

افت سطح دریا، تغییرات محیط دیرینه و واکنش‌های زیستی مرتبط در مرز گوادالوپین - لوپینگین در جنوب غرب، شمال و مرکز ایران

سکینه عارفی فرد

دانشیار چینه نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، لرستان

Email: arefi.s@lu.ac.ir

چکیده

رسوبات کپیتانین تا وچیاپینگین در زاگرس (جنوب غرب ایران)، البرز (شمال ایران) و مرکز ایران اطلاعات مهمی درباره انقراض انتهای گوادالوپین ارائه می‌دهند. بر اساس ویژگی‌های لیتولوژیکی در بخش‌های مطالعه شده، مرز گوادالوپین-لوپینگین (G-LB) می‌تواند به سه واحد تقسیم شود: واحد کپیتانین، واحد یا اینتروال آخرین افقهای کپیتانین (یعنی رسوبات در بالاترین بخش‌های لایه‌های کپیتانین) و واحد وچیاپینگین. افق G-LB در قاعده رسوبات وچیاپینگین بر اساس اولین ظهور فسیل‌های فرامینیفرهای کوچک از پرمین انتهای مشخص می‌شود. واحد کپیتانین در شرایط ساب تایدال تشکیل شده، اما بالاترین افقهای کپیتانین در زون اینترتایدال بوده است. واحد وچیاپینگین نشان‌دهنده بازگشت شرایط ساب تایدال است. در راس سازند روته در البرز شرایط تحت اتمسفری منجر به تشکیل افق لاترایت/بوکسیت شده و با رسوبات قاره دنبال شده است. تغییرات کلی فسیلی در فاصله مرز G-LB در برشهای مورد مطالعه نشان‌دهنده کاهش سطح دریا در اطراف G-LB است که در پایین‌ترین سطح خود در برش روته قرار داشته است. کاهش و از بین رفتن بیوتای دریایی کم‌عمق در افق G-LB در دو مرحله در بخش‌های زاگرس و البرز و در یک مرحله در مرکز ایران اتفاق افتاده است. این شواهد نشان‌دهنده ظهور محیط استرس‌زا در طی روند کم‌عمق‌شدگی در اواخر کپیتانین و قبل از G-LB است. کاهش سطح دریا و پسروی در انتهای کپیتانین می‌تواند دلایل عمده انقراض انتهای گوادالوپین در برشهای چینه‌شناسی ایرانی باشد، اما در ناحیه البرز فعالیت‌های آتشفشانی عامل دیگری برای این بحران به حساب می‌آید.

کلیدواژه‌ها: انقراض انتهای گوادالوپین، ایران، افت سطح دریا، تغییرات فسیلی، پاسخ‌های زیستی.

Sea level drop, palaeoenvironmental change and related biotic responses across Guadalupian–Lopingian boundary in southwest, North and Central Iran

Sakineh Arefifard

Associate Professor in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Email: arefi.s@lu.ac.ir

Abstract

The Capitanian to Wuchiapingian deposits in Zagros (southwest Iran), Alborz (North Iran) and Central Iran display important information about the end-Guadalupian extinction. According to lithological characteristics in the studied sections, the Guadalupian–Lopingian boundary (G-LB) interval can be subdivided into three units: the Capitanian unit, the latest Capitanian unit or interval unit (i.e. deposits in the topmost portion of the Capitanian strata) and the Wuchiapingian unit. The GLB horizon is set at the base of Wuchiapingian deposits based on the first appearance datum (FAD) of the Late Permian diagnostic small foraminifers. The Capitanian unit was deposited subtidally, but the latest Capitanian unit was in the intertidal zone. The Wuchiapingian unit shows the return of subtidal conditions. A remarkable subaerial exposure occurs at the top of the Ruteh Formation, in Alborz, which is a laterite/boxite horizon followed by continental deposits. The overall facies change in the G-L boundary intervals in the sections under study indicates a sea level drop around the G-LB which was at its lowest level in the Ruteh section. The decline and elimination of shallow marine biota in the G-LB interval took place in two steps in the Zagros and Alborz sections and in one step in Central Iran. These are indicative of the appearance of the stressful environment during the late Capitanian shallowing trend before the G-LB. The sea level drop and regression in the late Capitanian can be considered the major causes of end-Guadalupian extinction in the Iranian sections, but in the Alborz area volcanic activity is another feasible cause of this crisis.

Keywords: end-Guadalupean extinction, Iran, sea level drop, facies changes, biotic responses.

مقدمه

انقراض دست جمعی به عنوان از دست دادن سریع جهانی تنوع گونه‌ها در محیط‌های دریایی و خشکی در نظر گرفته می‌شود. پنج انقراض بزرگ فانروزوئیک، انتهای هستند که در آنها بیش از ۵۰ درصد از بیوتا حذف شدند (Sepkoski, 1994; Raup and Sepkoski, 1982, 1996). از دست دادن‌های بیوتای انتهای کپیتانین نیز می‌تواند به عنوان یکی از انقراض‌های بزرگ تاریخ زمین در نظر گرفته شود. در انتهای کپیتانین کاهش تنوع گونه‌ها و افزایش نرخ انقراض اتفاق افتاده است. انقراض انتهای کپیتانین قبل از انقراض بزرگ پرمو-تریاس، بزرگ‌ترین بحران انقراضی در طی فانروزوئیک، رخ داد و برخی از پژوهشگران از دست رفتن موجودات در انتهای گوادالوپین را به عنوان گام اول در انقراض دو مرحله‌ای پرمو-تریاس در نظر می‌گیرند (Jin et al., 1994; Stanley and Yang, 1994; Erwin et al., 2002; Bambach, 2006; Bottjer et al., 2008; Clapham et al., 2009; Alroy, 2010). انقراض انتهای گوادالوپین نسبتاً شدید بود، زیرا حدود ۵۸ درصد از مهره‌داران دریایی در طی کپیتانین از بین رفتند (Knoll et al., 1996). این بحران همچنین برای فوزولینیدهای بزرگ با از بین رفتن آنها در سطح جنس شدید بود (Sepkoski, 1994; Stanley and Yang, 1994). تنوع موجودات بی‌مهره دریایی در طی بحران انتهای گوادالوپین بیش از ۷۵ درصد کاهش یافت (Knoll et al., 1996). کلفام و همکاران (Clapham et al., 2009) نشان دادند که انقراض انتهای گوادالوپین ناگهانی نبود و در واقع کاهش تدریجی و مستمر تنوع از وردین تا پایان چنگسینگین رخ داده است. آنها همچنین استدلال کردند که انقراض انتهای گوادالوپین هیچ اوجی در نرخ انقراض ندارد و توسط کاهش شدید نرخ‌های پیدایش در طول کپیتانین و وچاپینگین ایجاد شده است.

علاوه بر کاهش تنوع تاکسونومیک، مرز گوادالوپین-لوپینگین (G-LB) با تغییرات محیطی همراه بوده است. شرایط فاقد اکسیژن هم در دریاها و عمیق میان اقیانوسی (Isozaki, 1997) و هم در حوضه‌های اپی‌کنتیننتال عمیق‌تر (Nielsen and Shen, 2004) گزارش شده است که مقدمه‌ای بر لایه‌بندی اقیانوسی بود، وضعیتی که در نهایت نقش مهمی در انقراض دسته جمعی انتهای پرمین ایفا کرد. کلفام و همکاران (Clapham et al., 2009) پیشنهاد کردند که کاهش تدریجی تنوع، به جای یک انقراض ناگهانی در انتهای کپیتانین، نیاز به یافتن دلایل فاجعه‌آمیز برای مکانیسم‌های انقراض در انتهای کپیتانین را رفع می‌کند. در واقع، این موضوع نشان می‌دهد که فقدان زیستی اصلی در پایان پالئوزوئیک مربوط به انقراض دسته جمعی انتهای چنگسینگین بود که بیش از ۷۸ درصد مهره‌داران دریایی را از بین برد.

در حالی که مطالعات بیواستراتیگرافی متعددی بر روی رسوبات پرمین میانی و پرمین بالایی در زاگرس (جنوب غرب ایران)، (Szabo and Jenny-Deshusses, 1978; Kheradpir, 1978; Baghbani, 1997; Gaillot and Vachard, 2007; Davydov and Arefifard, 2013) ایران مرکزی، انجام شده و دانش ما را درباره

(1983; Kobayashi and Ishii, 2003; Leven and Vaziri Moghaddam, 2004; Gaetani et al., 2009)

پالئوژئوگرافی پرمین در ایران به طور قابل توجهی بهبود بخشیده است، این مطالعات به G-LB و تغییرات تاکسونومیکی و عوامل محیطی آن نپرداخته‌اند. کولودکا و همکاران (Kolodka et al., 2012) رسوبات پرمین میانی تا پرمین پسین (تشکیل دالان) در تاقدیس کوه گهکم (جنوب شرق ایران) را مطالعه کردند. آنها تغییرات پالئونتولوژیکی در دوره G-L را مستندسازی کردند که شامل کاهش تنوع فرامینفرها (۷۰ درصد) و تغییرات در مجموعه‌های جلبکی مانند Gymnocodiaceae و Dasycladaceae می‌شود. آنها پیشنهاد کردند که مرز G-L نشان‌دهنده یک تغییر محیطی مهم از یک رمپ بیو کلاستیک در گوادالوپین به یک شلف در پرمین پسین است که با انقراض قابل توجه فرامینفرها همزمان بوده است.

راس رسوبات گوادالوپین در برش کوه گهکم به عنوان کاهش سطح دریا گزارش شده است که با پسروری جهانی در پایان کپتانین همزمان است (Kolodka et al., 2012). هدف این مطالعه، بررسی چینه‌شناسی دقیق و محتوای فسیلی در نهشته‌ای زیرین و بالایی G-LB و تجزیه و تحلیل روند تغییرات فونایی و محیط قدیمه انقراض انتهای پایان گوادالوپین در برش‌های چینه‌شناسی در ایران است.

بحث

بر اساس توزیع فونایی در اطراف مرز گوادالوپین-لوپینگین (G-LB) در برش‌های مورد مطالعه، به‌خوبی مستند شده است که تغییر در ترکیب فونایی در دو مرحله در برش ایل‌بیک، زاگرس، و در برش روته، البرز، و در یک مرحله در سازند جمال در شتری، شرق ایران مرکزی، رخ داده است. مرحله اول، که در تمامی مقاطع مطالعه‌شده یکسان است، در مرز زیرواحدهای C4/C5 سازند دالان در برش ایل‌بیک؛ در مرز زیرواحدهای C1/C2 سازند جمال؛ و ۳۵ متر پایین‌تر از مرز G-LB در برش روته قرار دارد. در این افق‌ها، جنس‌های فوزولینید مانند *Sumatrina*، *Afghanella*، *Yangcheinia* کاملاً حذف شده‌اند. در واقع، کاهش تنوع و فراوانی فوزولینیدهای با پوسته بزرگ بیشتر، قبل از انتهای کپتانین، آغاز شده است، به‌طوری‌که در برش ایل‌بیک، آخرین افق فوزولینیدهای با پوسته بزرگ دارای فراوانی بسیار کم است. در مقایسه با برش ایل‌بیک، فوزولینیدهای با پوسته بزرگ در برش جمال به طور یکنواخت توزیع نشده‌اند و تنوع فوزولینیدها در بخش‌های میانی و بالایی برخلاف بخش‌های پزیرین برش بسیار کم است. با این حال، شایان ذکر است که تمامی فوزولینیدهای با پوسته بزرگ پیش از مرز G-LB منقرض شده و هرگز در لایه‌های بالاتر ظاهر نشده‌اند. این رخداد نشان‌دهنده وجود یک محیط بسیار تنش‌زا در انتهای کپتانین است که در آن میزبانان همزیست فتوسنتزی، یعنی فوزولینیدها، غایب بوده‌اند. بیشتر فوزولینیدها جلبک‌هایی را به‌عنوان همزیست‌های فتوسنتزی در خود داشتند که مشابه آن در بسیاری از روزن‌داران بزرگ امروزی مشاهده می‌شود (Ross, 1967, 1972, 1982; Lee and Hallock, 1987; Seilacher, 1990; Groves and Wang, 2009)، و بدلیل داشتن همزیست محیط کم مغذی را ترجیح می‌دهند (Hallock, 1981). بنابراین، فوزولینیدها احتمالاً در شرایط گرم، کم‌عمق و الیگوتروفیک (کم مغذی) در آب‌های دریایی گرمسیری زندگی می‌کردند. پین و همکاران (Payne et al., 2012) پیشنهاد کردند که داشتن پوسته‌های بزرگ در فوزولینیدها تحت تأثیر هیپراکسی (اکسیژن بالای جو) بوده است. به نظر می‌رسد شرایط مطلوب برای فوزولینیدها در بخش اعظم گوادالوپین فراهم بوده است، اما در اواخر کپتانین شرایط نامطلوبی مانند وضعیت یوتروفیک (غنی از مواد مغذی) (Isozaki and Aljinovic, 2009; Kofukuda et al., 2014) یا هیپوکسیا (کمبود اکسیژن در جو) ممکن است به نابودی این فونای فرامینیفری با پوسته‌ای بسیار بزرگ منجر شده باشد. در برش روته، آخرین حضور فوزولینیدها در کپتانین توسط *Codonufusiella* sp. ثبت شده است که یک فوزولینید با بزرگ‌پوسته نیست. محیط رسوبی در سنگ آهک روته، به‌ویژه در بخش‌های بالایی، آب‌های عمیق‌تر بوده است. این موضوع با افزایش تعداد لائزیدها، که نشان‌دهنده شرایط دریایی بازتر است، تأیید می‌شود. بنابراین، غیبت فوزولینیدهای با پوسته بزرگ در بخش‌های بالایی سنگ آهک روته ممکن است به دلیل تغییر به محیطی عمیق‌تر و شرایط نامطلوب برای این فوزولینیدها بوده باشد. مرحله دوم تغییرات زیستی در واحد I در فاصله G-L در برش ایل‌بیک در زاگرس و در برش سازند روته در البرز ثبت شده است. این مرحله شامل کاهش چشمگیر براکیوپودها، کرینوتیدها و استراکودها همراه با ناپدید شدن کامل روزن‌داران کوچک و جلبک‌های آهکی در برش ایل‌بیک و ناپدید شدن کامل فونا در برش روته است. اگرچه فونا در واحد W مجدداً ظاهر شدند، اما این بازه زمانی مشخص، دوره‌ای تنش‌زا و بسیار دشوار را نشان می‌دهد که این فوناها را تحت تأثیر قرار داده است.

سیستم‌های رسوبی و تغییرات رخساره‌ای توالی موجود در G-L در زاگرس، البرز و ایران مرکزی نشان‌دهنده کاهش نسبی سطح دریا است که از اواخر کپتانین آغاز شده و تا اوایل وچاپینگین در سراسر مرز G-LB ادامه یافته است. در تمام برش‌های مطالعه‌شده، رسوب‌گذاری غالب در یک محیط دریایی ساب‌تایدال در طول کپتانین، نزدیک به انتهای کپتانین خاتمه یافته و با رخساره‌های اینترتایدال در چینه‌های بالایی اواخر کپتانین جایگزین شده است. سپس، در زمان وچاپینگین، این محیط به موقعیت ساب‌تایدال بازگشته است.

استثنای این تغییر رخساره در برش روته مشاهده می‌شود، جایی که لایه‌های ساب تایدال کپتانین توسط یک افق لاتریت/بوکسیت پوشیده شده و به رسوبات قاره‌ای سازند قشلاق تغییر یافته است. رسوبات دریایی ساب تایدال سازند نسن این رسوبات قاره‌ای را پوشش می‌دهند. علاوه بر این، قرارگیری یک افق لاتریت/بوکسیت در بالای سازند روته تأیید می‌کند که یک کاهش مهم در سطح دریا در پایان گوادالوپین رخ داده و رسوب‌گذاری کربناته را متوقف کرده است. اگرچه این رخداد قرارگیری در معرض هوای آزاد (فرسایش تحت اتمسفری) در سایر برش‌های فاصله G-L در زاگرس و ایران مرکزی در پایان گوادالوپین شناسایی نشده است، با این حال تغییرات ریزرخساره‌ای در اطراف فاصله G-L الگوی کلی کم‌عمق‌شدگی توالی‌های کپتانین را در برش‌های مطالعه‌شده، بدون توجه به فاصله‌های زیاد آن‌ها از یکدیگر، نشان می‌دهد. این کاهش قابل توجه سطح دریا هرگز در رسوبات پرمین زیرین در زاگرس، البرز و ایران مرکزی گزارش نشده و نشان‌دهنده تغییری مهم در سابقه رسوب‌گذاری توالی‌های پرمین در این مناطق است. سنگ چینه نگاری و تغییرات رخساره‌ای در برش روته نشان‌دهنده محیطی با آب‌های عمیق‌تر در طول کپتانین است، اما افق لاتریت/بوکسیت تنها در بالای سازند روته ثبت شده است.

تحلیل‌های ریز رخساره‌ها و شواهد رسوبی تمامی برش‌های مورد مطالعه، کاهش چشمگیر سطح دریا را در پایان گوادالوپین آشکار می‌سازند. اکثر فواصل G-L در نقاط مختلف جهان نشان‌دهنده یک پسروری عمده در پایان گوادالوپین هستند که با یک "وقفه رسوبی" همراه است. حتی در برش جهانی گوادالوپین-لوپینگین در پنگلیتان، گوانگشی، جنوب چین، شواهدی از یک انقراض دسته جمعی در توالی رسوبی حوضه جیانگ‌نان ثبت شده است (Wignall et al., 2009). این پسروری اواخر گوادالوپین همچنین از غرب تگزاس (Ross, 1995)، چائوتین در شمال سیچوان، جنوب چین (Isozaki et al., 2008; Lai et al., 2008) و آکاساکا و ایشی‌یاما در مرکز ژاپن (Kofukuda et al., 2014) گزارش شده است. ارتباط بین کاهش سطح دریا یا پسروری و انقراض انتهای گوادالوپین آشکار است و باعث فقدان زیستگاه‌های دریایی به عنوان یک عامل احتمالی انقراض منجر شده است (Jin et al., 1994; Hallam and Wignall, 1997, 1999; Wang and Sugiyama, 2000; Leven, 2003; Yang et al., 2004; Isozaki et al., 2008; Qiu et al., 2014). در تمامی برش‌های مطالعه‌شده، شواهدی از کاهش سطح دریا در اواخر وجود دارد که به‌ویژه در برش روته با حضور یک افق لاتریت/بوکسیت در بالای سنگ آهک روته و توالی رسوبات آواری حاوی گیاهان قبل از آغاز پیشروی و رسوب‌گذاری رسوبات دریایی سازند نسن به‌خوبی مستند شده است.

نتیجه‌گیری

تجزیه و تحلیل زیست چینه نگاری و ریز رخساره‌ای برش‌های مربوط به بازه G-L در زاگرس، ایران مرکزی و البرز ویژگی‌های زیر را نشان می‌دهد: - بیشتر توالی‌های کپتانین در برش‌های مورد مطالعه در موقعیت ساب تایدال نهشته شده‌اند، اما در برش روته در البرز شرایط آب عمیق‌تر غالب بوده است.

- لایه‌های بالایی چینه‌های کپتانین نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در موقعیت اینتر تایدال هستند، اما لایه‌های وچیاپینگین بازگشت به شرایط ساب تایدال را نشان می‌دهند. با این حال، در برش روته یک افق لاتریت/بوکسیت در بالای این سازند وجود دارد که پس از آن رسوبات آواری حاوی بقایای گیاهی دیده می‌شود که نشان‌دهنده قرار گرفتن در معرض شرایط تحت جوی است. لایه‌های بالایی سازند نسن در برش روته حاوی فرامینیفرهای کوچک پرمین پسین به سن چنگسینگین بوده و به عضو بالایی نسن تعلق دارند. نبود عضو پایینی نسن به سن وچیاپینگین احتمالاً به دلیل قرار گرفتن در معرض فرسایش تحت اتمسفری بوده است.

- حذف فونای دریایی کم‌عمق (فرامینفرهای بزرگ، فرامینفرهای کوچک، براکیوپودها، کرینوتیداها و جلبک‌های آهکی) و کاهش فراوانی آن‌ها در دو مرحله در مقطع ایل‌بیک در زاگرس و برش روتنه در البرز رخ داده است. این تغییر در یک مرحله در دیگر برشهای مورد مطالعه در ایران مرکزی رخ داده است.

- بهبود و بازیابی فونا بلافاصله در رسوبات ووچاپینگین اتفاق افتاده است، از جمله ظهور فرامینفرهای کوچک شاخص پرمین پسین در برشهای مورد مطالعه بر اساس تغییرات ریز رخساره‌ای، افت سطح دریا و پسروری در فاصله G-L مشهود است و با نمودار جهانی سطح دریا برای پرمین میانه مطابقت دارد. در حال حاضر، با توجه به داده‌های موجود از این برشها در فاصله G-L در ایران، پسروری در پایان کپیتانین محتمل‌ترین علت انقراض محسوب می‌شود. در برش روتنه، فعالیت آتشفشانی ممکن است به تنش‌های محیطی افزوده باشد که همراه با افت سطح دریا و پسروری، می‌تواند به عنوان علل اصلی انقراض پایان کپیتانین در نظر گرفته شوند.

منابع

- Ali, J.R., Thompson, G.M., Song, X.-Y. and Wang, Y.-L., 2002. Emeishan basalts (SW China) and the 'end-Guadalupian' crisis: magnetostratigraphic constraints. *Journal of the Geological Society of London* 159: 21-9.
- Ali, J.R., Thompson, G.M., Zhou, M. F. and Song, X.Y., 2004. Emeishan Basalts Ar-Ar overprint ages define several tectonic events that affected the western Yangtze Platform in the Meso- and Cenozoic. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 163-78.
- Alroy, J., 2010. The shifting of diversity among major marine animal groups. *Science* 276: 235-8.
- Angiolini, L. & Carabelli, L. 2010. Upper Permian brachiopods from the Nesen Formation, North Iran. *Special Papers in Palaeontology* 84: 41-90.
- Angiolini, L., Gaetani, M., Muttoni, G., Stephenson, M.H. and Zanchi, A., 2007. Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 my ago. *Geology* 35(12): 1071-4.
- Bambach, R.K., 2006. Phanerozoic biodiversity mass extinctions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34: 127-55.
- Bond, D.P.G., Hilton, J., Wignall, P.B., Ali, J.R., Stevens, L.G., Sun, Y. and Lai, X., 2010. The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans. *Earth-Science Reviews* 102: 100-16.
- Bond, D.P.G. and Wignall, P.B., 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: an update. In: Keller, G. and Kerr, A.C. (eds.) *Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects*, Geological Society of America Special Paper, 505:29-55.
- Botter, D.J., Clapham, M.E., Fraiser, M.L. and Powers, C.M., 2008. Understanding mechanisms for the end-Permian mass extinction and the protracted Early Triassic aftermath and recovery. *GSA Today* 18: 4-10.
- Davydov, V.I. & Arefifard, S. 2013. Middle Permian (Guadalupian) fusulinid taxonomy and biostratigraphy of the mid-latitude Dalan Basin, Zagros, Iran and their applications in paleoclimate dynamics and paleogeography. *GeoArabia* 18(2), 17-62.
- Erwin, D.H., Bowring, S.A. and Yogan, J., 2002. End-Permian mass extinctions: a review. In: Koeberl, C. and Macleod, K.G. (eds.) *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*, Geological Society of America Special Paper 356: 363-83.
- Hallock, P., 1981. Algal symbiosis: a mathematical analysis. *Marine Biology* 62: 249-55.
- Haq, B.U. and Schutter, S.R., 2008. A chronology of Palaeozoic sea-level changes. *Science* 322: 64-8.
- He, B., Xu Y.-G., Huang, X.-L., Luo, Z.-Y., Shi, Y.-R., Yang, Q.-J. and Yu, S.-Y., 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. *Earth and Planetary Science Letters* 255: 306-323.
- Isozaki, Y., 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified super ocean: records from lost deep sea. *Science* 276: 235-8.
- Isozaki, Y. and Aljinovic, D., 2009. End-Guadalupian extinction of the Permian gigantic bivalve *Alatoconchidae*: end of gigantism in tropical seas by cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 284: 11-21.
- Isozaki, Y., Aljinovic, D. and Kawahata, H., 2011. The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 308: 12-21.