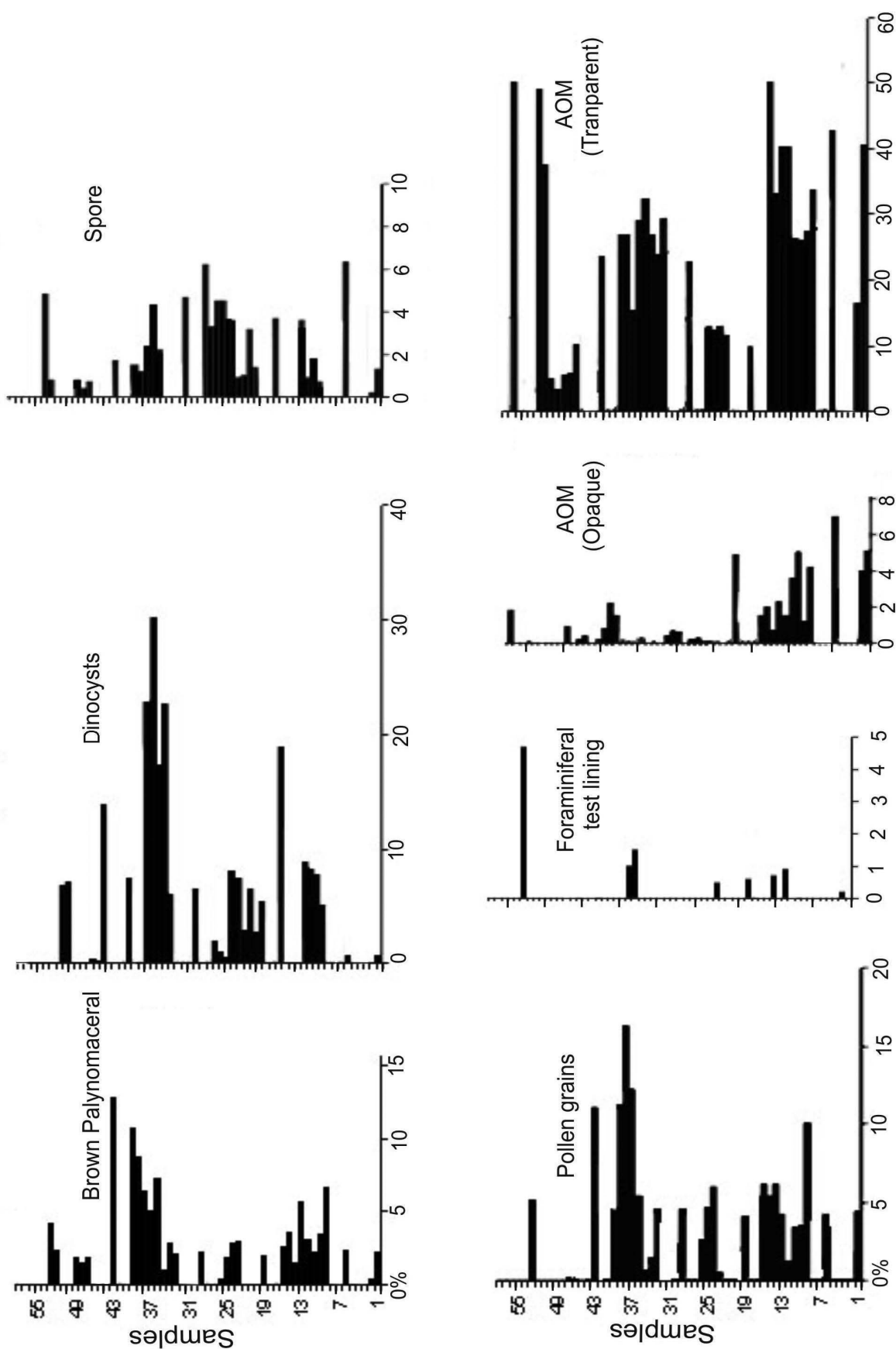
۵۵۵ متری نیز افزایش نسبی پالینو ماسرال های قهوه ای و اپک هم بعد همچنین تغییرات مشهود لیتولوژی (افزایش ضخامت لایه های آهکی) و پالینو فاسیس نوع VI دیده می شود که همگی نشان دهنده یک محیط ساحلی نیمه اکسیژن دار تا شلف کربناته بدون اکسیژن می باشد.

پالینو ماسرالهای تیغه ای نسبت به هم بعد دیده می شود که همراه با کاهش نسبی AOM در مقایسه با پالینو مورف های دریایی اتفاق می افتد. تمامی این شواهد بعلاوه پالینوفاسیس نوع IV افزایش عمق حوضه رسوبگذاری را در این محدوده نشان می دهد. در حد فاصل نمونه های ۴۷-۵۲ یعنی در ضخامت ۴۸۰ تا

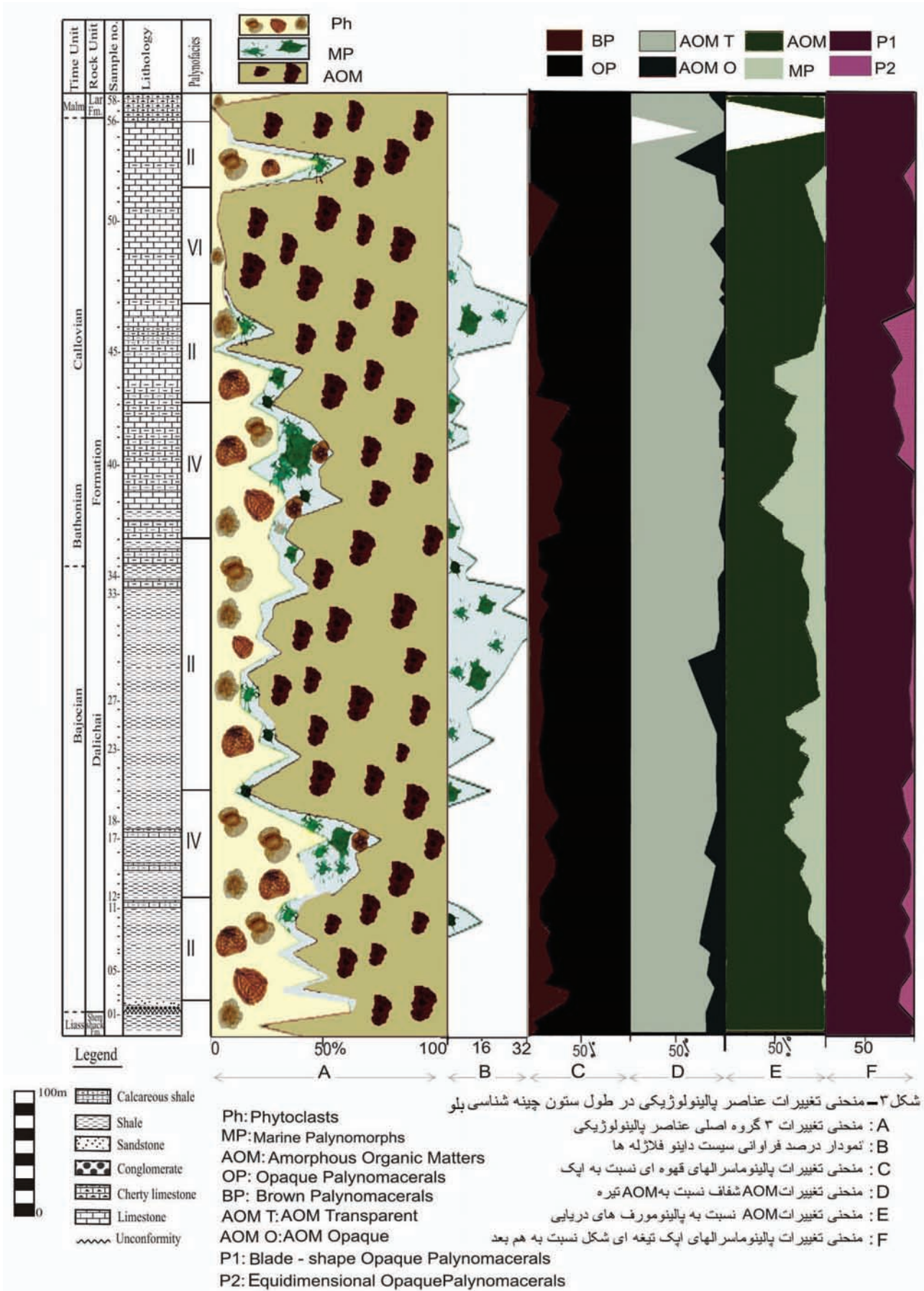
Plate 1



1- *Striatella patenii* Filatoff & Price, 1988. Proximal focus, X777. 2- *Klukisporites variegatus* Couper, 1985. Proximal focus, X714. 3- *Callialasporites dampieri* (Balme) Sukh Dev, 1961. Polar View, X800. 4- *Podocarpidites bififormis* Rouse, 1957. Median focus, X777. 5- *Ctenidodinium combazii* Dupin, 1968. 6- *Systematophora penicillata* (Ehrenberg, 1854) Sajeant, 1980. 7- *Oligospharidium pulcherrimum* (Deflander & Cookson, 1955) Davey & Williams, 1966. 8- *Micrhystridium* sp. 9-11- Planar organic remains showing cuticular structure 12- opaque Palynomaceral 13, 14- Foraminiferal test Lining 15- Fungal spore 16- Amorphous organic matters.



شکل ۲- درصد فراوانی و تنوع نسبی پالینومورف‌های مختلف در اسلایدهای پالینولوژیکی برش بلو



شکل ۳- منحنی تغییرات عناصر پالینولوژیکی در طول ستون چینه شناسی بلو
 A: منحنی تغییرات ۳ گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی
 B: نمودار درصد فراوانی سیستم داینو فلاژله ها
 C: منحنی تغییرات پالینوماسرلهای قهوه ای نسبت به ایک
 D: منحنی تغییرات شفاف نسبت به AOM تیره
 E: منحنی تغییرات AOM نسبت به پالینومورف های دریایی
 F: منحنی تغییرات پالینوماسرلهای ایک تیغه ای شکل نسبت به هم بعد

منابع

- Filatoff, J., 1975. Jurassic Palynology of the Perth Basin, Western Australia. *Palaeontographica Abt. B* 154: 1-113.
- Filatoff, J., Price P. L., 1988. A Pteridacean Spore Lineage in the Australian Mesozoic. *Mem. Assoc. Australas. Palaeontol* 5, 89 - 124.
- Ghasemi-Nejad, E.; Dehghan H., 2002. Application of Palynological Elements to Interpretation of Depositional Environments: a case study from Northeastern Iran. Third international congress of the environmental micropaleontology, microbiology and meiobentology (EMMM), 1-6 september 2002, Vienna Austria.
- Ghasemi-Nejad, E.; Sarjeant, W.A.S. & Gygi, R. 1999. Palynology and paleoenvironment of The uppermost Bathonian and Oxfordian (Jurassic) of The Northern Switzerland Sedimentary Basin. *Kommission der Schweizerischen Palaontologischen Abhandlungen, Basel*, V. 119, 69 P.
- Majidifard, M. R., 2002. Biostratigraphy, Lithostratigraphy, Ammonite Taxonomy and Microfacies Analysis of the Middle and Upper Jurassic of Northeastern Iran, Dissertation Zur Erlangung des Naturwissenschaftlichen Doktorgrades Der Bayerischen Julius-Maximilians-Universitate Wurzburg.
- McKellar, J. L., 1998. Late Early to Late Jurassic palynology and Biostratigraphy of the Roma Shelf area, Northwestern Surat Basin, Queensland. 611 pp.
- Oboh-Ikuenobe, F.E., 1996. Correlating Palynofacies Assemblages with Sequence Stratigraphy in upper Cretaceous (Campanian) sedimentary rocks of The Book Cliffs, east central Utah. *G.S.A., Buller*, 108, 1275-1294.
- Phipps, D. and Playford, G., 1984. Laboratory Techniques for Extraction of Palynomorphs from Sediments. *Pap. Dept. Geol., Uni. Qld.*, 11(1), 1-23.
- Schioler, P., Crampton J. and Laird M., 2002. Palynofacies and Sea level Changes in the Middle Coniacian, Late Campanian (Late Cretaceous) of the East Cos Basin, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeocology* 188, 101-125.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G. and Bolourchi, M.H. 1985. Ammoniten aus der unteren Dalichy – Formation (oberes Bajocium bis unteres Bathonium) der Umgebung von Abe – Garm (Avaj, NW- Zentraliran), *Zitteliana*, 12: 57-85, Munchen.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G. and Alavi- Naini, M. 1989. Ammoniten aus der unteren Dalichy – Formation (Unterbathon) Ostlich von Semnan (SE – Alborz, Iran). *Muncher Geowiss. Abh.*, A-15: 79-91.
- Tyson, R.V. 1993. Palynofacies Analysis. In: Jenkins D.G. (ed.) *Applied micropaleontology*: 153-191.
- Van der Zwan, C.J., 1990. Palynostratigraphy and Palynofacies Reconstruction of the Draugen Field Offshore Mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology* 62: 157-186.
- Vajda, V., 2003. Pollen and Spores in Marine Cretaceous / Tertiary boundary sediments at mid- Waipara River, -آدابی، م. و ابرقانی، آ.، ۱۳۸۰. بررسی رخساره های سازند دلیچای (ژوراسیک میانی) و لار (ژوراسیک فوقانی) و کاربرد آنالیزهای ایزوتوپی و عناصر فرعی در تفکیک این دو سازند در شمال غرب مراغه، ایران. *مجله علوم دانشگاه تهران* جلد ۲۷، ۳۹-۵۲.
- آقا نباتی، ع.، ۱۳۷۷. چینه شناسی ژوراسیک ایران ۱ و ۲، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۶۵، ۷۴۶ صفحه.
- اله بخش غیاثوند، آ.، ۱۳۸۲. پالینواستراتیگرافی، پالینوفاسیس و محیط دیرینه سازند چمن بید در برش حصارشاه وردی خان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۹۲ صفحه.
- خاکی، و.، ۱۳۸۰. پالینواستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک بالایی منطقه کوه سفید کوههای سلطانیه در جنوب شرق زنجان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- سید مهدی، ز.، ۱۳۷۸. محیط رسوبگذاری و دیاژنز سازند دلیچای در مقطع کوه نمورت (شمال شرق سمنان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- شاهسونی، د.، ۱۳۸۲. پالینواستراتیگرافی، پالینوفاسیس و محیط دیرینه سازند چمن بید در برش جاجرم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- شفیعی زاده، م.، سید امامی، ک.، وزیری، س.ح. و کهنسال قدیم وند، ن.، ۱۳۸۱. چینه نگاری سنگی و چینه نگاری زیستی سازند دلیچای در غرب شاهرود. *مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه کرمان*، ۶۲۹-۶۳۳.
- شمس، م.، ۱۳۸۶. مطالعه چینه شناسی و فسیل شناسی سازند دلیچای در منطقه پرور، شمال سمنان (البرز مرکزی با توجه خاص به فون آمونیتی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- فلاح پور، ک.، ۱۳۸۱. محیط رسوبی و دیاژنز سازند دلیچای در دو مقطع فیروزکوه و سلطانیه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- Balme, B.E. 1995. Fossil in situ Spores and Pollen Grains: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology* 87 (2-4), 81- 323.
- Batten D.J. 1996. Chapter 26A Palynofacies and Palaeoenvironmental Interpretation; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (eds.), *Palynology: principles and applications*; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 3, 1011-1064.
- Bombardiere, Land Gorin, G., E. 2000. Stratigraphical and lateral Distribution of Sedimentary organic matter in Upper Jurassic Carbonates of SE France. *Sedim. Geol.* 132, 177-203
- Boulter, M.C. & Riddick, A. 1986. Classification and analysis of palynodebris from the - Palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, 33, 871- 886

- North Canterbury, New Zealand Journal of Geophysics. 46: 255-273.
- Waveren, I. and Visscher, H., 1994. Analysis of the Composition and Selective Preservation of Organic Matter in Surficial Deep-sea Sediment from a High-productivity Area (Bandasa, Indonesia). Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeocology. 112, 85 – 111.
- Wheeler J.W.; Sarjant W.A. S., 1990. Jurassic and Cretaceous Palynomorphs from the Central Alborz Mountains, Iran: Their significance in biostratigraphy and palaeogeography. Modern Geology, 14,267 - 353.
- Zoneveld, K., Versteegh, G. and Lang, G., 1997. Preservation of Organic – walled Dinoflagellate cyst in Different Oxygen Regimes: A 1000 Year natural Experiment. Marine Micropaleontology, 9,393 - 405.

Archive of SID