

# بررسی دیرینه اقلیم سازند گورپی در جنوب استان ایلام بر پایه پالینومورف‌ها و روزن‌بران

اله زارعی<sup>۱</sup>، ابراهیم قاسمی‌نژاد<sup>۲</sup> و افسانه ده‌بزرگی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

<sup>۲</sup>استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۸/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۰۷

## چکیده

سازند گورپی به ستبرای ۲۱۳ متر در برش کاور و ۱۵۸ متر در برش فرهادآباد در جنوب استان ایلام، متشکل از مارن با میان‌لایه‌های مارن آهکی و دارای دو عضو آهکی لופا و امام حسن به سن کمپاین میانی تا پالئوسن پسین برای بررسی‌های دقیق اقلیم دیرینه حاکم در زمان رسوب‌گذاری انتخاب و مطالعه شد. به این منظور از چگونگی نسبت روزن‌بران حساس به شرایط اکولوژیکی (e.s/e.g.) به انواع غیر حساس، داینوسیست‌های شاخص دما و گرده‌های گیاهی استفاده شد. این بررسی‌ها آب‌وهوای گرم و مرطوب با دو مرحله کاهش ناگهانی دما (در ابتدای ماستریختین و دانین) را تأیید می‌کند که با تغییرات ثبت شده با دیگر نقاط دنیا نیز همخوانی دارد.

**کلیدواژه‌ها:** دیرینه اقلیم، سازند گورپی، روزن‌بران، پالینومورف‌ها، حوضه زاگرس.

\*نویسنده مسئول: الهه زارعی

E-mail: ezarei@du.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

سازند گورپی در همه گستره زاگرس از شمال باختر تا جنوب خاور رخنمون‌های گسترده‌ای دارد و مطالعات مختلفی روی این سازند انجام شده است. این سازند بیشتر متشکل از آهک‌های مارنی، مارن و میان‌لایه‌های شیلی است که در گستره پهنای خود تغییراتی را از نسبت این سنگ‌شناسی‌ها نشان می‌دهد. به گونه‌ای که حوضه لرستان بیشتر مارن و شیلی و ناحیه فارس آهکی است (مطیعی، ۱۳۷۲).  
به منظور تعیین اقلیم دیرینه حاکم بر حوضه گورپی در حوضه لرستان در زمان انباشش، دو برش از این سازند در سوی عمود بر امتداد زاگرس انتخاب و نمونه‌برداری شد. برش کاور به ستبرای ۲۱۳ متر و برش فرهادآباد به ستبرای ۱۵۸ متر، هر دو متشکل از مارن با میان‌لایه‌های مارن آهکی و دارای دو عضو لופا (با سنگ‌شناسی سنگ‌آهک) و امام حسن با سنگ‌شناسی سنگ‌آهک‌های رس‌دار هستند و در حوضه لرستان در سویی عمود بر امتداد حوضه زاگرس قرار دارند. مطالعات زیست‌چینه‌ای انجام شده بر پایه داینوسیست‌ها و روزن‌بران پلانکتون مشخص کرده که در ناحیه مورد مطالعه سن سازند گورپی کمپاین میانی تا پالئوسن پسین است. با توجه به اینکه زاگرس بدون هر گونه فعالیت آذرین است و واحدهای سنگی آن از فسیل‌های مختلف اعم از میکروفسیل و ماکروفسیل غنی هستند؛ امکان مطالعه آن از دید چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی وجود دارد. از این رو جهت تعیین اقلیم دیرینه (paleoclimate) از داینوسیست‌ها، روزن‌بران، گرده‌های گیاهی و داده‌های ژئوشیمیایی استفاده شد.

نمونه‌های برداشت شده ۷۵ نمونه از برش کاور و ۱۲۴ نمونه از برش فرهادآباد مربوط به بخش‌های مختلف و سنگ‌شناسی‌های مهم به‌ویژه در محل تغییر سنگ‌شناسی برای انجام مطالعات پالینولوژیکی بر پایه روش استاندارد تراورس (Travers, 2007) آماده‌سازی شدند. بدین منظور ۵۰ گرم از هر نمونه را درون بشر پلاستیکی ریخته شد و پس از افزودن اسید کلریدریک و اسید فلوریدریک ۳۰ درصد و مراحل خنثی‌سازی به وسیله محلول سنگین کلرید روی ( $ZnCl_2$ ) جداسازی پالینومورف‌ها از مواد سنگین دیگر صورت گرفت. نمونه‌های به دست آمده توسط میکروسکوپ نوری مطالعه شدند.

## ۴- اندازه‌گیری کربن آلی و غیر آلی (TOC, TIC)

اندازه‌گیری ماده آلی (TOC) به وسیله دستگاه Leco RC-412 و بر پایه جذب  $CO_2$  است. این اندازه‌گیری در طی دو مرحله انجام می‌شود. در مرحله اول در شرایط اکسیژن‌دار و در دماهای گوناگون کربن آلی در محدوده دمایی ۳۵۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد به  $CO_2$  تبدیل می‌شود و در طول مرحله دوم کربنات در محدوده دمایی ۵۲۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد به کربن غیر آلی (TIC) تبدیل می‌شود. در طول این مراحل غلظت  $CO_2$  توسط دستگاه اندازه‌گیری می‌شود.

## ۵- نتایج

### ۵-۱. داینوسیست‌ها

پراکنندگی گسترده داینوسیست‌ها در عرض‌های جغرافیایی مختلف، نداشتن وابستگی به شرایط ژرفایی، ویژگی‌های ریخت‌شناسی خاص و عواملی از این دست سبب شده است که داینوسیست‌ها به عنوان فسیل‌های شاخص در تفاسیر محیطی و تغییرات آب‌وهوایی مورد استفاده قرار گیرند (Arai et al., 2000; Sluijs et al., 2005; Guasti et al., 2005). (Lentin and Williams (1980) نقشه‌ای از پراکنندگی داینوسیست‌های پریدینیوید شاخص‌عرض‌های جغرافیایی مختلف در زمان کمپاین- پالئوسن ارائه دادند. که شامل موارد زیر است (Sluijs et al., 2005; Arai et al., 2000; Guasti et al., 2005).

Malloy suite - شامل داینوسیست‌های شاخص محیط گرمسیری و نیمه‌گرمسیری (tropical-Subtropical) می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳). جنس‌های *Andalusiella*، *Cerodinium*، *Phelodinium*، *Senegalinium*، *Lejenucysta* اسپانیا، سنگال، گابون، برزیل و ونزویلا گزارش شده است (Prau, 2010).

### ۲- راه دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

برش چینه‌شناسی برش فرهادآباد در جنوب خاوری استان ایلام، در یال شمال خاور تاقدیس کبیرکوه، در ۵ کیلومتری باختر دره‌شهر در مجاورت روستای فرهادآباد جای دارد (شکل ۱). مختصات جغرافیایی این برش  $33^{\circ} 20' 32''$  E و  $47^{\circ} 20' 04''$  N است. برش چینه‌شناسی کاور در جنوب استان ایلام و جنوب تاقدیس اناران جای دارد (شکل ۱) و مختصات جغرافیایی آن  $31^{\circ} 31' 48''$  E و  $32^{\circ} 56' 13''$  N است.

### ۳- روش آماده‌سازی نمونه‌ها

۱۴۵ نمونه برای تهیه مقطع نازک بیشتر از نمونه‌های سخت از دو برش چینه‌شناسی انتخاب و مطالعه شد. مقاطع نازک تهیه شده به عنوان منابع اصلی استخراج اطلاعات سنگ‌نگاری و میکروپالئولوژی (روزن‌بران) مورد استفاده قرار گرفتند. از میان

(Abramovich and Keller, 2002; Adatte et al., 2002) از این گروه فرم‌هایی مانند *Planoglobulina*, *pseudotestularia*, *Rugoglobigerina*, *Heterohelicids* مانند *Heterohelix* در سازند گورپی یافت می‌شوند (شکل‌های ۲ و ۳). اینها خود را با تغییرات دمایی و با تغییر در اندازه و ستبرای پوسته با شرایط محیطی سازگار می‌کنند (Plate 1 fig, 13-18) (Li and Keller, 1999).

### ۳-۵. گروه‌های گیاهی

نوع و پراکندگی جغرافیایی گیاهان در کنترل عامل‌های مختلف از جمله عرض جغرافیایی، شرایط آب‌وهوایی، ارتفاع، و میزان بارش است (Dodd and Stanton, 1990; Nichols and Johnson, 2008). بنابراین، در زمین‌شناسی می‌توان از آنها برای تعیین آب‌وهوای گذشته (paleoclimatology) استفاده کرد. اسپورها و پولن‌ها که در حقیقت اندام تولیدمثل گیاهان هستند؛ معمولاً در سنگ‌های رسوب کرده به فراوانی یافت می‌شوند و می‌توانند با تعیین نزدیکی آنها و انتسابشان به گیاهان مادرشان در تشخیص و تعیین شرایط اقلیم دیرینه حاکم بر محیط‌های رسوبی مورد استفاده قرار گیرند. در نمونه‌های مورد مطالعه شماری میوسپور متعلق به ۱۲ جنس شناسایی شدند. این میوسپورها که نزدیکی آنها به گیاهانی مانند انواع سرخس واقعی (Peterophyta)، همچنین برخی از شاخه‌های گیاهی دیگر مانند لیکوفیتا (Lycophyta) و گروه‌هایی از بازدانگان (Gymnosperms) تعیین شده است؛ نشان‌دهنده پوشش گیاهی مناطق پیرامون محیط تشکیل نهشته‌های مورد مطالعه هستند. بررسی داده‌های موجود در مورد شرایط محیط زندگی نمونه‌های امروزی گیاهان یاد شده و همچنین فراوانی و پراکندگی آنها می‌تواند در بازسازی ویژگی‌های محیط تشکیل نهشته‌های سازند گورپی مورد استفاده قرار گیرد (شکل‌های ۲ و ۳). این میوسپورها به ترتیب فراوانی متعلق به سرخس‌ها، لیکوفیت‌ها و بازدانگان هستند که در ادامه به آنها اشاره می‌شود.

### ۴-۵. سرخس‌ها (Peterophyta)

این گیاهان امروزه بیشتر در مناطق استوایی و نیمه‌استوایی و آب‌وهوای گرم و مرطوب دیده می‌شوند. میوسپورهای منتسب به گروه‌های مختلف سرخس‌ها مانند شیزاسه‌آ (Schizaeaceae)، اسمونداسه‌آ (Osmundaceae)، دیپتریداسه‌آ (Dipteridaceae)، دیکسونیاسه‌آ (Dicksoniaceae)، سیانسه‌آ (Cyatheaceae)، گلینکیاسه‌آ (Gleicheniaceae) و ماتونیاسه‌آ (Matoniaceae) در نهشته‌های سازند گورپی در برش‌های مورد مطالعه با فراوانی پایینی وجود دارند. از میوسپورهای منسوب به خانواده شیزاسه‌آ (Schizaeaceae) در سازند گورپی می‌توان به *Cicatricosisporites*, *Cyathidites*, *Converucosisporites* نزدیکی اسپورهایی مانند *Dictyophyllidites*, *Gleichenioidites*, *Cyathidites* و *Kyrtomsporites* به خانواده گلینکیاسه‌آ (Gleicheniaceae) و میوسپور *Verrucosisporites* به خانواده Osmundaceae و میوسپورهایی مانند *Dictyophyllidites*, *Concavissimisorites*, *Cyathidites* به خانواده دیکسونیاسه‌های (Dicksoniaceae) نسبت داده شده است (Balme, 1995; Dettmann and Clifford, 1992; Skog and Dilcher, 1994; Watson and Alvin, 1996) (Plate 1 fig, 1, 3-6).

### ۵-۵. لیکوفیتا (Lycophyta)

این گیاهان نقش مهمی در پوشش گیاهی زمین در دینین و اوایل کربنیفر داشتند. گونه‌های مختلف *Lycopodium* بیشتر در زیستگاه‌هایی شبیه سرخس‌ها (بیشتر در نواحی استوایی و برخی در مناطق معتدل) زندگی می‌کنند (Balme, 1995). میوسپور منتسب به این گروه در نمونه‌های مورد مطالعه شامل *Camarozonosporites* و *Retitrites* است.

### ۶-۵. بازدانگان (Gymnosperms)

بازدانگان یکی از گروه‌های مهم گیاهان دارای دانه (Seed plants) را تشکیل می‌دهند؛ مخروطیان (Coniferophyta) و ژینکوفیتا (Ginkgophyta) از گروه‌های مهم بازدانگان هستند که از اواخر پالئوزویک ظاهر شدند و امروزه نیز نمونه‌هایی

Brinkhuis and Biffi, 1993; Brinkhuis and Zachariasse, 1988; (Lentin and Williams 1980; Sluijs and Brinkhuis, 2005).

**Williams suite**: شاخص محیط گرم و معتدل (warm-temperate) است (Prauss, 2010; Lentin and Williams, 1980; NQhr-Hansen and Dam, 1999; Sluijs et al., 2005). داینوسیت‌های پریدینوئید چون *Alterbidinium* و *Chatangiella* (تاکسهای کوچک)، *Trithyrodinium*, *Spinidinium* معمولاً در بخش خاورکانادا، آمریکا، فرانسه، گزارش شده است. همچنین از مرکز و شمال اروپا (Kirsch, 1991; NQhr-Hansen and Dam, 1999)، فرانسه (Foucher, 1979)، ساحل آتلانتیک آمریکا و بخش جنوبی دریای شمال نیز (Powell, 1992) گزارش شده است.

**Mcintyre suite**: شامل *Laciniadinium* و *Chatangiella* (بزرگ) می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳). این گروه به فراوانی از دریای شمال گزارش شده است (Prauss, 2010; Lentin and Williams 1980; Sluijs et al., 2005).

**Helby suite**: از مرز میان کمپاین-ماستریشتن از نیم کره جنوبی گزارش شده و نشان‌دهنده یک شرایط سرد است (Prauss, 2010; Lentin and Williams 1980; Sluijs et al., 2005) (Plate 1 fig, 7-12).

افزون بر آن افزایش نسبی نسبت داینوسیت‌های راسته پریدینوئید به گونیاکویید مطابق با افزایش دامست (Prauss, 2010; Powell et al., 1992). از آنجا که راسته پریدینوئید به غیر از تغییرات دمایی به میزان مواد غذایی حساس هستند؛ برای تفکیک اثر دما (افزایش دما) از افزایش میزان تولید، این نسبت با میزان کربن آلی TOC در رسوبات مقایسه شد. افزایش راسته پریدینوئید به همراه افزایش کربن آلی نشان‌دهنده افزایش میزان تولید (paleoproductivity) و در غیر این صورت افزایش آن متأثر از افزایش دمای سطح آب است (Schlager, 1999). همچنین بسیاری از پژوهشگران از میان داینوسیت‌های راسته گونیاکویید که از داینوسیت‌های مقاوم در برابر تغییرات شرایط محیطی هستند؛ جنس‌های *Impagidinium* و *Spiniferites* را شاخص محیط‌های آب گرم معرفی کرده‌اند (Prauss, 2010). از آنجا که جنس *Spiniferites* به غیر از شرایطی دمایی به تغییرات ژرفایی نیز وابسته است (Prauss, 2010)؛ این جنس با نسبت پالینومورف‌های خشکی به دریایی (CON/MAR) و گوناگونی و فراوانی داینوسیت‌ها مقایسه شد. فراوانی جنس *Spiniferites* اگر همراه با افزایش گوناگونی و فراوانی داینوسیت‌ها و کاهش نسبت پالینومورف‌های خشکی به دریایی باشد؛ نشان‌دهنده گرم شدن سطح آب است (Prauss, 2010).

### ۲-۵. انواع روزن‌بران پلانکتون (e.s/e.g)

روزن‌بران پلاژیک در میان موجودات زنده دریایی، فراوانی خوبی در هر دو محیط کم‌ژرفا و ژرفا دارند. در هر ژرفای مشخص و معینی از محیط پلاژیک نوع‌های خاص از روزن‌بران پلانکتون دیده می‌شود. یک گروه از روزن‌بران پلانکتون شامل روزن‌بران حساس به تغییرات شرایط اکولوژیکی (ecological specialists) هستند که به اختصار با e.s نشان داده می‌شوند. بیشتر این گروه در محیط‌های گرمسیری و نیمه‌گرمسیری زندگی می‌کنند و تحمل کمی در برابر تغییرات دما، اکسیژن و شوری دارند (Abramovich and Keller, 2002). این موجودات زنده معمولاً در ژرفای ترموکلاین (thermocline) در شرایط پایدار بوم‌شناختی زندگی می‌کنند. از گونه‌های شاخص این گروه که در سازند گورپی یافت شده اند می‌توان به *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana arca*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncana ventericosa*, *Gansserina gansseri* اشاره کرد. در برابر آن، گروه دیگری از روزن‌بران پلانکتون هستند که به شرایط بوم‌شناختی چندان حساس نیستند و تغییرات شرایط محیطی (ناشی از دما، اکسیژن، شوری) را به خوبی تحمل می‌کنند. این گروه دارای اندازه کوچک، ریخت‌شناسی ساده و پوسته نازک و پوری‌توییک هستند و از فرم‌های غیر حساس در برابر شرایط محیطی (ecological generalist) به شمار می‌روند که به اختصار با e.g نشان داده می‌شوند

چون *Spiniferites*, *Impagidinium* دیده می‌شود. کاهش تعداد روزن‌بران حساس به شرایط بوم‌شناختی (e.s.) و افزایش روزن‌بران غیر حساس (e.g.) با اندازه کوچک و پوسته نازک به همراه کاهش میزان کربنات کلسیم (TIC) نشان‌دهنده کاهش دما در ابتدای ماستریشتین است. افزایش قابل توجهی از نسبت داینوسیست‌های پریدینیوید به گونیاکویید (P/G) به‌ویژه *Deflandera* به همراه افزایشی از نسبت TOC و حضور فسفات و گلوکونیت می‌تواند نشان از جریان‌های بالارونده (upwelling) داشته باشد که آب‌های سرد غنی از مواد غذایی را به سطح آورده است.

– **مرحله سوم:** از تغییرات آب‌وهوایی که محدوده ابتدا تا انتهای ماستریشتین را دربر می‌گیرد که همراه با افزایش داینوسیست‌های آب گرم چون *Spiniferites*, *Impagidinium* و افزایش نسبت داینوسیست‌های پریدینیوید به گونیاکویید (P/G) همراه با کاهش TOC در این محدوده زمانی است. افزایش روزن‌بران حساس به شرایط بوم‌شناختی (e.s.) و حضور میوسپورهای *Punctatosponges*, *Gleichenioidites*, *Contignisporites* متعلق به سرخس‌ها مؤید یک اقلیم گرم و مرطوب است (شکل‌های ۲ و ۳).

– **مرحله چهارم:** پس از مرز کرتاسه- ترشیری یعنی اینتروال کوچکی از دانین را دربر می‌گیرد. همراه با انقراض روزن‌بران حساس به شرایط بوم‌شناختی (e.s.) و افزایش گونه‌های فرصت‌طلب (e.g.) با اندازه کوچک رخ می‌دهد. این شرایط با افزایش ناگهانی کوچکی از داینوسیست‌های پریدینیوید متعلق به سایت Malloy شاخص محیط گرم‌میسری و نیمه‌گرم‌میسری (tropical-subtropical) در نمونه‌ها دیده می‌شود. نکته قابل توجهی که در این اینتروال در هر دو برش چینه‌شناسی سازند گورپی دیده می‌شود؛ حضور میوسپور *Ephedripites* متعلق به گروه بازدانگان است که امروزه در نواحی سرد و بیابانی یافت می‌شوند (Nichols and Johnson, 2008). بنابراین می‌تواند شاخصی از اقلیم‌های سرد و خشک باشد. این شواهد به همراه حضور فسفات و گلوکونیت به‌ویژه در برش کاور می‌تواند تأیید کننده کاهش دما در این برهه از زمان باشد (شکل‌های ۲ و ۳).

– **مرحله پنجم:** محدوده‌ای میان دانین انتهایی تا ابتدای شیل‌های ارغوانی سازند پایده را دربر می‌گیرد. همراه با افزایش داینوسیست‌های شاخص آب گرم چون *Impagidinium* و کاهش نسبت داینوسیست‌های پریدینیوید به گونیاکویید (P/G) است. این شرایط به همراه کاهش پالینومرف‌های خشکی به دریایی و افزایش میوسپورهای متعلق به شاخه سرخس‌ها و فراوانی روزن‌بران (e.s.) چون انواع *Morozovella* و ... نشان‌دهنده بازگشت شرایط گرم و مرطوب در بخش‌های زیرین سازند گورپی است.

#### ۸- مقایسه تغییرات آب‌وهوایی سازند گورپی با دیگر نقاط دنیا

سازند گورپی از دید زمانی متعلق به کرتاسه بالاست. این دوره به عنوان یکی از هفت مرحله گرم زمین شناخته می‌شود که دوره بالا آمدن سطح آب دریا و گسترش سکوه‌ای نوع رمپ می‌داند (Huber et al., 1999). بررسی نقشه‌های جغرافیایی دیرینه در زمان‌های مختلف نشان می‌دهد که صفحه عربی از دوره سیلورین مهاجرت خود را به سوی شمال آغاز کرده و در طی کرتاسه بالایی (کمپاین- ماستریشتین) به مناطق استوایی- نیمه‌استوایی می‌رسد. همه شواهد یاد شده در مقالات و نشریات مختلف نشان دهنده چیرگی آب‌وهوای گرم و مرطوب در طی کرتاسه بالا بر صفحه عربی است. گسترش نیافتن رسوبات تبخیری و سیمان‌های مربوط به مناطق گرم و خشک که در دوره پرمین، تریاس و ژوراسیک فراوان بوده است نیز این امر را تأیید می‌کند (Huber et al., 1999). بنابراین با در نظر گرفتن موقعیت احتمالی سازند گورپی در صفحه عربی می‌توان شرایط گرم و مرطوب مناطق استوایی و نیمه‌استوایی را، در زمان نهشته شدن سازند گورپی در نظر گرفت. کاهش دما در زمان کمپاین- ماستریشتین در بسیاری از نقاط دنیا چون تونس، فرانسه، آلمان، آمریکا و ... نیز گزارش شده است (Prau, 2010; Brinkhuis and Biffi, 1993; Addat et al., 2002; Abramovich and Keller, 2002).

از آنها در بیشتر مناطق مختلف دنیا میان عرض‌های ۷۲ درجه شمالی تا ۵۵ درجه جنوبی می‌رویند (سعیدی، ۱۳۸۲). نمونه‌هایی از میوسپورهای تولید شده در مرز کرتاسه- ترشیری شامل *Ephedripites* در پالینوفلورای مورد مطالعه یافت شده که متعلق به Ginkgophyta است (Plate 1 fig. 2).

#### ۶- سنگ‌شناسی و کانی‌های اتوزن

نوع سنگ‌شناسی و حضور کانی‌های اتوزن می‌تواند نشان‌دهنده محیط رسوب‌گذاری و تغییرات دمایی باشد. معمولاً نسبت ذرات کربنات کلسیم با افزایش ژرفای آب کاهش می‌یابد. این کاهش معمولاً در ژرفایی به نام ژرفای لیسوکلاین یا پهنه انحلال کربنات کلسیم رخ می‌دهد. افزایش انحلال کربنات کلسیم از سطح لیسوکلاین به علت تراکم بالای گاز کربنیک است که سبب ایجاد محیط اسیدی می‌شود. سرد شدن آب‌وهوا سبب کاهش ژرفای پهنه لیسوکلاین، نزدیک شدن آن به سطح آب و قرارگیری آن در ژرفای کمتری می‌شود (Grant Gross, 1987). در چنین حالتی امکان اسیدی شدن محیط و انحلال کربنات کلسیم در ژرفای کمتر فراهم می‌شود. همچنین کانی‌های اتوزن نمایش‌دهنده محیط رسوب‌گذاری و تغییرات دمایی هستند (Mutterlose and Ruffell, 1999). برخی از این کانی‌ها، مانند گلوکونیت و فسفات که فراوانی قابل ملاحظه‌ای در سازند گورپی دارند، خاص محیط‌های دریایی هستند و گسترش آنها به ژرفای و دمای آب بستگی دارد. گلوکونیت در آب‌های سردتر میان ژرفاهای ۱۰ تا ۲۰۰۰ متری تشکیل می‌شود (Grant Gross, 1987). فسفات در محیط‌های دریایی و در مناطقی که بالاآمدگی آب در فلات قاره بر اثر چرخش‌های اقیانوسی صورت می‌گیرد تشکیل می‌شود. در این مناطق میزان مواد آلی زیاد و میزان اکسیژن کم است (محیط احیایی)؛ که سبب تشکیل فسفات می‌شود (Grant Gross, 1987; Mutterlose and Ruffell, 1999). فسفات هر چند که در محیط‌های دریایی به مقدار ناچیزی وجود دارد اما در شرایط Eh و PH خاص و در محیط‌های به نسبت عاری از رسوب کربنات کلسیم تجمع خواهد کرد (Mutterlose and Ruffell, 1999; Grant Gross, 1987; Pailler and Bard, 2002). بررسی نوع سنگ‌شناسی و کانی‌های اتوزن در سازند گورپی نشان‌دهنده حضور فسفات و گلوکونیت و کاهش کربنات کلسیم (کاهش TIC) در ابتدای ماستریشتین و مرز کرتاسه- ترشیری است.

#### ۷- بحث

در مجموع بر پایه همه شواهد ثبت شده در دو برش مورد مطالعه می‌توان ۵ مرحله تغییرات آب‌وهوایی را برای سازند گورپی در نظر گرفت (شکل‌های ۲ و ۳).

– **مرحله اول:** از قاعده سازند گورپی به سن کمپاین میانی تا ابتدای ماستریشتین را در برمی‌گیرد. گوناگونی فراوانی بالایی از داینوسیست‌ها، کاهش پالینومرف‌های خشکی و حضور داینوسیست‌های شاخص آب گرم *Impagidinium* sp, *Spiniferites* sp, *Tirthydimium* (williams suite) در این مرحله دیده می‌شود. نسبت داینوسیست‌های پریدینیوید به گونیاکویید و نسبت داینوسیست‌های پریدینیوید شاخص محیط گرم (williams suite) به داینوسیست‌های پریدینیوید شاخص محیط گرم‌میسری و نیمه‌گرم‌میسری بالاست. مطالعه میوسپورهای سازند گورپی در این زمان و تعیین نزدیکی گونه‌ها نشان‌دهنده نزدیکی آنها به سرخس‌ها (*Verrucosporites*, *Converrucosporites*, *Concavissimsporites*, *Cyathidites*, *Gleichenioidites*, *Contignisporites*, ...) و لیکوفیت (*Retitritele*) است که یک محیط گرم و مرطوب را تا انتهای کمپاین نشان می‌دهد. همچنین فراوانی روزن‌بران حساس (es) نیز تأیید کننده چنین شرایطی است. حضور ماکروفسیل‌های بزرگی با پوسته ستر آهکی چون لופا (lopha) و خارپوست، جلبک‌های سبز و بربوزوآ نشان‌دهنده تداوم گرما تا ابتدای ماستریشتین است.

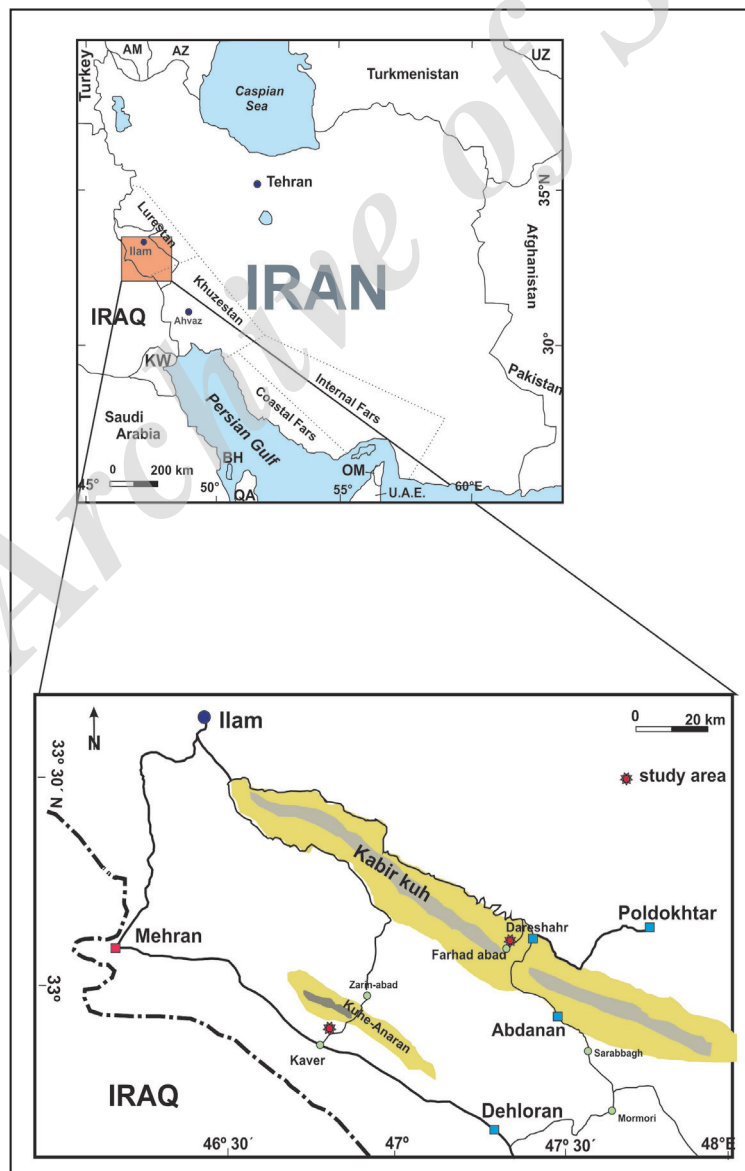
– **مرحله دوم:** تغییرات آب‌وهوایی در شیل‌های سیاه رنگ ابتدای ماستریشتین است. این مرحله هر چند که بسیار کوتاه است؛ اما کاهش داینوسیست‌های آب گرم

Brinkhuis et al., 1998; Brinkhuis and Biffi, 1993; (Brinkhuis and Zachariasse, 1988).

### ۹- نتیجه‌گیری

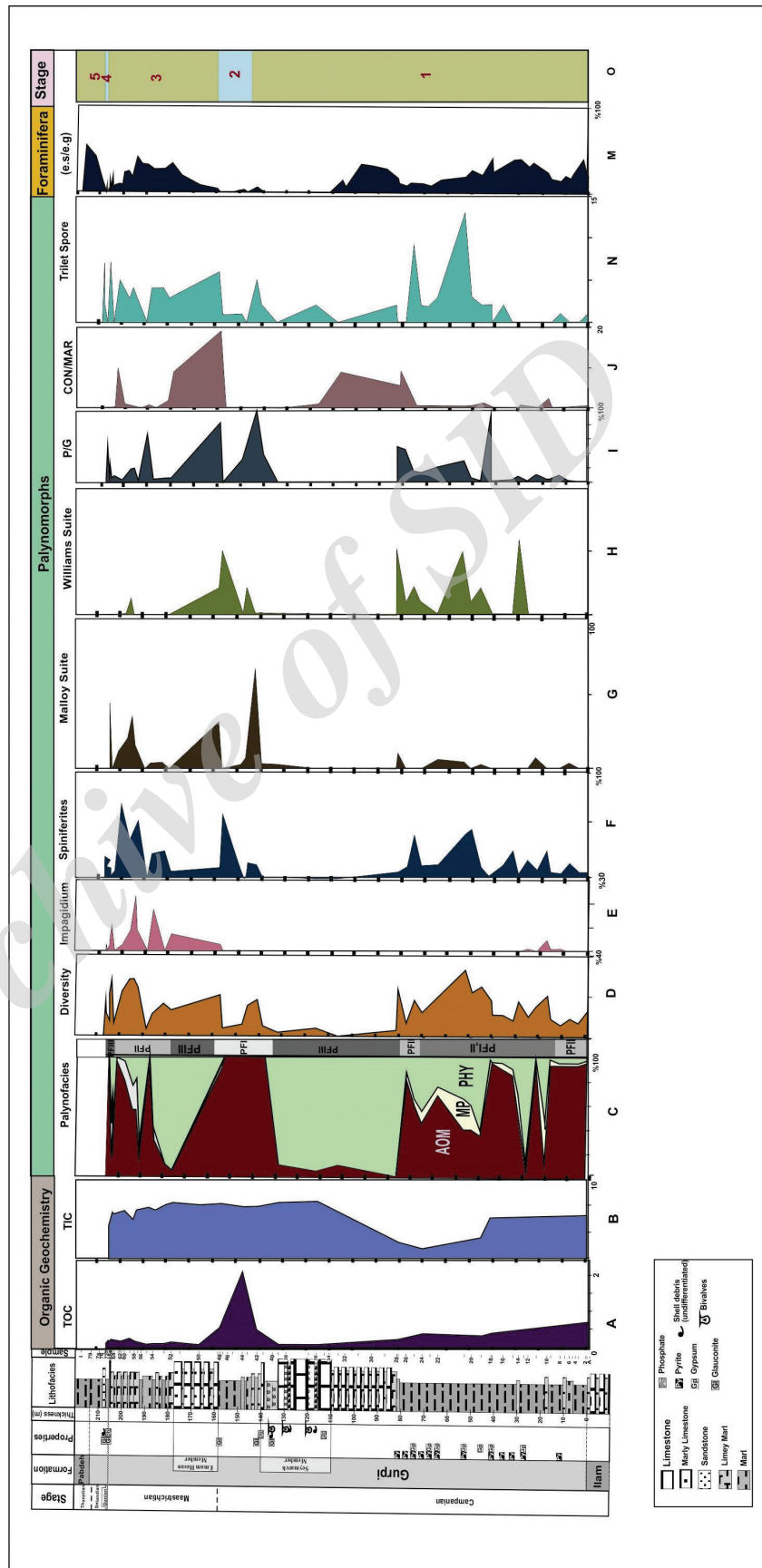
برای تعیین اقلیم دیرینه (paleoclimate) از نسبت روزن‌بران حساس به غیر حساس به شرایط بوم‌شناختی (e.s/e.g)، داینوسیست‌های شاخص دما و گرده‌های گیاهی (از راه نسبت دادن آنها به گیاه مادر) استفاده شد. بر پایه حضور داینوسیست‌های شاخص آب گرم، گوناگونی و فراوانی بالایی از داینوسیست‌ها، افزایش نسبت داینوسیست‌های پریدینیوئید به گونیاکویید (P/G)، همچنین فراوانی روزن‌بران حساس به تغییرات شرایط بوم‌شناختی (e.s) و حضور میوسپورهای متعلق به سرخس‌ها می‌توان یک محیط گرم و مرطوب در زمان نهشته شدن سازند گورپی در نظر گرفت. اما کاهش داینوسیست‌های آب گرم چون *Spiniferites*, *Impagidinium*، کاهش شمار روزن‌بران حساس به شرایط بوم‌شناختی (e.s) و افزایش روزن‌بران غیر حساس (e.g) با اندازه کوچک و پوسته نازک به همراه کاهش میزان کربنات کلسیم (TIC) و حضور میوسپور *Ephedripites* متعلق به اقلیم‌های سرد و خشک دو مرحله کاهش دما در یک اینتروال زمانی کوتاه را در ابتدای ماستریختین و دانین تأیید می‌کند که با تغییرات ثبت شده دیگر نقاط دنیا نیز همخوانی دارد.

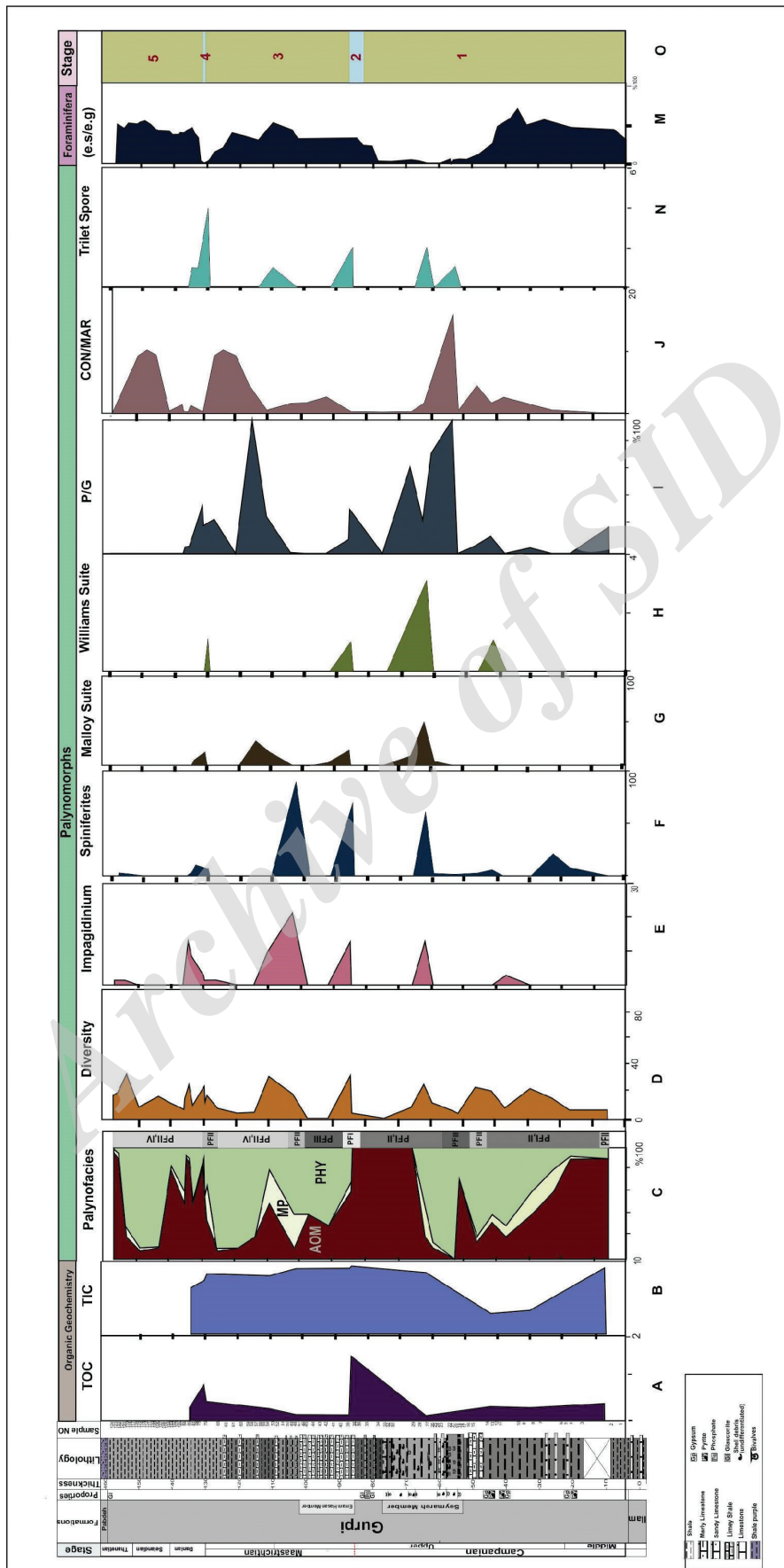
در انتهای ماستریشتین به دنبال یک گرم‌شدگی که در اثر فعالیت آتشفشان‌ها و اثر گلخانه‌ای گاز  $CO_2$  ایجاد می‌شود (Keller et al., 2002). کاهش ناگهانی دما در مرز کرتاسه- ترشیری رخ می‌دهد که سبب انقراض بسیاری از زیای دریایی و خشکی می‌شود. تحولاتی که در این مرز رخ می‌دهد سبب انقراض روزن‌بران پلاژیک محیط ژرف و حساس به شرایط بوم‌شناختی (e.s) می‌شود (Li and Keller, 1999; Abramovich and Keller, 2002). هر چند در برخی از فرم‌ها چون داینوسیست‌ها انقراض رخ نمی‌دهد؛ اما جایگزین شدن داینوسیست‌های آب سرد به جای فرم‌های آب گرم و سپس مهاجرت زیبا از عرض جغرافیایی بالا به سوی مناطق استوایی را دربر دارد (Brinkhuis et al., 1998; Brinkhuis and Biffi, 1993; Brinkhuis and Zachariasse, 1988). مطالعات مختلفی که توسط افراد مختلف روی روزن‌بران و پالینومورف‌ها و پالینوفلورای کرتاسه بالا در نقاط مختلف دنیا به‌ویژه در شمال، خاور و مرکز اروپا انجام شده است؛ دو مرحله کاهش دما را در مرز کمپانین- ماستریشتین و مرز کرتاسه- ترشیری تأیید می‌کند؛ مطابق با آنچه که در دو برش از سازند گورپی دیده شده است (Li and Keller, 1999; Abramovich and Keller, 2002; Keller et al, 2002; Prauss, 2010; NQhr-Hansen and Dam, 1999; Lentin and Williams, 1980; Sluijs et al., 2005; Arai et al., 2000; Guasti et al., 2005;



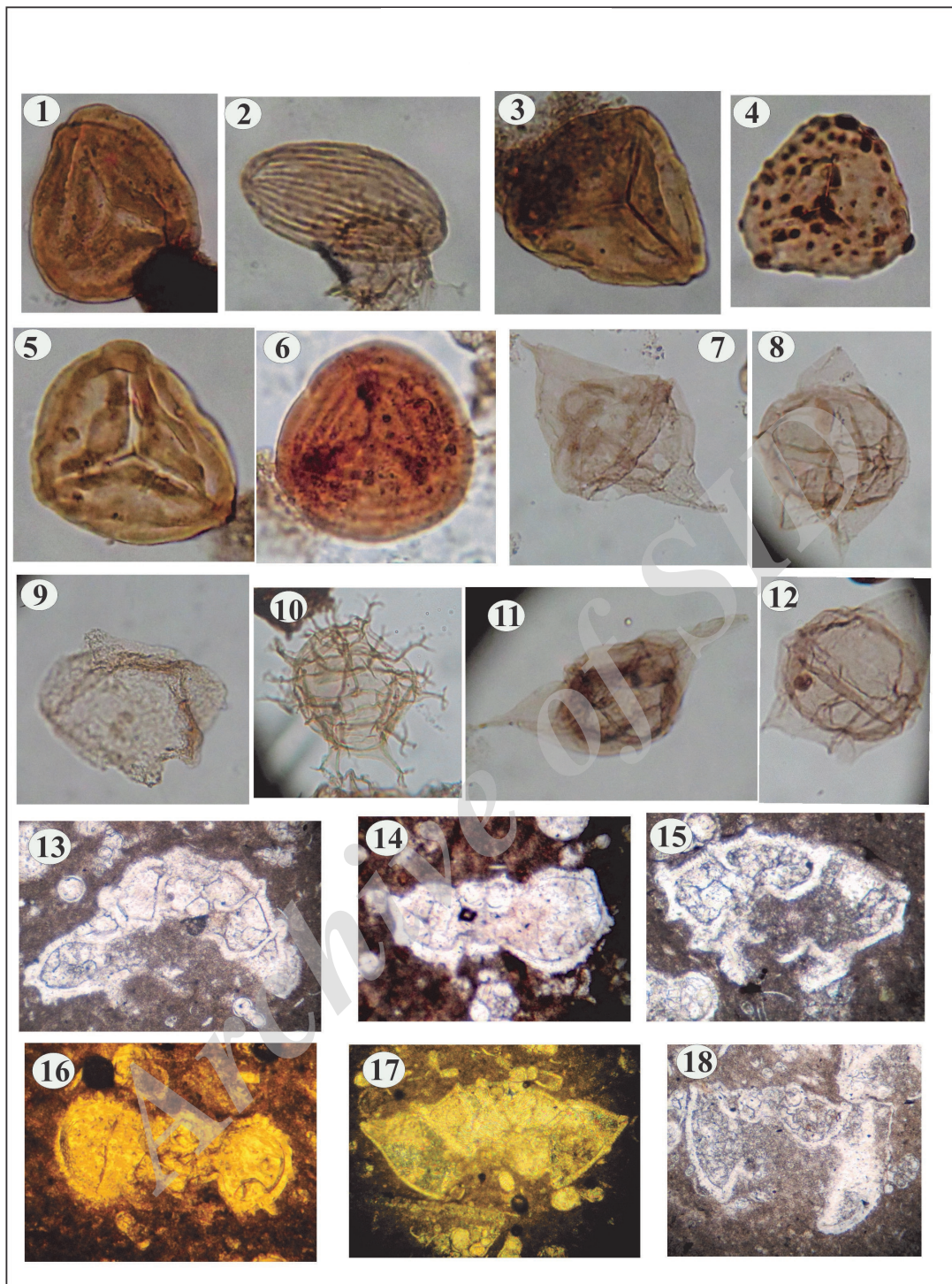
شکل ۱- موقعیت و راه دست‌یابی به برش‌های مورد مطالعه.

شکل ۲- بررسی اقلیم دیرینه در برش چینه‌شناسی کاور از سازند گورپی بر پایه تغییرات از روزن‌بران، پالینومورف‌ها و داده‌های ژئوشیمی آلی؛ (A) TOC مقدار کربن آلی؛ (B) TIC مقدار کربن غیر آلی؛ (C) منحنی مربوط به نسبت درصد سه گروه اصلی از عناصر پالینولوژیکی (مواد آمورف: AOM؛ پالینومورف دریایی: MP؛ پالیئوماسرال: PH)؛ (D) منحنی مربوط به نسبت درصد تنوع داینوسیست‌ها؛ (E و F) منحنی مربوط به نسبت درصد داینوسیست *Spiniferites* و *Impagidinium*؛ (G) منحنی مربوط به نسبت درصد داینوسیست‌های پریدینوئید مرتبط به سایت Malloy؛ (H) منحنی مربوط به نسبت درصد داینوسیست‌های پریدینوئید مرتبط به سایت Williams؛ (I) منحنی مربوط به نسبت درصد داینوسیست‌های پریدینوئید به گونیاکویید (P/G)؛ (J) منحنی مربوط به نسبت درصد پالینومورف‌های خشکی به دریایی (CON/MAR)؛ (N) منحنی مربوط به نسبت درصد اسپورهای ترالی‌ت‌دار وابسته به گروه سرخس‌ها؛ (M) منحنی مربوط به نسبت درصد روزن‌بران پلاژیک حساس به غیر حساس به شرایط اکولوژیکی؛ (O) ۵ مرحله تغییرات آب‌وهوایی در برش چینه‌شناسی کاور سازند گورپی.





شکل ۳- بررسی اقلیم دیرینه در برش چینه‌شناسی فرهادآباد از سازند گورچی بر پایه تغییرات از روزن‌بران، پالینومورف‌ها و داده‌های ژئوشیمی آلی.



**Plate1**

1-12: Palynomorphs from the Gurpi formation. All images  $\times 480$  1-*Gleicheniidites senonicus* Ross emend. Skarby, 1964; Proximal focus. 2-*Ephedripites* sp., Median focus. 3-*Dictyophyllidites mortonii* (de Jersey) Playford and Dettmann, 1965; Proximal foci. 4-*Converrucosisporites pricei* McKellar, 1988; Proximal focus. 5- *Kyrtomisporites speciosus* Mädler, 1964; Proximal focus. 6-*Cicatricosisporites* sp.; Median focus. *Cyathidites australis* Couper, 1953; Proximal focus. 7- *Alterbidinium acutum* Wilson, 1967. 8- *Senegalinium obscurum* (Drugg) Stover and Evitt 1978. 9- *Trithyrodinium evittii*, Drugg 1967. 10- *Spiniferites ramosus* Ehrenberg, 1838. 11- *Andalusiella mauthei* Riegel, 1974. 12- *Chatangiella victoriensis* Cookson and Manum, 1964. 13- *Contusotruncana contusa* Cushman, 1928, Axial section,  $\times 100$ . 14- *Globotruncana bulloides* Vogler, 1941, Axial section,  $\times 100$  15 – *Globotruncana ventricosa* White, 1982, Axial section,  $\times 100$  16- *Rugoglobigerina rugose* Plummer, 1926, Axial section,  $\times 100$  17- *Globotruncanita stuarti*, De lapparent, Axial section,  $\times 100$  18- *Gansserina gansseri* Robaszynski and Caron, Axial section,  $\times 100$ .

## کتابنگاری

سعیدی، ح.، ۱۳۸۲- سیستماتیک گیاهی (دیدگاهی تبار شناختی)، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد صنعتی اصفهان، ۵۰۰ ص.  
 مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

## References

- Abramovich, S. and Keller, G., 2002- High stress late Maastrichtian paleoenvironment : inference from planktonic foraminifera in Tunisia. *Paleo III*, 178, 145-164.
- Adatte, T., Keller, G. and Stinnesbeck, W., 2002- Late cretaceous to early Paleocene climate and sea –level fluctuations: The Tunisia record. *Paleo III*, 178, 165-196.
- Arai, M., Neto, J. B., Lana, C. C. and Pedrao, E., 2000- Cretaceous dinoflagellate provincialism in Brazilian marginal basins. *Cretaceous Research*, 21, 351-366.
- Balme, B. E., 1995- Fossil in situ spores and Pollen grains: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87 (2-4): 85-323; Amsterdam.
- Brinkhuis, H. and Biffi, U., 1993- Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Eocene/Oligocene transition in central Italy. *Marine Micropaleontology*, 22, 131-183.
- Brinkhuis, H., Bujak, J. P., Smit, J., Versteegh, G. J. M. and Visscher, H., 1998- Dinoflagellate-based sea surface temperature reconstructions across the Cretaceous –tertiary boundary. 141,67-83.
- Brinkhuis, H. and Zachariasse, W. J., 1988- Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifera across the Cretaceous-Tertiary boundary at El Haria, northwest Tunisia; *Marine Micropaleontology*. 13, 153-191.
- Dettmann, M. E. and Clifford, H. T., 1992-Phylogeny and biogeography of *Ruffordia*, *mohria* and *Anemia* (Schizaeaceae) and *Ceratopteris* (Pteridaceae): evidence from in situ and dispersed spores, *Alcheringa*, 16: 269-314.
- Dodd, J. R. and Stanton, Jr. R. S., 1990- *Paleoecology: concepts and applications*. 2nd ed., Wiley, New York: 501pp.
- Foucher, J. C., 1979 -Distribution stratigraphique des kystes de Dinoflagelles et des Acritarches dans le Cretace Superieur du Bassin de paris et de Europe septentrional. *Paleontogr*, B, 169, 130-780.
- Grant Gross, M., 1987- *Oceanography a view of the earth*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 426p.
- Guasti, E., Kouwenhoven, T. J., Brinkhuis, H. and Speijer, R., 2005- Paleocene sea level and productivity changes at the southern Tethyan margin (El Kef, Tunisia). *Marine Micropaleontology*, 55, 1-17.
- Huber, B. T., Norris, R. D. and MacLeod, K. G., 1999- Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous, *Geology*, 30, 123– 126, 2002.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Luciani, V., Karoui-Yaakoub, N. and Zaghbi-Turki, D., 2002- Paleocology of the cretaceous-Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera. *Paleo III*, 178, 257-297.
- Kirsch, K. H., 1991- Dinoflagellaten-Zysten aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern. *Münchner Geowiss. Abh., Reihe A, Geol. Palaeontol.*, 22: 1306.
- Lentin, J. K. and Williams, G. L., 1980- Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniacean: *American Association of stratigraphic Palynologists, Contribution Series* 7, 47 PP.
- Li, L. and Keller, G., 1999- Variability in Late Cretaceous climate and deep water: evidence from stable isotopes. *Marine Geology* 161, 171-190.
- Mutterlose, J. and Ruffell, A., 1999- Milankovitch-scale paleoclimate changes in pale-dark bedding rhythms from the Early Cretaceous (Hauterivian and Barremian) of eastern England and northern Germany. *Paleo III*, 154, 133-160N.
- Nichols, D. J. and Johnson, K. R., 2008- *Plants and the K-T Boundary*. Cambridge University Press. 280 P.
- NQhr-Hansen, H. and Dam, G., 1999- *Trithyrodinium evitti* Drug 1967 and *T.fragile* Davey 1969 and artificially split of one dinoflagellate cyst species – Stratigraphic and Paleoenvironmental importance. *Grana* 38, 125-133.
- Pailler, D. and Bard, E., 2002- High frequency Palaeocenographic change during the past 140000 Yr recorded by the organic matter in sediment of the Iberian Margin. *Paleo* 3, 181, 431-452.
- Powell, A. J., 1992- Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. In Powell, A.J. (Ed.), *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*: London (Chapman and Hall), 155-251.
- Prauss, M., 2010- Marine palynology of upper Maastrichtian to lowermost Danian strata from the Mullinax-1 Core, Brazos River, Texas, USA, - Evidence for Palaeoenvironmental changes. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 283, 195- 215.
- Schlager, W., 1999- Sequence stratigraphy of carbonate rocks; *The Leading Edge, Geologic column*: 901-907.
- Skog, J. E. and Dilcher, D. L. 1994- Lower vascular plants of the Dakota Formation in Kansas and Nebraska, U.S.A. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 80: 1-18.
- Sluijs, A., Pross, J., Brinkhuis, H., 2005- From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Pleogene. *Earth-Science Reviews*, 68, 281-315.
- Traverse, A., 2007- *Paleopalynology (Second Edition)*, Springer, 813 pp.
- Watson, J. and Alvin, K. L., 1996- An English Wealden floral list, with comments on possible environmental indicators. *Cretaceous Research*, 17: 5-26.



## Paleoclimate changes recorded in Gurpi Formation in south of Ilam based on Playnomorphs and Foraminifera

E. Zarei<sup>1\*</sup>, E. Ghasemi-Nejad<sup>2</sup> and A. Dehbozorgi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

<sup>2</sup>Professor, Geological School, Tehran University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Ghazvin, Iran

Received: 2016 November 01

Accepted: 2017 February 25

### Abstract

The Gurpi Formation was studied from different aspects at two sections, Farhadabad and Kavar, in southwest and southeast of Ilam where it is composed of 205 m and 158 m of grey to blue marl and shale beds and occasionally thin beds of argillaceous limestones with two formal members of Seymareh (Lopha) and Emam-Hassan. In order to reconstruct paleoclimate during depositional course of the formation, paleontological and palynological data (ratio of specialist to generalist foraminifera (e.s/e.g) and warm-temperate waters dinocysts and spore and pollen grains) were used statistically. The results show that the Gurpi Formation is mainly deposited in a warm-humid climate with two sharp decreases happening in temperature in early Maastrichtian and Danian.

**Keywords:** Paleoclimate change, Gurpi Formation, Foraminifera, Playnomorphs, Zagros basin.

For Persian Version see 245 to 252

\*Corresponding author: E. Zarei; E-mail:ezarei@du.ac.ir