

پالینوستراتیگرافی و پالئواکولوژی سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان

سید حسین هاشمی، دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی تهران، ایران*

شهرزاد سپیده‌دم، کارشناس ارشد زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی تهران، ایران

روح‌الله حسین‌زاده، کارشناس ارشد مدیریت اکتشاف نفت تهران، ایران

چکیده

سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان، شامل شیل، ماسه‌سنگ، دولوستون، و کنگلومرا است. این واحد سنگی در مقطع چینه‌شناسی مورد مطالعه به طور پیوسته روی سازند بهرام و با ناپیوستگی زیر سازند سردر قرار دارد. پالینوفلورای نسبتاً متنوعی با حفظ شدگی ضعیف تا متوسط شامل میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی (آکریتارک‌ها و پرازینوفیت‌ها)، اسپوره‌های ترایلت و مونولت، اسکلوکودونت‌ها، و کیتینوزوآها در نهشته‌های سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر وجود دارد. الگوی پراکندگی اسپورها به معرفی دو بیوزون تجمعی منجر شده که به صورت غیر رسمی با عنوان *assemblage biozone A* و *assemblage biozone B* نام‌گذاری شده‌اند. با توجه به حضور پالینومورف‌های دارای ارزش چینه‌شناسی نظیر *Cristatisporites triangulatus*, *Geminospora lemurata* و *lepidophyta Retispora* در پالینوفلورای سازند شیشتو، نهشته‌های مورد مطالعه به دو نین پسین (فرازنین - فامنین) نسبت داده می‌شوند. بررسی نسبت میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی به اسپورها و همچنین نسبت میکروفیتوپلانکتون‌های با زوائد بلند نسبت به انواع ساده دارای زوائد کوتاه نشان‌دهنده تشکیل نهشته‌های یاد شده در محیط دریایی کم عمق و نزدیک به ساحل است. قرابت اسپوره‌های یافت شده نشان می‌دهد در پوشش گیاهی اطراف حوضه رسوبی مذکور، گیاهان متعلق به *Progymnospermopsida*, *Lycopsida*, *Equisetopsida* و *Filicopsida* فراوانی و تنوع بیشتری داشتند.

کلیدواژه‌ها: پالینوستراتیگرافی، پالئواکولوژی، دو نین پسین، سازند شیشتو.

Email:

* نویسنده مسؤول: 09122148473

h.hashemi@khu.ac.ir

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

مقدمه

خرد قاره ایران مرکزی بخش مثلثی شکلی است که در مرکز ایران قرار دارد. حدود شمالی و جنوبی این زون را، به ترتیب، ارتفاعات البرز و زون مکران و حد غربی آن را زون دگرگونی سندانج- سیرجان تشکیل داده‌اند اما حد شرقی آن مشخص نیست، زیرا برخی زمین‌شناسان بلوک لوت را قسمتی از ایران مرکزی محسوب می‌کنند، در حالی که عده‌ای دیگر آن را قطعه‌ای مجزا در نظر می‌گیرند. در گذشته، خرد قاره ایران مرکزی را بخشی از توده میانی ایران مرکزی می‌دانستند ولی به نظر اشتوکلین (1968) Stöcklin پس از سخت شدن پی سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشت و در مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پر تحرک و پویا تبدیل شد. با وجود این، باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خرد قاره، از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی‌های خاص خود را دارند و پویایی خرده قاره در همه جا یکسان نیست (آقانیاتی 1383).

در سیلورین و دونین بخش‌هایی از صفحه ایران (شامل ایران مرکزی، البرز، سندانج سیرجان) همراه با افغانستان و ترکیه به عربستان و آفریقا متصل بودند و در شمال غرب گندوانا حاشیه جنوبی پالئوتیس را تشکیل می‌دادند. نقشه‌های جغرافیای دیرینه اردویسین- پسین- اواخر دونین شمال عربستان نشان‌دهنده وجود یک شلف گسترده و با ثبات در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا (شمال آفریقا و عربستان سعودی) است (Berberian and king 1981; Husseini 1991; Sharland et al. 2001; Ruban et al. 2007; Al-Juboury and Al-Hadidy 2009; Torsvik and Cocks 2009).

طبقات پالئوزوئیک بالایی کوه‌های شمال کرمان، برای مطالعات چینه‌شناسی رسوبات دونین و کربونifer اهمیت دارند. در این ناحیه، که در دوره دونین قسمتی از حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا را تشکیل می‌داد، متنوع‌ترین رسوبات دریایی کم عمق پالئوزوئیک دیده می‌شوند. الگوهای رخساره‌ای و محیط‌های رسوبی دیرینه نهشته‌های مذکور

نشان‌دهنده آن است که در این ناحیه در سیلورین- دونین میانی یک پلاتفرم کربناته و یک شلف سیلیسی آواری، از اواخر دونین میانی تا دونین پسین یک خلیج دریایی باز، بالاخره در کربونifer پیشین یک پلاتفرم کربناته وجود داشت. توالی پالئوزوئیک پسین-مزوزوئیک پیشین خاورمیانه به طور کلی شامل دو چرخه رسوبی بزرگ است. چرخه رسوبی Kaskaskia شامل نهشته‌های اواخر دونین پیشین-کربونifer پیشین و چرخه رسوبی Absaroka که از اواخر می‌سی‌سی‌پین تا ژوراسیک را در برمی‌گیرد. در ایران، چرخه رسوبی اول شامل سازندهای پادها، جیرو، سبزار، بهرام، و شیشو (عضو شیشو 1) است (Wendt et al. 2002; Zand-Moghadam et al. 1997; Al-Sharhan and Nairn 2013). اولین گزارش درباره رسوبات دونین و کربونifer ایران متعلق به Viquesnal (1850) و Loftus (1855) است. علیرغم گسترش جغرافیایی وسیع رسوبات دونین در ایران، مطالعات انجام شده درباره خصوصیات چینه‌شناسی، محیط تشکیل، پراکندگی جغرافیایی، و محتوای فسیلی نهشته‌های مذکور در حد مقدماتی است و اشاره بسیار مختصر به طبقات دونین ایران در منابع مربوط به سیستم دونین در مقیاس جهانی مبین این امر است (Oswald 1968; House et al. 1979; McMillan et al. 1988; Dastanpour 1996).

در توالی‌های چینه‌شناسی پالئوزوئیک بالایی مناطق مختلف ایران پتانسیل‌های امیدوار کننده‌ای برای انجام مطالعات پالینولوژی وجود دارند. بررسی مطالعات قبلی نشان می‌دهد در نهشته‌های دونین بالایی ایران مرکزی، زاگرس و البرز مرکزی انواع پالینومورف‌ها شامل میکروفیتوپلانکتون‌ها (آکریتارک‌ها و پرازینوفیت‌ها)، اسپورها، اسکولکودونت‌ها و کیتینوزوآها با حفظ شدگی نسبتاً خوب وجود دارند (Hashemi and Playford 1998; Ghavidel-Syooki 1988). هاشمی و تابع (1385).

مطالعات پالینولوژی پیشین دونین ایران مرکزی

نهشته‌های دونین در مناطق مختلف ایران مرکزی گسترش

شباهت‌های فراوانی با نهشته‌های مذکور یافتند. Ghavidel-Syooki (2001) پنج بیوزون تجمعی در رسوبات دونین شرق شهر اصفهان (ناحیه چاه ریسه) شناسایی کرد. در نهشته‌های مذکور بیوزون 1 (فرازین پیشین) در سازند پادها و بیوزون‌های 5-2 (فرازین میانی-فامنین پسین) در سازند بهرام معرفی شده‌اند.

Ghavidel-Syooki & Owens (2007) با مطالعه پالینولوژی سازندهای پادها، خوش ییلاق و مبارک در شمال شرقی جاجرم، البرز شرقی، هشت بیوزون اجتماعی در رسوبات مذکور شناسایی و با توجه به حضور پالینومورف‌های دارای گسترش چینه‌شناسی مشخص سازندهای پادها، خوش ییلاق و مبارک این منطقه را به ترتیب به فرازین، فامنین، و تورنیزین نسبت دادند.

Ghavidel-Syooki (2008) بر اساس پراکنندگی چینه‌شناسی میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی چهار بیوزون تجمعی در رسوبات دونین کرمان، ایران مرکزی، شناسایی نمود. وی بر اساس شباهت پالینومورف‌های سازندهای پادها و بهرام با انواع موجود در نهشته‌های تقریباً هم زمان لیبی، الجزایر، مراکش، عربستان سعودی و غرب استرالیا نتیجه گرفت که این مناطق در طی دونین پسین در یک عرض جغرافیایی قرار داشتند.

قویدل سیوکی و مهدویان (1389) در رسوبات دونین هوتک، شمال کرمان، 12 گونه آکریتارک و 20 گونه اسپور شناسایی و بر اساس ارزش چینه‌شناسی آکریتارک‌ها و اسپورها سن دونین پسین (فرازین-فامنین) را برای نهشته‌های مذکور در نظر گرفتند.

موقعیت جغرافیایی و لیتوستراتیگرافی برش چینه‌شناسی

مورد مطالعه

مختصات جغرافیایی قاعده برش چینه‌شناسی مورد مطالعه، که در 40 کیلومتری شمال غرب کرمان، در جنوب بلوک طبس واقع شده است، "34' 39" ۳۰° عرض شمالی و "۴۸' ۱۶" ۵۶°

جغرافیایی بسیار وسیعی دارند. از نهشته‌های مذکور تاکنون پالینوفلورای متنوعی گزارش شده است.

رفیقی اسکویی (1371) با مطالعه پالینوفلورای مقطع تیپ سازند پادها و بر اساس میکرو فیتوپلانکتون‌ها و اسپورها، این واحد سنگی را به فرازین نسبت داد.

بیرانوند (1374) سنگ‌های دونین کوه بند اسیخ در شمال شرقی یزد را با عضو شیشتو 1 مقایسه و بر اساس گسترش چینه‌شناسی پالینومورف‌ها، شامل 87 گونه آکریتارک و اسپور، این رسوبات را به 4 بیوزون تفکیک و سن آن‌ها را فرازین پیشین-فامنین پیشین تعیین کرد.

طایفه خبازی (1374) 46 گونه پالینومورف شامل 29 گونه آکریتارک و 17 گونه اسپور را از سازندهای پادها و بهرام در منطقه انارک (ایران مرکزی) گزارش نمود. بر اساس گسترش چینه‌شناسی فرم‌های شناسایی شده، وی بیوزون 1 (فرازین پیشین) را در سازند پادها و بیوزون 2 به سن فرازین میانی-پسین و فامنین پیشین را در قسمتی از سازند بهرام معرفی کرد.

شیرانی بیدآبادی (1374) بر مبنای گسترش چینه‌شناسی پالینومورف‌های سازندهای پادها و بهرام در برش چینه‌شناسی چاه ریسه، شمال شرق اصفهان، 83 گونه پالینومورف (عمدتاً اسپور) گزارش و 6 بیوزون تجمعی در واحدهای سنگی مذکور معرفی نمود.

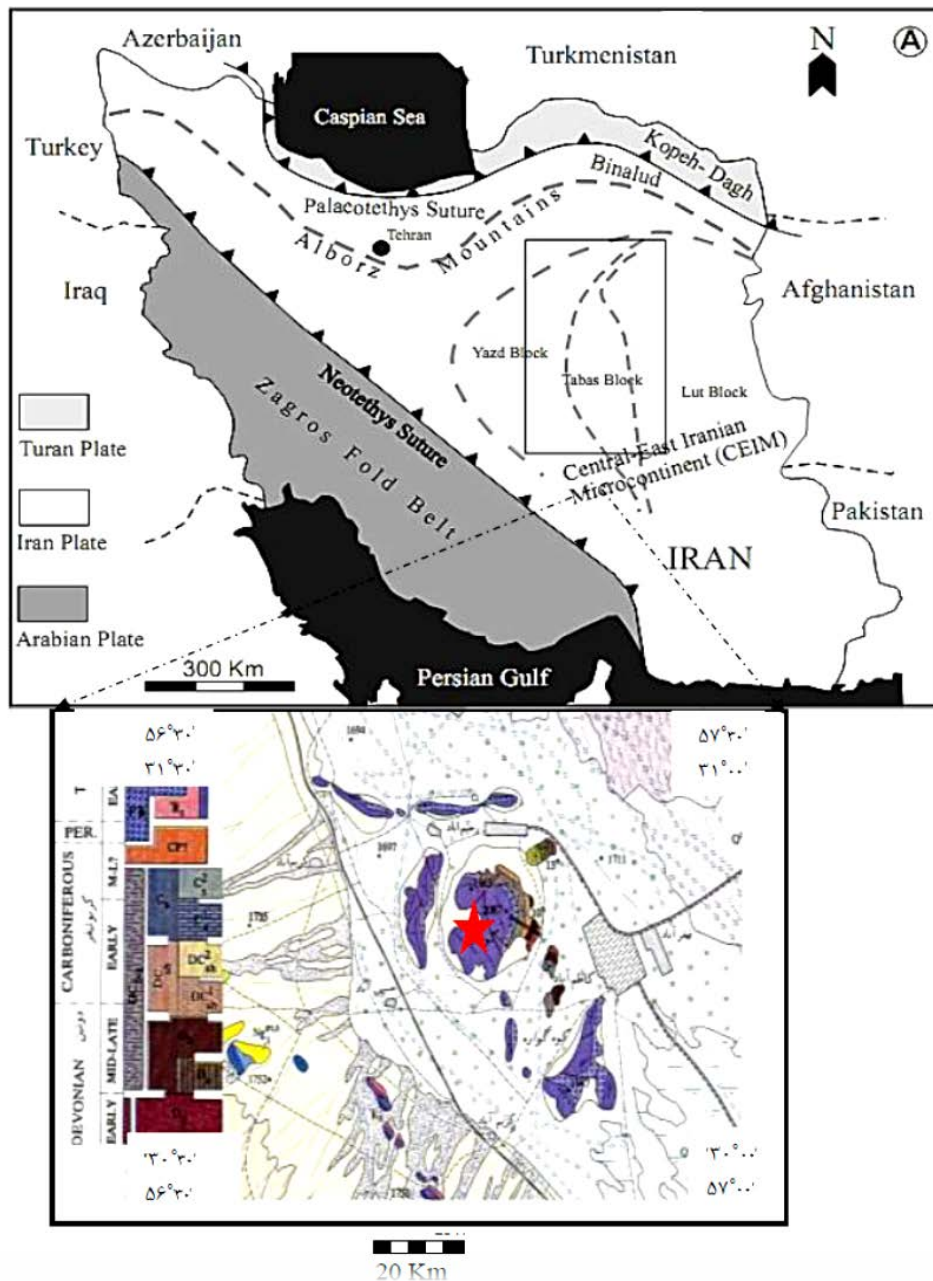
موسوی (1374) با مطالعه پالینوفلورای سازند بهرام و عضو شیشتو 1 در برش چینه‌شناسی حوض دو راه، شرق طبس، سن سازندهای پادها و بهرام را فرازین پیشین-میانی و سن عضو شیشتو 1 را فرازین پسین-فامنین پسین تعیین و بر اساس گسترش چینه‌شناسی فرم‌های شناسایی شده 6 بیوزون اجتماعی پیشنهاد کرد.

Hashemi & Playford (1998) با مطالعه پالینومورف‌های

قسمت زیرین مقطع چینه‌شناسی تیپ سازند شیشتو (دونین پسین) و مقایسه آن‌ها با پالینوفلورای تقریباً هم‌زمان از سایر نقاط ایران و جهان (آفریقا، آسیا، اروپا، آمریکا و استرالیا)

سکانس هتروژنزی از ماسه سنگ قرمز، کنگلومرا، دولوستون، شیل‌های خاکستری و سیاه است که به جز بقایای مهره‌داران که به صورت محلی در آن یافت می‌شوند، عموماً فاقد فسیل است (Wendt et al. 2005).

طول شرقی است (شکل 1). در این محل، توالی مورد مطالعه سازند شیشتو با ضخامت 295 متر به طور پیوسته روی آهک‌های فسیل‌دار سازند بهرام و زیر سازند سردر قرار دارد. این مجموعه شامل



شکل 1- نمایش ویژگی‌های زمین‌شناسی، موقعیت جغرافیایی، و راه ارتباطی برش چینه‌شناسی مورد مطالعه (★). (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زرنند (Vahdati-Daneshmand et al. 1995).

نمونه‌ها و روش کار

برای مطالعه پالینولوژی سازند شیشتو در شمال غرب کرمان از لیتولوژی‌های مناسب برای جداسازی پالینومورف‌ها 20 نمونه جمع‌آوری شد. برای جلوگیری/کاهش احتمال اختلاط¹ نمونه‌ها با نمونه‌های عهد حاضر و/یا کاهش احتمال اکسیداسیون پالینومورف‌ها، نمونه‌برداری از عمق 20-50 سانتی‌متری زیر سطح زمین صورت گرفت (Wood et al. 1996). روش کار در آزمایشگاه مشابه روش‌های متداول در آزمایشگاه‌های پالینولوژی (Barss and Williams 1973; Phipps and Playford 1984; Wood et al. 1996) بوده است. برای جدا کردن پالینومورف‌ها از رسوبات در بر گیرنده² و حذف مواد آلی غیر پالینومورف از روش HCl-HF-HCl، برای روشن کردن رنگ پالینومورف‌ها و همچنین انحلال مواد آلی غیرفسیل از اسید نیتریک به صورت کنترل شده، به منظور افزایش فراوانی نسبی پالینومورف‌ها از محلول کلرور روی (ZnCl₂) با وزن مخصوص $\geq 2 \text{ gr/cm}^3$ استفاده شده، در آخرین مرحله، از باقی‌مانده هر نمونه سه اسلاید دائمی برای مطالعه تهیه شده است. برای مطالعه پالینومورف‌ها از میکروسکوپ ZEISS مدل Axioplan 2 و برای عکس‌برداری از دوربین دیجیتالی Canon Power Shot G5 استفاده شده است. مطالعه اسلایدهای مذکور حاکی از وجود پالینوفلورایی با نسبتاً متنوع و حفظ شدگی ضعیف تا متوسط در نمونه‌های سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه است (Plates 1-3).

پالینوستراتیگرافی

بر اساس نتایج حاصل از مطالعه نمونه‌های سنگی سطحی برداشت شده، در رسوبات سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان پالینوفلورای نسبتاً متنوعی شامل میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی (آکریتارک‌ها و پرازینوفیت‌ها)، اسپورها، اسکلوکودونت‌ها، کیتینوزوآها وجود دارد. در

مجموع 11 گونه (مربوط به 5 جنس) از میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی (3 گونه متعلق به 2 جنس از پرازینوفیت‌ها و 8 گونه متعلق به 3 جنس از آکریتارک‌ها) و 52 گونه (متعلق به 21 جنس) از اسپورها شناسایی شده‌اند. در نهشته‌های مورد مطالعه، میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی نظیر *Lophosphaeridium* و *Leiosphaeridia* فراوانی نسبی بیشتری دارند. در پالینوفلورای سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر اسپورها عموماً دارای تقارن شعاعی و تراپلت بوده و فرم‌های مونولت نظیر *Laevigatosporites* فراوان نیستند. از پالینومورف‌های مربوط به گیاهان خشکی، فرم‌هایی با آگزاین تک لایه نظیر *Leiotriletes* و *Planisporites*, *Apiculatasporites*, *Punctatisporites* فرم‌هایی با دیواره دو لایه نظیر *Vallatisporites* و *Grandispora* فراوانی نسبی بیشتری دارند. علاوه بر این، فرم‌های سینگولیت نظیر *Densosporites* نیز در پالینوفلورای مذکور فراوانند.

بر اساس الگوی پراکندگی چینه‌شناسی اسپورها در نهشته‌های مورد مطالعه، دو بیوزون تجمع‌ی در رسوبات مذکور شناسایی و به طور غیر رسمی با عنوان assemblage biozone A و biozone B معرفی شده‌اند. assemblage biozone A با حضور هم زمان فرم‌هایی مانند *Cristatisporites triangulatus*, *Geminospora lemurata*, *Punctatisporites stabilis*, *Grandispora inculta*, *Apiculatasporites* sp. cf. *A. perpusilus*, *Grandispora* sp. cf. *G. eximia*, *Grandispora* sp. cf. *G. artusa* شناسایی است. در مقایسه با پالینوفلورای همزمان مربوط به سایر نقاط جهان، تعدادی از گونه‌های شاخص برخی بیوزون‌های معرفی شده برای نهشته‌های دونین نیمکره شمالی شامل بخشی از بیوزون *optivus-triangulatus*, *lemurata*-*magnificus*, *ovalis*-*bulliferus* Assemblage Zone (Richardson and McGregor 1986) در این بیوزون دیده شده و بر این اساس به اوایل دونین پسین (Frasnian) نسبت داده می‌شود.

assemblage biozone B با اجتماع فرم‌هایی مانند *Retispora lepidophyta*, *Geminospora punctata*,

¹ Contamination

² Maceration

perimembrana, *Daillydium pentaster*, *Chomotriletes vedugensis*, که قبلاً از نهشته‌های دونین مناطق مختلف ایران گزارش شده‌اند، در رسوبات سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه قابل توجه است. از سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر تاکنون فقط یک نمونه براکیوپود با عنوان *Strophomenid* گزارش و بر این اساس رسوبات مذکور به فامنین پسین- تورنژین پیشین نسبت داده شده‌اند (Wendt et al. 2002).

پالئوآکولوژی

درباره چگونگی استفاده از میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی در تعیین فاصله از خط ساحلی، شوری، درجه حرارت، عرض جغرافیایی دیرین و دیگر متغیرهای فیزیکی-شیمیایی محیط‌های دیرین اطلاعات محدودی وجود دارد (اما نگاه کنید به Le Hérisse and Gourvenec 1992; Le Hérisse and Staplin 1989). با مطالعه نحوه پراکندگی میکروفیتوپلانکتون‌های موجود در طبقات فرازین کانادا، تغییر در تنوع و مورفوتیپ آکریتارک‌ها را به فاصله محیط تشکیل نهشته‌های در برگیرنده از خط ساحلی دیرین نسبت داد و نتیجه گرفت فرم‌های با ریخت پیچیده‌تر در محیط‌های دورتر از خط ساحلی وجود داشتند.

Dorning (1981) نیز بر اساس مطالعه میکروفیتوپلانکتون‌های سیلورین ولز، برای نمایش تغییرات تنوع، فراوانی، و مورفوتیپ میکروفیتوپلانکتون‌های موجود در نهشته‌های مناطق مختلف محیط‌های دریایی مدلی ارائه کرد (Downie 1963; Górká 1969; Thusu 1972; Riegel 1974; Ameri 1983). به طور معمول، فراوانی و تنوع میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی، به ویژه انواع دارای زوائد بلند و منشعب، نسبت به پالینومورف‌های خشکی، معرف افزایش ژرفای آب و فاصله از خط ساحلی است. بنابراین، پارامترهایی مانند ریخت، فراوانی، و تنوع پالینومورف‌های دریایی در بازسازی برخی از ویژگی‌های محیط‌های رسوبی گذشته قابل استفاده‌اند. مقایسه نسبت پالینومورف‌های دریایی (آکریتارک‌ها و پرازینوفیت‌ها) به میکروفسیل‌های شاخص

Densosporites spitsbergensis, *Leiotriletes ornatus*, *Amicosporites jonkeri*, *Apiculatasporites adavalensis*, *Densosporites cassiformis* تعریف می‌شود. در مقایسه با پالینوفلورای هم‌زمان مربوط به سایر نقاط جهان، تعدادی از گونه‌های شاخص برخی بیوزون‌های معرفی شده در نهشته‌های دونین نیمکره شمالی شامل بخشی از بیوزون *pussilites-lepidophyta* Assemblage Zone (Richardson and McGregor 1986) در این مجموعه وجود دارند. بر این اساس، بیوزون مذکور به اواخر دونین پسین (Famennian) قابل انتساب است (شکل 2).

سن نسبی نهشته‌های مورد مطالعه

با توجه به کاهش شدید تنوع و فراوانی میکروفیتوپلانکتون‌ها از سیلورین به بعد (Tappan 1980; Strother 1996) گونه‌های با گسترش چینه‌شناسی کوتاه مدت برای مقایسه و تطابق نهشته‌های دونین فوقانی در مقیاس جهانی فراوان نیستند. علاوه بر این، عدم مطالعه کامل نهشته‌های دونین فوقانی با کنترل چینه‌شناسی قابل اطمینان در مورد تعیین سن آن‌ها، سبب شده تا اطلاعات کافی در مورد گسترش چینه‌شناسی و جغرافیایی بسیاری از پالینومورف‌های دونین پسین وجود نداشته باشد. در چنین شرایطی، چند فرم از میکروفیتوپلانکتون‌های با گسترش چینه‌شناسی محدود و پراکندگی جغرافیایی وسیع برای تطابق نهشته‌های دونین در گستره‌های جغرافیایی نسبتاً وسیع مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Playford and Dring 1981; Wicander and Playford 1985; Lu Li-Chang and Wicander 1988).

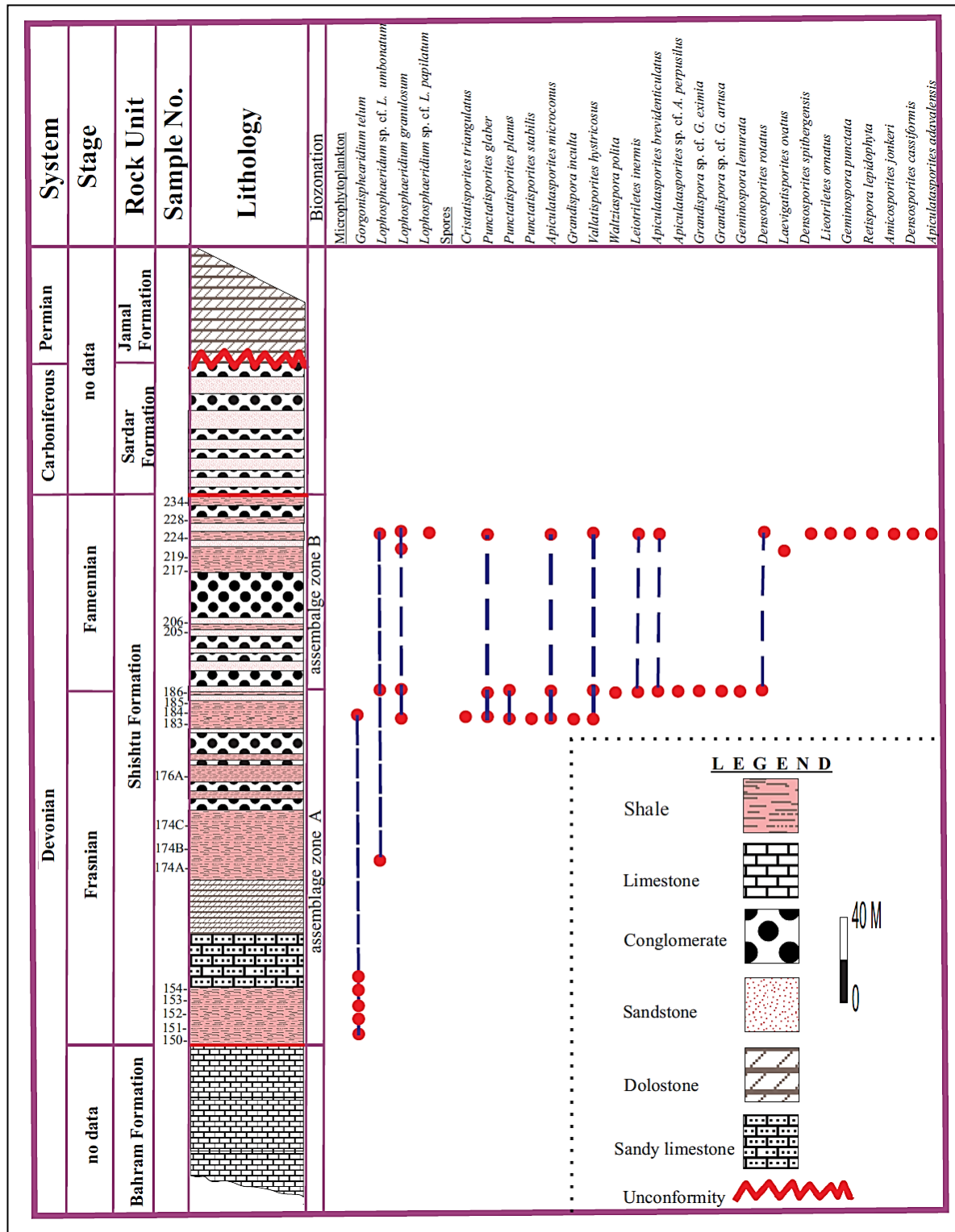
سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان با توجه به وجود اسپوره‌های دارای ارزش چینه‌شناسی نظیر *Geminospora*, *Cristatisporites triangulatus*, *Grandispora inculta demurata* و *Retispora lepidophyta* که به عنوان شاخص مرز دونین-کربونیفر در نظر گرفته می‌شود (Traverse 2007) به دونین پسین (فرازین-فامنین) نسبت داده شده است. عدم حضور فرم‌های شاخص فرازین (و فامنین؟) مانند *Unellium lunatum*, *Unellium piriform*, *Cymatiosphaera*

به میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی تنوع و فراوانی بیشتری دارند (شکل 3). وجود میکروفیتوپلانکتون‌های با وزیکل تقریباً دایره‌ای شکل، دیواره نسبتاً نازک، بدون عناصر تزئیناتی یا با زوائد تقریباً کوتاه در رسوبات مورد مطالعه، نشان‌دهنده تشکیل توالی‌های دارای پالینومورف در محیط دریایی کم عمق و نزدیک به ساحل است. اگر بتوان تنوع و تعداد اسپورها را دلیلی بر تنوع و فراوانی گیاهان مولد آن‌ها در نظر گرفت، نتایج مطالعه اسپورها در نهشته‌های سازند شیشتو در برش چین‌شناسی مذکور نشان می‌دهد در پوشش گیاهی اواخر دونین در اطراف حوضه رسوبی گیاهان متعلق به *Progymnospermopsida*, *Lycopsida*, *Filicopsida*, *Equisetopsida* بیشترین فراوانی نسبی و فرم‌های متناسب به *Barinophytopsida*, *Zoosterophyllopsida*, *Rhyniopsida*, *Ginkgopsida*, *Cycadopsida* کمترین فراوانی نسبی را داشتند (شکل‌های 4 و 5).

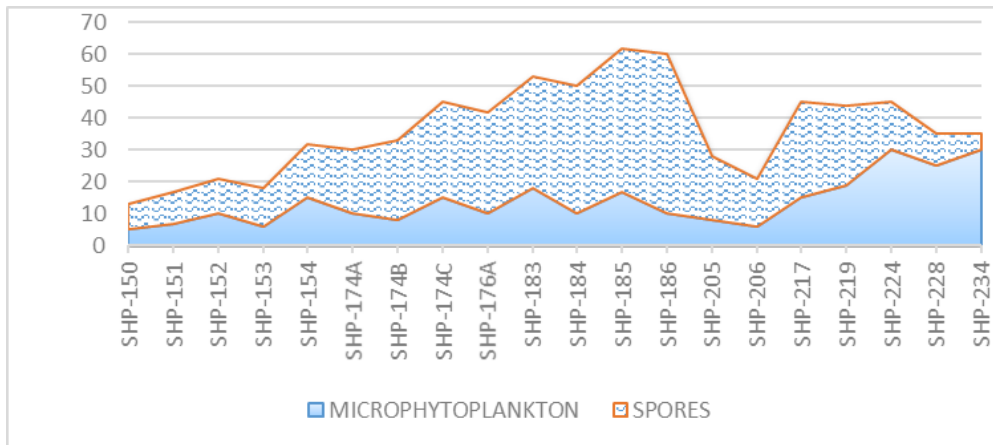
محیط خشکی (میوسپورها) نیز از روش‌هایی است که تعیین فاصله محیط تشکیل نهشته‌ها از خط ساحلی گذشته را امکان‌پذیر می‌سازد (Sarmiento 1957; Upshaw 1964; Gray and Boucot 1972). علاوه بر این، اسپورهای بدون ارتباط با گیاه والد¹ با توجه به فراوانی، تنوع، حفظ شدگی شواهد مربوط به تکامل گیاهان خشکی را نشان می‌دهند. این اسپورها عمدتاً متعلق به گیاهان آوندی² هستند که اگزاین آن‌ها تدریجاً از لحاظ ساختاری و عناصر تزئیناتی تکامل یافته و متنوع‌تر شده است. میوسپورها عموماً در هنگام گرده افشانی گیاهان از گیاه والد خود جدا شده، توسط آب و/یا باد جابجا شده و در نهایت در محیط‌های رسوبی خشکی و یا نزدیک ساحل در بین رسوبات نهشته می‌شوند. بنابراین، این گروه از پالینومورف‌ها ابزار بسیار مناسبی برای انطباق کرونوستراتیگرافی بین توالی‌های دریایی (نزدیک ساحل) و قاره‌ای فراهم می‌کنند. اسپورهای گیاهان خشکی نسبت به ماکروفسیل‌های گیاهی فراوانی و پراکندگی جغرافیایی وسیع‌تری دارند و می‌توانند داده‌های مناسبی برای مطالعه و بازسازی پوشش گیاهی اطراف حوضه‌های رسوبی فراهم کنند. بازسازی پوشش گیاهی دیرینه می‌تواند به شناسایی شرایط آب و هوای دیرینه و الگوی پراکندگی جغرافیایی گیاهان قدیمی نیز کمک کند. علاوه بر این، داده‌های مذکور امکان شناسایی نهشته‌های غیر دریایی گذشته را نیز فراهم می‌سازند. در محیط‌های دشت ساحلی، باتلاقی، حاشیه باتلاقی پوشش گیاهی به طور مستقیم توسط تغییرات کوتاه مدت سطح دریا کنترل می‌شود. به عنوان مثال، بالا آمدن سطح آب دریا باعث رشد گیاهان در این محیط‌ها شده و در نتیجه افزایش فراوانی نسبی اسپورها در نهشته‌های تشکیل شده در دریا‌های مجاور را سبب می‌شود (Breuer 2007; Loboziak et al. 2005; Stree et al. 2000). در رسوبات سازند شیشتو در برش چین‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان، اسپورها نسبت

¹ Dispersed spores

² Tracheophytes



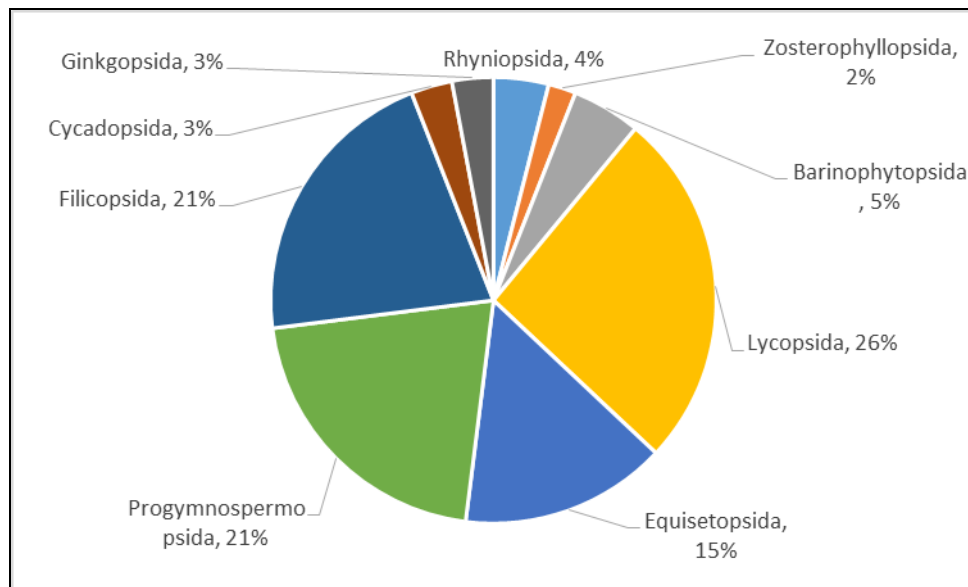
شکل 2- گسترش چینه‌شناسی پالئومورف‌های سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان.



شکل 3- فراوانی نسبی اسپورها و میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی نمونه‌های سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان.

پالینومورف‌ها گیاه والد	<i>Vallatisporites</i>	<i>Apiculatasporites</i>	<i>Densosporites</i>	<i>Grandispora</i>	<i>Punctatisporites</i>	<i>Calamospora</i>	<i>Leiotriletes</i>	<i>Geminospora</i>	<i>Reticulatisporites</i>	<i>Cristatisporites</i>	<i>Laevigatosporites</i>	<i>Raistrickia</i>
Rhyniopsida					●	●						
Zosterophyllopsida					●	●	●					
Barinophytopsida					●	●						
Lycopsida	●		●		●	●		●				
Equisetopsida	●				●	●			●	●	●	
Progymnospermopsida		●			●	●		●			●	
Filicopsida				●	●		●				●	●
Cycadopsida							●					
Ginkgopsida					●		●					

شکل 4- قرابت اسپورهای نهشته‌های سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان (با استفاده از داده‌های Balme 1995).



شکل 5- فراوانی نسبی گیاهان در پوشش گیاهی دیرینه اطراف محیط تشکیل نهشته‌های سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه.

نتیجه

پالینوفلورای سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر، شمال غرب کرمان، به ترتیب فراوانی نسبی، شامل اسپورها، میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی (آکریتارک‌ها و پرازینوفیت‌ها)، اسکلوکودونت‌ها و کیتینوزوآها با حفظ شدگی ضعیف تا متوسط است.

بر اساس اهمیت چینه‌شناسی گونه‌های شناخته شده در مقیاس جهانی مانند *Geminospora lemurata*، *Retispora lepidophyta* و *Cristatisporites triangulatus* رسوبات مورد مطالعه در برش چینه‌شناسی کوه تیر به دونین پسین (فرازین- فامین) نسبت داده شده‌اند.

وجود میکروفیتوپلانکتون‌های دریایی با وزیکل تقریباً دایره‌ای شکل، دیواره نسبتاً نازک، فاقد تزئینات یا با زوائد نسبتاً کوتاه در رسوبات مورد مطالعه نشان‌دهنده تشکیل نهشته‌های سازند شیشتو در محیط دریایی کم عمق و نزدیک به ساحل است.

مطالعه اسپورهای سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر نشان می‌دهد در دونین پسین در اطراف محیط تشکیل

رسوبات مورد بررسی گیاهان متعلق به رده‌های *Progymnospermopsida*، *Lycopsidea*، *Filicopsida*، *Equisetopsida* بیشترین فراوانی نسبی و فرم‌های متناسب به *Barrinopsida*، *Zosterophyllopsida*، *Rhyniopsida*، *Ginkgopsida*، *Cycadopsida* کمترین فراوانی نسبی را داشتند.

تقدیر و تشکر

از آقایان دکتر محمود حاجیان برزی و دکتر علیرضا طهماسبی روسای محترم وقت، به ترتیب، اداره پژوهش و فناوری و اداره مطالعات و تحقیقات زمین‌شناسی مدیریت اکتشاف و تولید، شرکت ملی نفت ایران برای در اختیار گذاشتن نمونه‌های سنگی سازند شیشتو در برش چینه‌شناسی کوه تیر و همچنین فراهم کردن امکان انجام این مطالعه تشکر و قدردانی می‌نماییم.

منابع

آقاباتی س.ع. 1383. زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول،

697 ص.

بیرانوند ب. 1374. پالینوستراتیکرافی و پالئوبیوژئوگرافی رسوبات دونین بالایی شمال خاوری یزد. پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، 150 ص.

طایفه خبازی م. 1374. پالینوستراتیکرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای پادها و بهرام در ناحیه انارک (ایران مرکزی). پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، 127 ص.

رفیقی اسکویی ن. 1371. پالینوستراتیکرافی و پالئوژئوگرافی سازند پادها در مقطع تیپ (ازبک کوه). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، 145 ص.

شیرانی بی‌آبادی ک. 1374. پالینوستراتیکرافی و پالئوژئوگرافی رسوبات دونین فوقانی در ناحیه چاریسه، شمال شرق اصفهان. پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، 191 ص.

قویدل سیوکی م. و مهدویان م. 1389. پالینوستراتیکرافی رسوبات دونین در ناحیه هوتک واقع در شمال کرمان. فصلنامه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و ششم، 39(2): 19-32.

موسوی م. 1374. مطالعه پالینوستراتیکرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای پادها، بهرام، شیشتو (1 و 2) و سردر واقع در حوض دو راه (شرق طبس). پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، 223 ص.

وحدتی دانشمند ف. مصوری ف. محمودی قرایی م. ح. و ا.، قاسمی، 1374، نقشه زمین شناسی زرنند (1/100000): سازمان زمین شناسی و اکتشافات

معدنی کشور، ورقه 7351.

هاشمی س. ح. و تابع. ف. 1385. اهمیت پالینومورف‌ها در بازسازی محیط تشکیل رسوبات دونین بالایی ایران مرکزی و البرز مرکزی. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، ص. ۱۵۶۸.

Al-Ameri T.K. 1983. Observations on the wall structure and the excystment mechanism of acritarchs. *Journal of Micropalaeontology*, 5(2): 27-35.

Al- Juboury A.I. and Al- Hadidy A.H. 2009. Petrology and depositional evolution of the Paleozoic rocks of Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 208-231.

Al-Sharhan A.S. and Nairn A.E.M. 1997. *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*. Elsevier, Amsterdam.

Balme B.E. 1995. Fossils in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87(2-4): 85-323.

Barss M.S. and Williams G.L. 1973. Palynology and nannofossil processing techniques. *Geological Survey of Canada, Paper*, 73-26:1-25.

Berberian M. and King G C. P. 1981. Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18:210-265.

Breuer P. 2007. Devonian Miospore Palynology in Western Gondwana: An Application to oil exploration, Ph.D. thesis, Volume III: Taxonomy, Université de Liege, 481 p.

Dorning K.J. 1981. Silurian acritarch distribution in the Ludlovian shelf area of South Wales and the Welsh Borderland. In: Neale R. and Brasier M. B. (Eds.), *Microfossils from Recent and fossil shelf seas*, Ellis Horwood, Chichester, 31-36.

Downie C. 1963. Hystrichospheres (acritarchs) and spores of the Wenlock Shales (Silurian) of Wenlock, England. *Palaeontology*, 6(4): 625-652.

Ghavidel-Syooki M. 1988. Palynostratigraphy and palaeoecology of the Faraghan Formation of southeastern Iran, Ph.D. dissertation, Michigan State University, East Lansing, 239 p.

Ghavidel-Syooki M. 2001. Palynostratigraphy and palaeogeography of the Late Devonian in northern Esfahan city, central Iran. In:

- Gondwana. In: Koutsoukos E. A. M. (Ed.), *Applied Stratigraphy*, 73-99.
- Lu Li-Chang and Wicander E.R. 1988. Upper Devonian acritarchs and spores from the Hongguleleng Formation, Hefeng District in Xinjiang, China. *Revista Española de Micropalaeontologia*, 20(1): 109-148.
- McMillan N.J. Embry A.F. and Glass D.J. 1988. *Devonian of the World. Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 14, 2 volumes.
- Oswald D.H. 1968. *International Symposium on the Devonian System. Alberta Society of Petroleum Geologists*, 2 volumes. Calgary.
- Phipps D. and Playford G. 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. *Papers, Department of Geology, University of Queensland.*, 11(1): 23 p.
- Playford G. and Dring R.S. 1981. Late Devonian acritarchs from the Carnarvon Basin, Western Australia. *Special Papers in Palaeontology*, 27, 78 p.
- Richardson J.B. and McGregor D.C. 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, 364: 1-79.
- Riegel W. 1974. Phytoplankton from the upper Emsian and Eifelian of the Rhineland, Germany: a preliminary report. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 18(1-2): 29-39.
- Ruban D.A. Al-Husseini M. and Iwasaki Y. 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Sarmiento R. 1957. Microfossil zonation of Mancos Group. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 41(8): 1683-1693.
- Sharland P.R. Archer R. Casey D.M. Davies R.B. Hall S.H. Hevard A.P. Horbury A.D. and Simmons M.D. 2001. *Arabian Plate Sequence Stratigraphy. GeoArabia Special Publication*, 2: 1-270.
- Staplin F.L. 1961. Reef controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta. *Palaeontology*, 4: 392-424.
- Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran. A review: *American Association Petroleum Geologists*, 52(7): 1229-1258.
- Streel M. Caputo M.V. Loboziak S. and Melo J. 2000. Late Frasnian–Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews*, 52: 121–173.
- Strother P.K. 1996. Acritarchs. In: Jansonius J. and McGregor D. C. (Eds.), *Palynology: principles and applications*, American Goodman D. K. and Clarke R. T. (Eds.), *Proceeding of the IX International Palynological Congress, Houston, Texas, U.S.A., 1996*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 37-51.
- Ghavidel-Syooki M. 2008. *Palynostratigraphy and Paleogeography of Devonian strata in Kerman Province, Central Iran. TERRA NOSTRA 2008/2, IPC-XII/ IOPC-VIII Bonn, Germany. Abstract Volume.*
- Ghavidel-Syooki M. and Owens B. 2007. *Palynostratigraphy and palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak formations in the eastern Alborz Range (Kope-Dagh region), northeastern Iran. Micropaleontologie*, 50: 129- 144.
- Górka H. 1969. Micro organismes de l'Ordovicien de Pologne. *Palaeontologica Polonica*, 22: 102 p.
- Gray J. and Boucot A.J. 1972. Palynological evidence bearing on the Ordovician-Silurian paraconformity in Ohio. *Bulletin of Geological Society of America*, 83(5): 1299-1314.
- Hashemi H. and Fahimi M. 2006. *Dictyotidium senticogremium sp. nov., a new prasinophyte (Chlorophyta) phycoma from the Upper Devonian of northern Iran. Micropaleontology*, 52(1): 87-93.
- Hashemi H. and Playford G. 1998. Upper Devonian palynomorphs of the Shishtu Formation, central Iran Basin, east-central Iran. *Palaeontographica, Abt. B*, 246: 115-212.
- House M.R. Scrutton C.T. and Bassett M.G. 1979. *The Devonian System. A Palaeontological Association International Symposium. Special Papers in Palaeontology*, 23, 353 p.
- Husseini M.I. 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 75:108-120.
- Le Hérissé A. 1989. Acritarches et kystes d'algues prasinophycées du Silurien de Gotland, Suède. *Palaeontographica Italica*, 76: 57-302.
- Le Hérissé A. and Gourvenec R. 1992. Paleobiology of Silurian-Early Devonian acritarchs. 8th *International Palynological Congress, Aix-en-Provence, Program and Abstracts*, p. 83.
- Leisman G.A. 1970. A petrified Sporangiostrabus and its spores from the Middle Pennsylvanian of Kansas. *Palaeontographica*, 129: 166-177.
- Loboziak S. Henrique G.J. Melo., Streel, M. 2005. *Devonian Palynostratigraphy in Western*

- Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52: 129-168.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimi Bavandpur A. 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55(1): 31-97.
- Wicander E.R. and Playford G. 1985. Acritarchs and spores from the Upper Devonian Lime Creek Formation, Iowa, U.S.A. *Micropaleontology*, 31(2): 97-138.
- Wood G.D. Gabriel A.M. and Lawson J.C. 1996. Palynological techniques: processing and microscopy. In: Jansonius J. and McGregor D. C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1, 29-50.
- Zand-Moghadam H. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Rahimi B. 2013. Petrography and Geochemistry of the Early- Middle Devonian sandstones of the Padeha Formation in the North of Kerman, SE Iran. Implications for provenance. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 83 p.
- Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1, 81-106.
- Tappan H. 1980. *The paleobiology of plant protists*. Freeman, San Francisco, 1028 p.
- Thusu B. 1972. Depositional environments of the Rochester Formation (Middle Silurian) in southern Ontario. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(4): 930-934.
- Torsvik T.H., and Cocks L.R.M. 2009. The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand. In: Basset M. G. (Ed.), *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography*, Geological Society, London, Special Publications, 325, 3-21.
- Traverse A. 2007. *Paleopalynology* (2nd edition). Springer, Dordrecht, 813 p.
- Upshaw C.F. 1964. Palynological zonation of the Upper Cretaceous Frontier Formation near Dubios, Wyoming. In: Cross A. T. (Ed.), *Palynology in oil exploration: a symposium*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 11, 153-168.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimi Bavandpur A. 2002. Devonian-Lower

Archive of SID

EXPLANATION OF PLATE 1

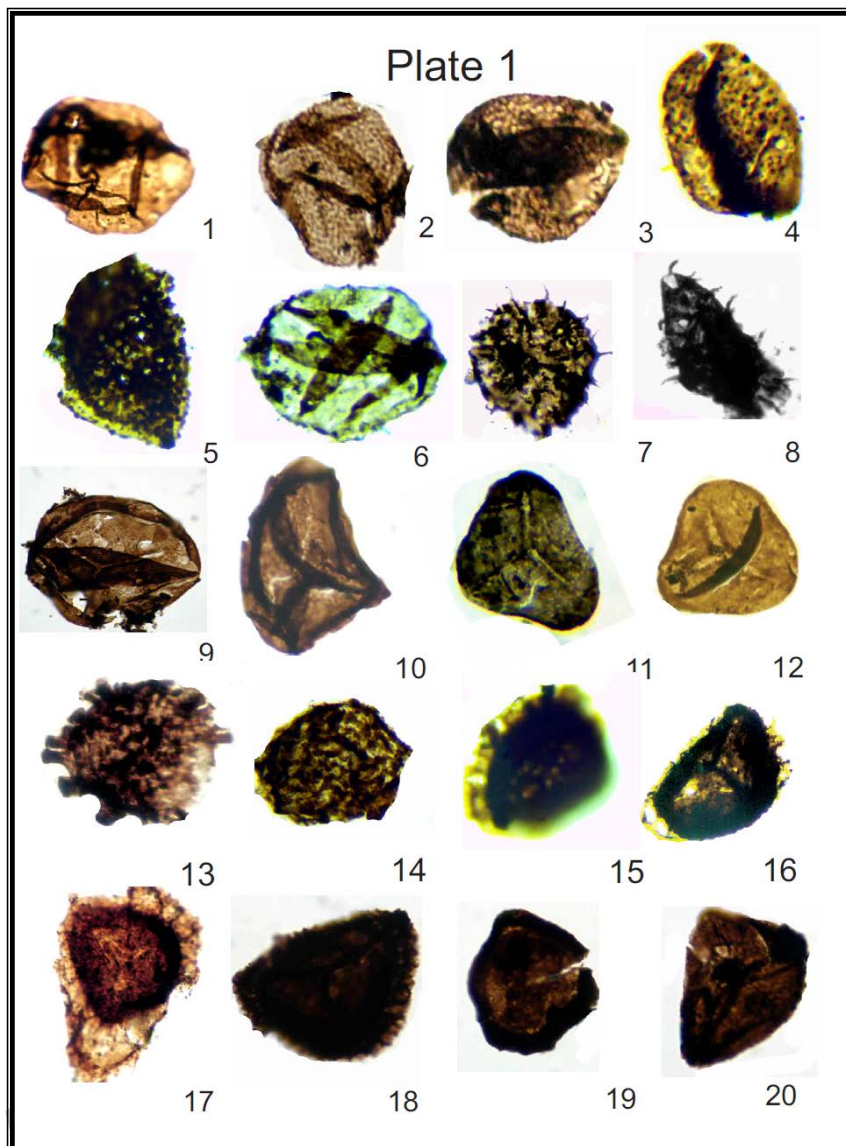
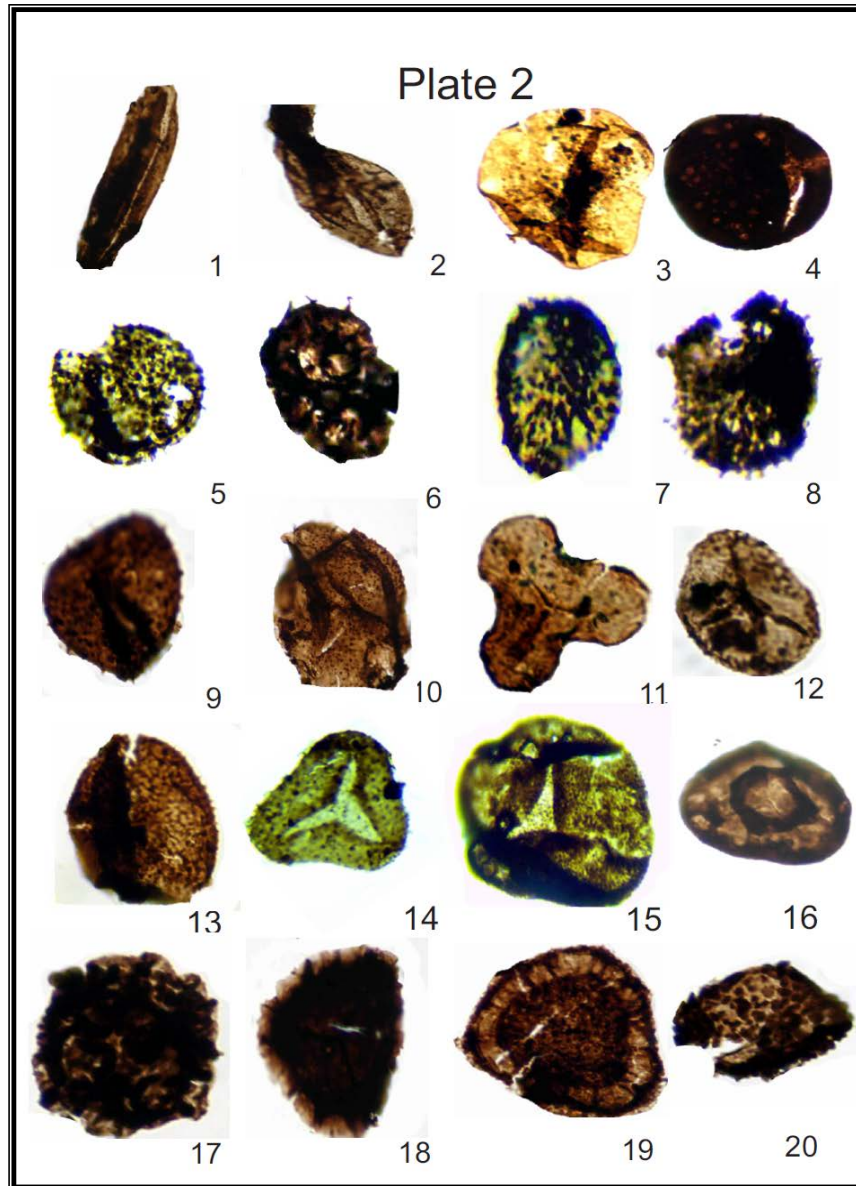


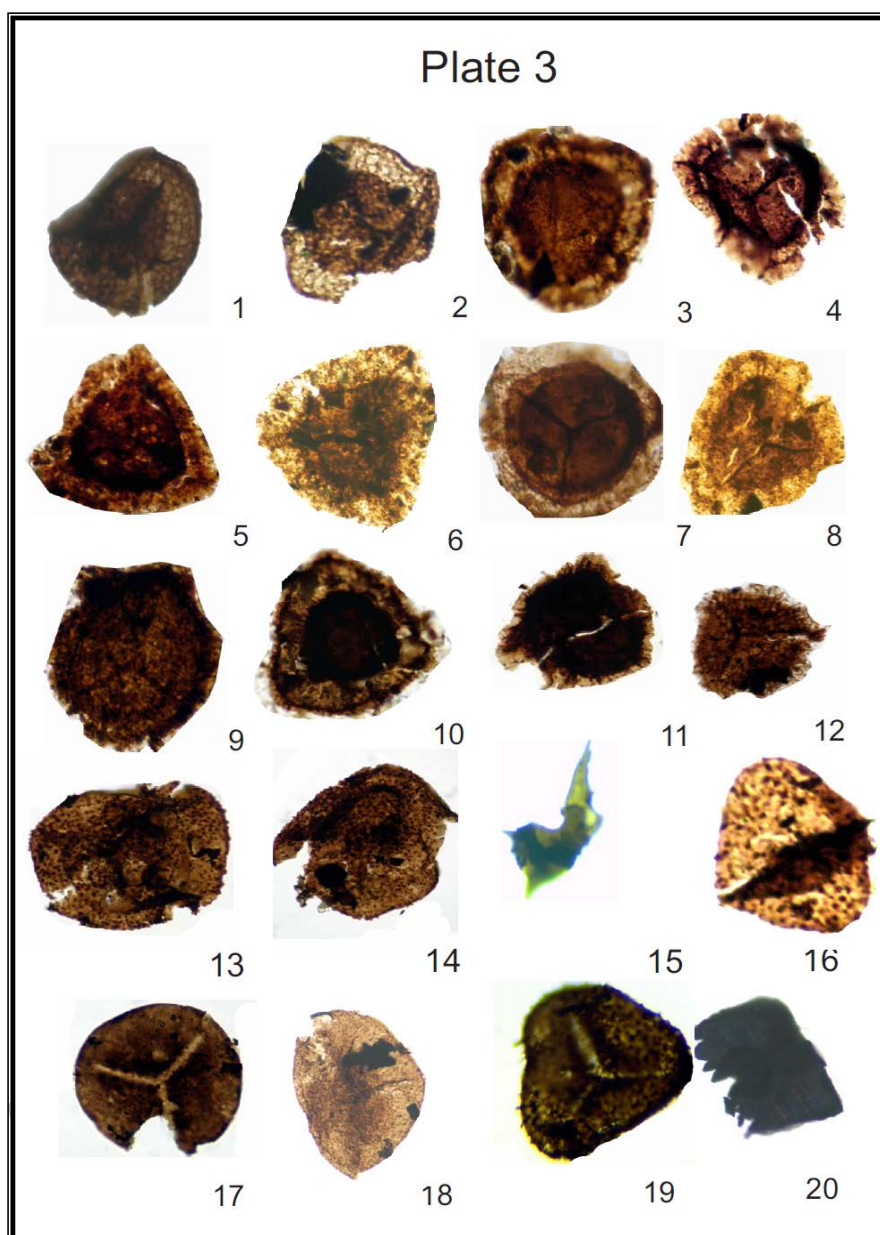
Fig. 1. *Leiosphaeridia* sp. A. $\times 1100$. Figs. 2-4. *Lophosphaeridium granulosum* (Staplin) Playford, 1976. 1, $\times 1000$. 2, $\times 1100$. 3, $\times 1100$. 4, $\times 1100$. Fig. 5. *Lophosphaeridium* sp. cf. *L. papillatum* (Staplin) Martin, 1969. $\times 800$. Fig. 6. *Lophosphaeridium* sp. cf. *L. umbonatum* Hashemi & Playford, 1998. $\times 1000$. Figs. 7, 8. *Gorgonisphaeridium telum* Wicander & Playford, 1985. 7, 8, $\times 1000$. Fig. 9. *Calamospora* sp. A. $\times 600$. Fig. 10. *Leiotriletes ornatus* Ishchenko, 1956. $\times 1000$. Figs. 11, 12. *Leiotriletes inermis* (Waltz) Ishchenko, 1952. 11, $\times 1000$. 12, $\times 1400$. Fig. 13. *Raistrickia* sp. A. $\times 1100$. Fig. 14. *Convolutispora* sp. A. $\times 800$. Fig. 15. *Reticulatisporites* sp. A. $\times 900$. Fig. 16. *Reticulatisporites* sp. B. $\times 1000$. Fig. 17. *Cristatisporites triangulatus* (Allen) McGregor & Camfield, 1982. $\times 800$. Fig. 18. *Densosporites spitsbergensis* Playford, 1963. $\times 950$. Fig. 19. *Densosporites cassiformis*, (Chibrikova) Archangelskaya, 1985. $\times 800$. Fig. 20. *Rotaspora* sp. A. $\times 1000$.

EXPLANATION OF PLATE 2



Figs. 1, 2. *Gorgonisphaeridium* sp. C. 1, $\times 620$. 2, $\times 650$. Fig. 3. *Leiosphaeridia* sp. A. $\times 1100$. Fig. 4. *Leiosphaeridia* sp. B. $\times 1000$. Figs. 5, 6. *Gorgonisphaeridium telum* Wicander & Playford, 1985. 5, 6, $\times 1000$. Figs. 7, 8. *Gorgonisphaeridium* sp. A. 7, $\times 1100$. 8, $\times 1200$. Figs. 9, 10. *Lophosphaeridium* sp. cf. *L. umbonatum* Hashemi & Playford, 1998. 9, $\times 1100$. 10, $\times 650$. Fig. 11. *Waltzispora polita* (Hoffmeister, Staplin & Malloy) Smith & Butterworth, 1967. $\times 1100$. Fig. 12. *Apiculatasporites* sp. C. $\times 1000$. Fig. 13. *Convolutispora* sp. B. $\times 1100$. Fig. 14. *Planisporites* sp. A. $\times 1200$. Fig. 15. *Apiculatasporites adavalensis* (de Jersey) Grey, 1992. $\times 650$. Fig. 16. *Amicosporites jonkeri* (Riegel) Steemans, 1989. $\times 950$. Fig. 17. *Rugospora* sp. A. $\times 800$. Fig. 18. *Densosporites rotatus* Staplin, 1961. $\times 600$. Fig. 19. *Vallatisporites* sp. A. $\times 800$. Fig. 20. *Verrucosiporites* sp. A. $\times 1100$.

EXPLANATION OF PLATE 3



Figs. 1, 2. *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playford, 1976. 1, $\times 800$. 2, $\times 1000$. Fig. 3. *Vallatisporites hystricosus?* (Winslow) Byvscheva, 1985. $\times 1200$. Fig. 4 *Vallatisporites* sp. A. $\times 800$. Figs. 5-8. *Grandispora inculta* Allen, 1965. 5, 6, 7, 8, $\times 650$. Fig. 9. *Grandispora* sp. cf. *G. eximia* McGregor & Camfield, 1982. $\times 800$. Fig. 10. *Grandispora* sp. C., $\times 650$. Fig. 11. *Grandispora* sp. D. $\times 950$. $\times 1100$. Fig. 12. *Grandispora* sp. cf. *G. artusa* Hashemi and Playford, 2005. $\times 1100$. Figs. 13, 14. *Lophosphaeridium granulosum* (Staplin) Playford, 1976. 13, $\times 800$. 14, $\times 600$. Fig. 15. *Veryhachium* sp. A. $\times 1000$. Fig. 16. *Lophosphaeridium granulosum* (Staplin) Playford, 1976. $\times 1200$. Fig. 17. *Punctatisporites planus* Hacquebard, 1957. $\times 1000$. Fig. 18. *Apiculatasporites microconus* (Richardson) McGregor & Camfield, 1982. $\times 600$. Fig. 19. *Anapiculatisporites* sp. $\times 1000$. Fig. 20. Scolecodont, $\times 1000$.