# چینهنگاری ایزوتوپ کربن رسوبات آپتین زیرین غرب منطقه کپهداغ در ایران (برش تکل کوه)

اعظم ماهانی پور (۱٬۰۰۰)، انوشیروان لطفعلی کنی و محمدحسین آدابی ۳

۱. استادیار، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان ۲. استادیار، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران ۳. استاد، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۱/۳ تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۱/۲۹

#### چکیدہ

منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ رسوبات آپتین (قسمتهای فوقانی سازند سرچشمه و کل سازند سنگانه) در برش تکلکوه، غرب حوضه رسوبی کپهداغ مورد بررسی قرار گرفته است. در برش مورد مطالعه لیتولوژی غالب مارن، سنگآهک مارنی و شیل است. مطالعات بیوستراتیگرافی بر پایه نانوفسیلهای آهکی صورت گرفته و دو بیوزون نانوفسیلی (NC6) *Chiastozygus litterarius* و Chiastoz و *Chiastoz angustus* صورت (NC7A) در محدوده فوق تشخیص داده شده است. بر اساس نانوفسیلهای آهکی موجود سن سازند مرچشمه، بارمین پسین – آپتین پیشین و سن سازند سنگانه، آپتین پیشین – ابتدای آپتین پسین است. در مشاهده است که به رخداد غیرهوازی اقیانوسی ایتدای آپتین نسبت داده شده است. در مقیاس کوچکتر قطعات 20, C3, C3, C3 و S3 تشخیص داده شده است. در برش مورد مطالعه دادههای نانوفسیلی و ایزوتوپی با هم مطابقت دارند. همچنین تطابق دادههای بیوستراتیگرافی و ایزوتوپی برش مورد مطالعه با سایر برشها در مناطق دیگر دنیا از دقت بالایی برخوردار است.

**واژه های کلیدی**: آپتین، ایزوتوپ کربن ۱۳، سازند سرچشمه، سازند سنگانه، نانوفسیلهای آهکی، کپهداغ.

#### مقدمه

ژئوشیمی ایزوتوپ کربن ۱۳ ابزار بسیار مهمی جهت مطالعات چینهشناسی و تطابق رسوبات کربناته در مقیاس ناحیهای و جهانی است که در بسیاری از مطالعات به کار رفته است (Weissert,) است که در بسیاری از مطالعات به کار رفته است (1989; Menegatti et al., 1998; Heimhofer et al., 2003 همچنین این روش جهت تطابق رسوبات کربناته دریایی در زمان Jenkyns, 1995; Weissert) و با دادههای بیوستراتیگرافی نیز قابل انطباق است ((et al., 1998; Jarvis et al., 2002 Menegatti et al., 1998; Erba et al., 1998) نیز قابل انطباق است ((Jet al., 1998; Jarvis et al., 2002 نیز قابل انطباق است ((Jet al., 1998; Jarvis et al., 2002 نیز قابل انطباق است ((Jet al., 1998; Jarvis et al., 2002 در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ بیانگر تاثیر دیاژنز نبوده و تحت

تأثیر شرایط اقیانوس شناسی محلی نیز ایجاد نمی شوند، بلکه نشاندهنده تغییرات جهانی در شرایط اقیانوس های گذشته و آشفتگی چرخه کربن جهانی هستند (-arthur et al., 1985; Weis) تغییرات دقیق رسوبات به شمار می روند (Jarvis et al., 2002). تغییرات بلند مدت (بیش از ۱۰۰ هزار سال) در میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ به اندازه بیش از ۱۰۰% (درهزار) منعکس کننده نوسانات جهانی در تدفین کربن است (۱۸۵۰ مطلب که تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ بیانگر تغییر مقدار کربن در مقیاس جهانی است، نوسانات موجود در منحنی کربن ۱۳ که با دادههای بیوستراتیگرافی کالیبره

<sup>\*</sup> نویسنده مرتبط A\_mahanipour@uk.ac.ir

چینهنگاری ایزوتوپ کربن رسوبات آپتین زیرین ...

کردهاند (شکل ۱): C1 در رسوبات بارمین فوقانی تعریف شده و مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ بین 7/۸–۲ نوسان داشته؛ در رسوبات آپتین پیشین مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ به 7/-1 کاهش پیدا کرده (C2) و پس از آن به حداقل مقدار رسیده (7/1-1/1) است (C3) آنومالی کاهشی). سپس میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ افزایش (آنومالی افزایشی) نشان میدهد (7/7-7/7، C4) و در ادامه کمی نوسان داشته و پایدار می شود (C5). به دنبال این قسمت، افزایش دیگری در منحنی دیده شده (7/7-0) و پس از آن به حداکثر مقدار خود رسیده (7/2-77) و در ادامه مجددا کاهش می پابد (7/7، C8).

در مطالعه حاضر منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ آپتین پیشین در برش تکلکوه (قسمتهای فوقانی سازند سرچشمه به همراه کل سازند سنگانه) واقع در غرب حوضه رسوبی کپهداغ مورد بررسی قرار گرفته است. دادههای بیوستراتیگرافی دقیق از این محدوده بر پایه مطالعه نانوفسیلهای آهکی است که امکان تطابق دقیق دادههای بیوستراتیگرافی و دادههای ایزوتوپی را فراهم میکند. اهداف مطالعه حاضر عبارت است از: ۱) تحلیل دقیق منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش مورد نظر، ۲) تطابق دادههای ایزوتوپی و بیوستراتیگرافی، ۳) مقایسه منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ شده باشد، می تواند بصورت ابزار بیوستراتیگرافی قدر تمندی عمل کند (Weissert et al., 1985; Jenkyns et al., 1995).

در آپتین پیشین ناهنجاریهای اساسی (ناهنجاری کاهشی و افزایشی) در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ با دقت کرونوستراتیگرافی بالا ثبت شده است (Menegatti et al., 1998; Erba, 2004). در این زمان ناهنجاری کاهشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ (Weis- ابا ناهنجاری افزایشی (تا ۲۰۰۰) دنبال شده است) (Weissert and Erba, 2004; Weissert et al., 2008). این ناهنجاری در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در زمان فوق از بسیاری نقاط دنیا از جمله شمال ايتاليا (Menegatti et al., 1998; Erba et al., 1999)، سوئيس (Menegatti et al., 1998; Wissler et al., 2003)، فرانسه (Vahrenkamp, 1996)، خاورميانه (Heimhofer et al., 2004)، اقيانوس اطلس (Herrle et al., 2004)، اقيانوس آرام (Jenkyns) 1995)، حوضه بورال' (Malkoč et al., 2010) و ساير نقاط دنيا (Bralower et al., 1999; Price, 2003) گزارش شده که در ارتباط با رخداد غیرهوازی اقیانوسی<sup>۲</sup> آپتین پیشین است -Coc) cioni et al., 1987; Menegatti et al., 1998). منحنى ايزوتوب كربن ١٣ بارمين فوقاني - آيتين پيشين در برش تحتالارضي سیسمون<sup>۳</sup> واقع در تتیس آلپی را به C1-C8 به شرح ذیل تقسیم



شکل ۱. منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ بارمین فوقانی – آپتین پیشین در برش تحتالارضی سیسمون واقع در تتیس آلپی، (Menegatti et al., 1998)، C1-C8 در منحنی قابل مشاهده است.

1. Boreal Realm

<sup>2.</sup> OAE la

<sup>3.</sup> Cismon

برش مذکور با سایر حوضههای رسوبی.

#### موقعیت زمین شناسی برش مورد مطالعه

سازندهای سرچشمه و سنگانه در برش تکل کوه واقع در غرب حوضه رسوبی کپهداغ مورد مطالعه و بررسی قرار گرفتند. برش تکل کوه در ۶۷ کیلومتری شمال باختری آشخانه قرار دارد و دسترسی به آن از طریق جاده آسفالته آشخانه – مراوه تپه امکانپذیر است. مختصات جغرافیایی برش برداشت شده عبارت است از طول جغرافیایی "۹۰ '۱۰ ۵۶۵ شرقی و عرض جغرافیایی "۶۰ '۲۳ ۴ ۲۷۰ شمالی (شکل ۲). در این برش سازند سرچشمه سازند سنگانه به صورت هم شیب پوشیده شده است. مرز فوقانی سازند سنگانه با سازند کلات به صورت دگرشیب است. در برش مازنی و لیتولوژی غالب سازند سرچشمه، مارن و سنگ آهک مارنی و لیتولوژی غالب سازند سنگانه شیل و مارن است.

## روش مطالعه

بيوستراتيگرافي

سازندهای سرچشمه و سنگانه با لیتولوژی غالب مارن، سنگآهک مارنی و شیل در برش تکلکوه به ضخامت ۱۶۶۸ متر مورد مطالعه قرار گرفت. فاصله نمونهبرداری بین ۳ تا ۵ متر بوده و در مجموع ۲۸۸ نمونه برداشت گردیده است. طبقهبندی بیواستراتیگرافی بر پایه نانوفسیلهای آهکی انجام شده است. برای مطالعه بیوستراتیگرافی نانوفسیلهای آهکی، نمونههای موجود

به روش ثقلی' (Bown and Young (1998) آمادهسازی شده و اسلایدها با میکروسکوپ نوری المپوس BH2 و با بزرگنمایی ۱۵۰۰X مورد مطالعه قرار گرفت.

#### ایزوتوپهای پایدار

مطالعات ایزوتوپی ( $\delta^{18}C, \delta^{18}$ ) بر روی ۸۰ نمونه که از فاصله مطالعات ایزوتوپی ( $\delta^{18}C, \delta^{18}$ ) بر روی ۸۰ نمونه که از فاصله صورت گرفته است. جهت انجام آنالیز شیمیایی بر روی نمونهها ابتدا سطح نمونه به طور کامل با کاردک تمیز شد، سپس نمونهها در هاون آگاتی پودر و جهت انجام آنالیز ایزوتوپی به دانشگاه کیل در آلمان فرستاده شد. اندازهگیریها با بهکارگیری اسپکترومتر جرمی Finnigan MAT 251 همراه با دستگاه کربوکیل صورت گرفته است. نتایج با علامت  $\delta$  با بیان میزان انحراف از استاندارد PDB گزارش شده است. دقت دستگاه برای ایزوتوپ کربن ۲۰/۰۲± و برای ایزوتوپ اکسیژن ۲۰/۰۰± بوده است.

مورد مطالعه با داده های بیوستراتیگرافی مطابقت داده شد.

### نتایج بیوستراتیگرافی

بیوستراتیگرافی برش تکلکوه بر پایه نانوفسیلهای آهکی صورت گرفته و جهت بیوزوناسیون نانوفسیلهای آهکی، از بیوزوناسیون (Roth (1978) که توسط ,1993). Bralower et al. (1993) (1995) در آن تغییراتی ایجاد شده، استفاده شده است. بر اساس



شکل ۲. موقعیت برش تکل کوه (علامت ستاره) در منطقه کپهداغ در ایران (افشار حرب، ۱۳۷۳).

<sup>1.</sup> Gravity Settling Technique

بعد از مطالعه بیوستراتیگرافی نانوفسیلهای آهکی، فراوانی جنس و گونههای شاخص در سازند سنگانه برش تکل کوه مورد بررسی قرار گرفت. بررسی فراوانی جنس و گونههای شاخص در سازند سنگانه برش تکل کوه بیانگر فقدان و یا حضور بسیار کمرنگ نانوکونیدها (بحران نانوکونیدی) از ابتدای سازند سنگانه تا ضخامت ۵۰ متری است (قسمتهای فوقانی بیوزون NC6 – قسمتهای ابتدایی بیوزون NC7A)، درحالیکه از ضخامت ۵۰ متری سازند سنگانه به سمت بالا نانوکونیدهای آهکی با فراوانی و تنوع بالا حضور دارند.

#### چینهنگاری ایزوتوپ کربن ۱۳

همانطور که در شکل ۳ مشاهده می شود، منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش تکل کوه بین ۱/۳۲% و ۵/۴۳% نوسان دارد. با توجه به اینکه رسوبات محدوده مورد مطالعه در بازه زمانی آیتین پیشین – ابتدای آپتین پسین نهشته شده است، لذا C1 (مربوط به بارمین فوقانی) در منحنی فوق ثبت نشده است. در این برش، از ضخامت ۷۵۵ تا ۱۳۷۴ متری (نمونه ۱۳۰، نقطه A تا نمونه ۲۲۰، C2)، مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۱/۴% تا ۴/۱۰% نوسان دارد. در ۱۳۷۴ متری (نمونه ۲۲۰) میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ کاهشی به میزان %۱/۸۸ نشان می دهد که به C2 نسبت داده شده است. این مقدار با یک سیر نزولی در ایزوتوپ کربن ۱۳ (%۱/۳۶) در ۱۳۹۰ متری (نمونه ۲۲۶؛ C3) دنبال می شود. در ۱۳۹۰ متری (نمونه ۲۲۶) مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ به حداقل خود میرسد (ناهنجاری کاهشی، C3). سپس یک افزایش (ناهنجاری افزایشی) در منحنی به مقدار %۴/۲۷ در ضخامت ۱۴۱۰ متری (نمونه ۲۳۰، نقطه B) و به دنبال آن، از ضخامت ۱۴۱۰ متری تا ۱۴۳۸ متری (نمونه ۲۳۰، نقطه B تا ۲۳۹، نقطه C)، کاهش جزئی از %۴/۲۷ به ۳/۸۳% دیده می شود. افزایش دیگری در ۱۴۴۶ متری بر ش (نمونه ۲۴۲، نقطه D) به میزان %۴/۶۸ ثبت شده است. این قسمت از منحنی را به طور کلی می توان همارز بخش های C4-C6 در نظر گرفت. پس از این قسمت، مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ همچنان افزایش پیدا میکند و مقدار آن بین ۱/۳% و ۱/۴% نوسان دارد (C7). در بالاترین قسمت منحنی کاهش واضحی به میزان %۱/۳۲ (C8) دیده می شود که توسط بسیاری از محققین نیز از برش های

مشابه گزارش شده است (Menegatti et al., 1998; de Gea et مشابه گزارش شده است (al., 2003; Heldt et al., 2008)

چنانچه از شکل ۳ برمیآید، تحلیل منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در دو مقیاس میسر است. در مقیاس متوسط دو ناهنجاری اصلی، ناهنجاری کاهشی (نقطه C3) و افزایشی (نقطه B) در منحنی قابل مشاهده است که مشابه با سایر نقاط دنیا است -Men) egatti et al., 1998; Bralower et al., 1999; Heimhofer et al., 2004). ناهنجاري كاهشي در منحني ايزوتوپ كربن ١٣ به مقدار ۱/۳۶% در ضخامت ۱۰ متری سازند سنگانه (نقطه C3) و در قسمتهای فوقانی بیوزون نانوفسیلی Chiastozygus litterarius Zone (NC6) ثبت شده است. به دنبال این ناهنجاری کاهشی، ناهنجاری افزایشی با مقدار %۴/۲۷ در ضخامت ۳۰ متری سازند سنگانه (نقطه B) و در مرز بین دو بیوزون نانوفسیلی -Chias Rhagodiscus angustus e tozygus litterarius Zone (NC6) Zone (NC7A) ثبت شده است (شکل ۳). در مطالعه Erba et al. (1999) از ایتالیا نیز ناهنجاری کاهشی و افزایشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در محدوده نانوفسیلی فوق ثبت شده است. در مقياس كوچكتر و با دقت بالاتر، هفت قسمت (C2-C8) قابل تشخیص است (شکل ۳) که منطبق با مشاهدات Menegatti et al. (1998) در سوئيس و ايتاليا است. اين تقسيمات در مطالعات بعدی توسط (Bralower et al. (1999) از مکزیک نیز گزارش شده است.

قسمتهای C2، C3 و قسمتهای تحتانی C4-C6 (از ضخامت *Chiastozygus* تا ۱۴۱۰ متری) منطبق با بیوزون نانوفسیلی *C4-C6*، C7 *C4-C6*، C7 است. قسمتهای فوقانی C4-C6، C7 و و C4 (از ضخامت ۱۴۱۰ متری تا انتهای برش، ۱۶۶۸ متری) در بیوزون نانوفسیلی *Rhagodiscus angustus* Zone (NC7A) دارند (شکل ۳).

#### بحث

#### رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین OAE 1a و محدوده چینهشناسی آن

رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین با یک سبکشدگی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳، کاهش اساسی در فراوانی نانو کونیدها ,Erba (Premoli-Silva یا دودن فرامینیفرهای پلانکتون و حفظشدگی (et al., 1999)، کاهر تنوع و افزایش فراوانی رادیولرها Premoli-Silva ضعیف آنها (et al., 1999) آغاز شده که با پراکندگی گسترده لایههای مشخصی از شیل سیاه و یا ناهنجاری افزایشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ دنبال می شود Schlanger) افزایشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ دنبال می شود Schlanger) رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین در برشهای مختلف بر اساس معیارهای متفاوت تعریف شده است، برای مثال، در مطالعه -Me محلوده رخداد غیرهوازی اقیانوسی بر مطالعات چینه شناسی شیمیایی از قطعه کم تا مرز C6-C7 تعریف شده است. در بعضی از مطالعات نیز رخداد غیرهوازی تعریف شده است. در بعضی از مطالعات نیز رخداد غیرهوازی



شکل ۳. روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در طول برش تکلکوه، غرب حوضه رسوبی کپهداغ. ناهنجاری کاهشی و افزایشی و قسمتهای C2-C8 قابل تشخیص است. محدوده مربوط به رخداد غیرهوازی اقیانوسی با رنگ خاکستری نمایش داده شده است.

اقیانوسی آپتین از اواسط قطعه C2 یا C3 تعریف شده است (Bralower et al., 1999; Luciani et al., 2001). در بعضی دیگر از مطالعات آغاز رخداد غیرهوازی اقیانوسی بر اساس تغییرات (Erba, 1994; Erba, است, است, 2008; 2004) (Erba, 1994; Erba, است مشده است, 2008; 2004) (Erba, 2008; 2004). در توالیهای کم عمق شمال تتیس سوئیس، (Heldt et al., 2008) و توالیهای عمیق شمال ایتالیا (1999; Erba et al., 1998)) و توالیهای عمیق شمال رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین و ناهنجاری در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ هستند، رخداد غیرهوازی اقیانوسی و ناهنجاریهای موجود در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در قسمتهای فوقانی بیوزون نانوفسیلی Chiastozyus litterarius Zone (NC6) بیوزون نانوفسیلی Eupoldina cabri Zone (Malkoč et al., 2010).

در برش تکل کوه از ابتدای سازند سنگانه تا ضخامت ۵۰ متری (قسمتهای فوقانی بیوزون NC6 قسمتهای ابتدایی بیوزون NC7A) بحران نانوكونيدي قابل مشاهده است، درحاليكه از ضخامت ۵۰ متری به سمت بالا، نانوکونیدها با فراوانی بالایی ظاهر می شوند (Mahanipour et al., 2011). فقدان نانو کونیدها در محدوده مذکور قابل انطباق با بحرانی است که همزمان با رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین در شمال ایتالیا ثبت شده و اولين بار توسط (Erba (1994) مطرح و متعاقباً از ساير نقاط دنيا (Bralower et al., 1994; Channell et al., 2000; Bersezio et al., 2002; Erba and Tremolada, 2004) نيز گزارش گرديده است. بر همین اساس محدوده رخداد غیرهوازی اقیانوسی در برش تکل کوه از C2 تا قسمتهای فوقانی C4-C6 در نظر گرفته شده که در این فاصله بحران نانوکونیدی ثبت شده است (شکل ۳، کادر خاکستری). از نظر سنی نیز همچون برشهای مرجع در شمال تتیس و شمال ایتالیا، رخداد مذکور در قسمتهای فوقانی بيوزون نانوفسيلي NC6 و ابتدای بيوزون نانوفسيلی NC7A ثبت شده است.

#### روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش تکل کوه و تطابق کرونوستراتیگرافی آن با چند برش درحوضه تتیس

نوسانات ثبت شده در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ بیانگر تغییرات جهانی در شرایط اقیانوس ها و چرخه کربن جهانی است، لذا می تواند به عنوان ابزاری مناسب جهت تطابق با دقت بالا مورد استفاده قرار گیرد (Weissert et al., 1985; Jarvis et al., 2002). از این رو در بسیاری از مطالعات بر روی کربنات های دریایی کرتاسه در مقیاس جهانی از منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ جهت تطابق استفاده شده است (Scholle and Arthur, 1980; Arthur et al., 1985).

در مطالعه (Menegatti et al. (1998) بر روی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ زمان بارمین پسین – آپتین پیشین در برش تحتالارضی

سیسمون واقع در تتیس آلپی (شمال ایتالیا)، ناهنجاری افزایشی به میزان تقریبی %۴ (C4-C7) به دنبال ناهنجاری کاهشی به مقدار تقریبی %۲/۱ (C3) ثبت شده است که در شکل ۱ قابل مشاهده است. به عقیده (Menegatti et al. (1998)، این تغییر یکی از بزرگترین تغییرات ایزوتوپی در فانروزوئیک به حساب میآید و بیانگر تغییرات اساسی در سیستم اقیانوس و اتمسفر است. همچنین ایشان بر اساس نوسانات ثبت شده در منحنی، C1-C8 را در منحنی مشخص کردهاند. در مطالعات بعدی، (1999) ای Bralower et al. (1999) در مطالعات بعدی (1999) در منحنی نیز قسمتهای C1-C8 را در مطالعات خود در مکزیک تشخیص دادهاند. این روند در مناطق مختلف دنیا ;2004 (Heimhofe et al., 2004) ثبت شده، اما مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش های مناطق مختلف دنیا کمی با یکدیگر تفاوت دارد.

با توجه به ثبت قسمتهای C1-C8 در مناطق مختلف دنیا (Bralower et al., 1999; Heimhofer et al., 2004; Heldt et al., 2008) و تطابق خوب آنها با بيوزونهاي نانوفسيلي و فرامينيفري، این قسمتها (C1-C8) اغلب به عنوان ابزار کرونوستراتیگرافی جهت تطابق در توالی های جهانی مورد استفاده قرار گرفتهاند (Bralower et al., 1999; Luciani et al., 2001; de Gea et al., Immenhauser et al., 2005; 2003). در مطالعاتی که بر روی برش های مختلف در تتیس صورت گرفته است، ناهنجاری کاهشی (C3) به مقدار ۱/۴% -۱/۲ در قسمتهای فوقانی بیوزون نانوفسيلي Chiastozygus litterarius Zone (NC6) ثبت شده که منطبق با أغاز رخداد غیرهوازی اقیانوسی (OAE 1a) در آیتین (Bralower et al., 1999; Weissert and Erba, ييشين است 2004). به دنبال این ناهنجاری کاهشی، ناهنجاری افزایشی (C4) به میزان ۳% ثبت شده و سیس به حداکثر میزان خود (بیش از (Menegatti et al., 1998; Weissert and Erba, رسیده (C6،۴%) 2004) که در بیوزون نانوفسیلی Rhagodiscus angustus Zone (Bralower et al., 1999; Weissert and ثبت شده است (NC7A) Erba, 2004). در برش تکل کوه نیز همان گونه که پیشتر گفته شد، روند کلی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ مشابه با سایر نقاط دنیا از جمله برش تحتالارضي سيسمون (شمال ايتاليا) بوده و علاوه بر ناهنجاری کاهشی و افزایشی ثبت شده در منحنی، قسمتهای C7, C4-C6, C3, C2 و C8 نيز قابل تشخيص است (شكل ٣). در این برش نیز ناهنجاری کاهشی به مقدار %C3) (C3) در قسمتهای فوقانی بیوزون نانوفسیلی NC6 ثبت شده و به دنبال این ناهنجاری کاهشی، ناهنجاری افزایشی (C4) به میزان %۴/۲۷ در حدفاصل دو بیوزون نانوفسیلی NC6-NC7A (نقطه B) ثبت شده است. در ادامه C7, C4-C6 و C8 در بيوزون نانوفسيلي NC7A قرار دارند که در شکل ۳ قابل مشاهده است.

منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل کوه با برش روتر ساتل <sup>۱</sup> در سوئیس (Menegatti et al., 1998)، برش تحتالارضی سیسمون در ایتالیا (Menegatti et al., 1998; Erba et al., 1999) و برش کا<sup>۲</sup> در اسپانیا (de Gea et al., 2003) تطابق داده شده که در

<sup>1.</sup> Roter Sattel

<sup>2.</sup> Cau



----- Barremian-Aptian boundary

شکل ۴. روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل کوه در مقایسه با برش های سیسمون، روترساتل و کا. روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل کوه مشابه سایر برش ها بوده و قسمت های CA-C۲ در آن قابل تشخیص است. محدوده مربوط به رخداد غیرهوازی اقیانوسی با کادر خاکستری نمایش داده شده است.

سبک شدگی و کاهش در بعضی از برش ها از جمله برش کا در اسيانيا (de Gea et al., 2003) ثبت شده اما در برش تحت الأرضى سیسمون در ایتالیا و برش روتر ساتل در سوئیس (Menegatti) et al., 1998)، ثبات نسبی در مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ مشاهده شده است. روند کاهش و سبکشدگی در برش تکل کوه همانند برش کا در اسپانیا قابل مشاهده است (از نقطه B تا C شکل ۳) که با یک افزایش (C6) دنبال شده است (از نقطه C تا D شکل ٣)؛ با توجه به اینکه منحنی ایزوتوپ کربن ١٣ برش تکل کوه در محدوده C4-C6، روند کلی ثبت شده در کار Menegatti et al. (1998) احالت پلهای يعنی افزايش مقدار ايزوتوپ کربن ۱۳ (C4)، ثابت بودن نسبی مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ (C5) و افزایش مجدد در منحنی ایزوتوپ کربن ۲۳(C6)) را نشان نمی دهد، لذا این قسمت از منحنی در برش تکل کوه تفکیک نشده و بصورت کلی فاصله C4-C6 نشان داده شده است. علت دیگر عدم تفکیک این قسمتها در برش تکل کوه افزایش ناگهانی مقدار آیزوتوپ کربن ۱۳ (%۴/۲۷) بعد از آنومالی کاهشی است، در حالی که در کار (Menegatti et al. (1998 افزایش به صورت تدریجی از ۳%

شکل ۴ قابل مشاهده است. برشهای مورد بررسی (روتر ساتل، سیسمون، کا و تکل کوه)، همگی مربوط به حوضه رسوبی تتیس هستند. با توجه به اینکه C1 متعلق به بارمین پسین است و در برش تکلکوه نمونههای با سن بارمین از نظر ایزوتوپی آنالیز نشدهاند، لذا C1 در این برش نمایش داده نشده است. تفاوت اساسی برش تکلکوه نسبت به برشهای مورد مقایسه، مشخص کردن C2 متعلق به ابتدای آیتین با علامت سوال در نمونه ۲۲۰ با مقدار ۱/۸۸% است. مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ در قسمت C2 برش های فوقالذکر پایین بوده و بین ۲۰۰۰ نوسان داشته است، درحالی که در برش تکل کوه از ضخامت ۷۵۵ متری تا ۱۳۷۴ متری (آیتین پیشین)، این مقدار بین ۱/۴% تا ۱/۴۸۷ نوسان دارد. در ۱۳۷۴ متری (نمونه ۲۲۰) یک کاهش از ۲۳% به ۱/۸۸% ثبت شده که از نظر مقدار با سایر برش ها همخوانی دارد و به C2 نسبت داده شده است. بعد از آن C3 (آیتین پیشین) با یک حداکثر کاهش (١/٣۶٥) مشخص شده است که با سایر برش ها قابل انطباق است. C4-C6 (آیتین پیشین – ابتدای آیتین پسین) در برش تکل کوه تفکیک نشده و به صورت کلی نمایش داده شده است. در C5،

Erba and Tremolada, 2004). همزمان با بحران نانو کونیدی، کاهش اساسی در میزان کربنات کلسیم در نمونهها ثبت شده است. بحران نانو کونیدی و کاهش میزان کربنات کلسیم نمونهها میتواند به علت افزایش فشار گاز دی اکسید کربن در این زمان باشد. همچنین حضور گونههای نانوفسیلی یوتروف و الیگوتروف با هم در طول برش مورد مطالعه، بیانگر این مطلب است که افزایش میزان مواد غذایی نقش چندانی در ایجاد بحران نانو کونیدی و رخداد غیرهوازی اقیانوسی نداشته و این رخداد بیشتر متاثر از میزان بالای فشار گاز دی اکسید کربن اتمسفر بوده است.

دادههای ایزوتوپی و بیوستراتیگرافی نانوفسیلهای آهکی در برش تکلکوه با منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ کرتاسه پیشین تتیس که توسط (2004) Weissert and Erba ارائه شده و تلفیقی از سایر دادهها است، قابل انطباق میباشد (شکل ۵). ناهنجاری کاهشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکلکوه همچون دادههای تلفیقی سایر نقاط تتیس در قسمتهای فوقانی بیوزون نانوفسیلی NC6 ثبت شده است. به دنبال این ناهنجاری کاهشی، ناهنجاری افزایشی در حدفاصل دو بیوزون NC6-NC7A در منحنی ثبت شده است.

#### نتيجه گيري

روند کلی و جزئی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش تکل کوه (غرب حوضه رسوبي كپهداغ) مورد بررسي قرار گرفت. تحليل منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقیاس متوسط بیانگر ثبت یک ناهنجاری کاهشی در قسمت فوقانی بیوزون نانوفسیلی NC6 میباشد که با یک ناهنجاری افزایشی در حدفاصل دو بیوزون NC6-NC7A دنبال شده است. در تحليل دقيق تر منحني، قسمتهای C2-C8 تشخیص داده شده که در قسمتهای فوقانی بيوزون نانوفسيلى NC6 و قسمتهاى ابتدايي بيوزون نانوفسيلي NC7A قرار دارند. تجزیه و تحلیلهای انجام شده بر روی منحنی ايزوتوپ كربن ١٣ برش تكلكوه در محدوده زماني أپتين پيشين، با سایر مطالعات انجام شده در مقیاس جهانی (از جمله برش تحتالارضی سیسمون، برش روترساتل و کا در حوضه تتیس آلپی) متعلق به این زمان (با دقت بیوستراتیگرافی بالا) مطابقت دارد. همچنین در برش مورد مطالعه، رخداد غیرهوازی اقیانوسی در حدفاصل C2 تا قسمتهای فوقانی C4-C6، جائی که بحران نانوکونیدی ثبت شده، در نظر گرفته شده است و حکایت از ثبت رخداد غير هوازي اقيانوسي ابتداي آيتين دارد.

#### سپاسگزاری

لازم میدانیم از پروفسور ماترولوز<sup>۲</sup> که در انجام این تحقیق زمینه استفاده از امکانات و تجهیزات آزمایشگاهی را فراهم کردند و همچنین پروفسور هیمهوفر<sup>۳</sup> که از راهنمایی ایشان در زمینه رخداد غیرهوازی اقیانوسی در دانشگاه روهر در آلمان استفاده به %۴/۵ دیده شده است. لازم به ذکر است روند کلی افزایش که در قسمتهای C4-C6 سایر برشها دیده شده، در برش تکل کوه نیز قابل مشاهده است و بنابراین قابل انطباق با سایر برشها میباشد. به دنبال این قسمت C7 (ابتدای آپتین پسین) قابل مشاهده است که در تمامی برشها، حداکثر مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ را نشان میدهد. بعد از آن C8 (ابتدای آپتین پسین) یک کاهش اساسی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ را نشان میدهد که در تمامی برشهای موجود قابل مشاهده و انطباق است.

در ارتباط با ناهنجاری کاهشی ثبت شده در ابتدای رخداد غیرهوازی اقیانوسی ابتدای آیتین بحثهای زیادی وجود دارد و مکانیزمهای مختلفی برای توجیه آن ارائه شده است از جمله اینکه ثبت این ناهنجاری منفی در آغاز رخداد غیرهوازی اقیانوسی را در ارتباط با افزایش فعالیتهای آتشفشانی در اقیانوس آرام میدانند (Arthur et al., 1985; Weissert and Erba, 2004; Tejada et al., 2009) که با افزایش میزان گاز دیاکسید کربن در اتمسفر باعث افزایش شرایط گلخانه طی ابتدای آپتین شده است. افزایش تمرکز دی کسید کربن در اقیانوس ها و اتمسفر طی این زمان باعث کاهش مقدار کربنات کلسیم در محیطهای دریایی و کاهش كلسيتي شدن موجودات بنتيك و پلانكتون شده است Föllmi et) al., 1994; Wissler et al., 2003). در زمان آيتين بحران كلسيتي شدن زیستی در نانوفسیل های آهکی با بحران نانوکونیدی قابل مشاهده است. علاوه بر افزایش میزان دی اکسیدکربن، افزایش سرعت هوازدگی در قارهها (به دلیل میزان بالای دیاکسیدکربن) و در نتیجه افزایش انتقال کربن غیرارگانیکی (Föllmi et al., 2012) و مواد غذایی از قارهها باعث ایجاد شرایط یوتروف در آبهای سطحی شده که در ایجاد ناهنجاری کاهشی نقش اساسی داشته است (Erba, 2004; Weissert and Erba, 2004).

به دنبال ناهنجاری کاهشی، یک ناهنجاری افزایشی در منحنی قابل مشاهده است که در ارتباط با این ناهنجاری افزایشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ بحثهای متعددی مطرح شده است. عدهای از دانشمندان این ناهنجاری افزایشی را به افزایش شکوفایی فیتوپلانکتونها در آبهای سطحی نسبت دادهاند که باعث آشفتگی در سیستم کربن جهانی شده است ;Erba, 1994) رود حالی که عدهای دیگر بیان کردهاند که افزایش شکوفایی فیتوپلانکتونها در تمامی مناطق تتیس قابل توجیه نمی باشد و عقیده (Arthur et al., 1990; Tyson, 1995).

در برش مورد مطالعه بحران کلسیتی شدن زیستی با بحران نانوکونیدهای آهکی قابل مشاهده است .(Mahanipour et al) 2011) که این بحران از سایر نقاط دنیا نیز همزمان با رخداد غیرهوازی اقیانوسی گزارش شده است ;1994 et al)

<sup>1.</sup> Eutroph

<sup>2.</sup> Mutterlose

<sup>3.</sup> Heimhofer



شکل ۵. تطابق منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکلکوه با چینهشناسی تلفیقی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در تتیس (,,Weissert and Erba, 2004; Price et al

ceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO<sub>2</sub>, in The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present. In: Sundquist, E.T., Broecker, W.S., (eds.). Geophysical Monogaph Series, 32. AGU, Washington, 504-529.

- Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M. and Riva, A., 2002. Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica Formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 180, 253-275.

- Bown, P.R. and Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (eds.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman and Hall, London, 16- 28.

- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J. and Schlanger, S.O., 1994. Timing and Paleoceanography of Oceanic Dysoxic/Anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). Palaios, 9, 335-369.

- Adabi, M.H., 1997. Application of carbon isotope chemostratigraphy to the Renison dolomites, Tasmania: a Neoproterozoic age. Australian Journal of Earth Sciences, 44, 767-775.

- Arthur, M.A., Brumsack, H.J., Jenkyns, H.C. and Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbonrich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (eds.). Cretaceous Resources, Events, and Rhythms, Kluwer Academic, Norwell, Mass, 75–119.

- Arthur, M.A., Dean, W.E. and Schlanger, S.O., 1985. Variations in the global carbon cycle during the Creta- Bralower, T.J., CoBabe, E., Clement, B., Sliter, W.V., Osburne, C. and Longoria, J., 1999. The record of global change in mid-Cretaceous, Barremian–Albian sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. Journal of Foraminiferal Research, 29, 418–437.

- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. and Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations. SEPM Special Publication 54, 65-79.

- Bralower, T.J., Sliter, W.V., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Allard, D.J. and Schlanger, S.O., 1993. Dysoxic/ anoxic episodes in the Aptian –Albian (Early Cretaceous). In: Pringle, M. et al. (eds.), The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism. AGU Geophysical Monograph 77, 5–37.

- Channell, J.E.T., Erba, E., Muttoni, G. and Tremolada, F., 2000. Early Cretaceous magnetic stratigraphy in the APTICORE drill core and adjacent outcrop at Cismon (Southern Alps, Italy), and correlation to the proposed Barremian-Aptian boundary stratotype. Geological Society of America Bulletin, 112, 1430–1443.

- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, C.F., Wezel, C.F. and Moretti, E., 1987. Descrizione di un livello guida "Radiolaritico-Bituminoso-Ittiolitico" alla base delle Mattinata Formation nell'Appennino Umbro-Marchigiano. Bollettino della Societa` Geologica Italiana, 106, 183-192.

- de Gea, G.A., Castro, J.M., Aguado, R., Ruiz-Ortiz, P.A. and Company, M., 2003. Lower Aptian carbon isotope stratigraphy from a distal carbonate shelf setting: the Cau section, Prebetic zone, SE spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200, 207-219.

- Erba, E. and Tremolada, F., 2004. Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric  $CO_2$  and anoxia. Paleoceanography, 19, 1-18.

- Erba, E., 1994. Nannofossils and superplumes: The early Aptian 'nannoconid crisis'. Paleoceanography, 9, 483–501.

- Erba, E., 1996. The Aptian stage. Bulletin de L'institut Royal Des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre, 66, 31-43.

- Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic

oceanic anoxic events. Marine Micropaleontology, 52, 85-106.

- Erba, E., Channell, J.E.T., Claps, M., Jones, C., Larson, R.L., Opdyke, B., Premoli Silva, I., Riva, A., Salvini, G. and Torricelli, S. 1999. Integrated stratigraphy of the Cismon Apticore (southern Alps, Italy): A "reference section" for the Barremian- Aptian interval at low latitudes. Journal of Foraminiferal Research, 29, 371–391.

- Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D. and Markey, M. 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. Nature, 409, 325–327.

- Föllmi, K.B., 2012. Early cretaceous life, climate and anoxia. Cretaceous Research, 35, 230-257.

- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M. and Funk, H., 1994. Phosphogenesis, carbonisotope stratigraphy, and carbonate-platformevolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. Geological Society of America Bullettin, 106, 729–746.

- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Burla, S., Andersen, N. and Weissert, H., 2003. Terrestrial carbon-isotope records from coastal deposits (Algarve, Portugal): a tool for chemostratigraphic correlation on an intrabasinal and global scale. Terra Nova, 15, 8-13.

- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Andersen, N. and Weissert, H., 2004. Absence of major vegetation and palaeoatmospheric  $PCO_2$  changes associated with oceanic anoxic event 1a (EarlyAptian, SE France). Earth and Planetary Science Letters, 223, 303–318.

- Heldt, M., Bachmann, M. and Lehmann, J., 2008. Microfacies, biostratigraphy, and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethys margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 261, 246-260.

- Herrle, J.O., Kößler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H. and Hemleben, C., 2004. High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. Earth and Planetary Science Letters, 218, 149–161.

- Immenhauser, A., Hillgärtner, H. and Van Bentum, E., 2005. Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to Oceanic Anoxic Event 1a. **Archive of SID** اعظم ماهانی پور و همکاران

Sedimentology, 52, 77-99.

- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R.T.J. and de Cabrera, S., 2002. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 188, 3-4, 215-248.

- Jenkyns, H.C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. Journal of Geological Society of London 137, 171-188.

- Jenkyns, H.C., 1995. Carbon–isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the Lower Cretaceous shallow–water carbonates of resolution Guyot, Mid–Pacific mountains. Proceedings of Ocean Drilling Program Science Results 143, 99-104.

 Jenkyns, H.C., 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. Zentralblatt f
ür Geologie und Pal
äontologie, 7-9, 943-949.

- Jenkyns, H.C., Mutterlose, J. and Sliter, W.V., 1995. Upper Cretaceous carbon and oxygen isotope stratigraphy of deep-water sediments from the north-central Pacific (Site 869, Flank of Pikinni-wodejebato, Marshall islands. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 143, 105-108.

- Leckie, R.M., Bralower, T.J. and Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. Paleoceanography, 17, 1-29.

- Luciani, V., Cobianchi, M. and Jenkyns, H.C., 2001. Biotic and geochemical responses to anoxic events: the Aptian pelagic succession of the Gargano Promontory, southern Italy. Geological Magazine, 138, 277–298.

- Mahanipour, A., Mutterlose, J., Kani, A.L. and Adabi, M.H., 2011. Palaeoecology and biostratigraphy of early Cretaceous (Aptian) calcareous nannofossils and the  $\delta^{13}C_{carb}$  isotope record from NE Iran. Cretaceous Research, 32, 331-356.

- Malkoč, M., Mutterlose, J. and Pauly, S., 2010. Timing of the Early Aptian  $\delta^{13}$ C excursion in the Boreal Realm. Newsletter on Stratigraphy, 43, 3, 251-273.

- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. and Caron, M., 1998. High-resolution d13C-stratigraphy through the early Aptian "Livello Selli" of the Alpine Tethys. Paleoceanography, 13, 530–545.

- Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C.

and Verga, D., 1999. Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. Journal of Foraminiferal Research, 29, 352-370.

- Price, G.D., 2003. New constraints upon isotope variation during the early Cretaceous (Barremian-Cenomanian) from the Pacific Ocean. Geological Magazine, 140, 513-522.

 Price, G.D., Dashwood, B., Taylor, G.K., Kalin, R.M. and Ogle, N., 2008. Carbon isotope and magnetostratigraphy of the Cretaceous (Barremian-Aptian) Pabellón Formation, Chañarcillo Basin, Chile. Cretaceous Research, 29, 183-191.

- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 44, 731-759.

- Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geologie en Mijnbouw, 55, 179–184.

- Scholle, P.A. and Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestonesdpotential stratigraphic and petroleum-exploration tool. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64, 67–87.

- Tejada, M.L.G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, T. and Tatsumi, Y., 2009. Ontong Java plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. Geology, 37, 855-858.

- Tyson, R.V., 1995. Sedimentary Organic Matter. Chapman & Hall, London, UK, 615.

- Vahrenkamp, V.C., 1996. Carbon isotope stratigraphy of the Upper Kharaib and Shuaiba formations: Implications for the Early Cretaceous evolution of the Arabian Gulf region. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 80, 647-662.

- Weissert, H. and Erba, E., 2004. Volcanism,  $CO_2$  and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. Journal of the Geological Society of London, 161, 695-702.

- Weissert, H. and Mohr, H., 1996. Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 122, 27-43.

- Weissert, H., 1989. C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental changes: a case study from the Early Cretaceous. Survey of Geophysics, 10, 1-16.

- Weissert, H., Joachimski, M. and Sarnthein, M., 2008.

Chemostratigraphy. Newsletters on Stratigraphy, 42 (3), 145-179.

- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. and Kuhn, O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 137, 189–203.

- Weissert, H., McKenzie, J.A. and Channell, J.E.T. 1985. Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous. In: Sundquist, E.T. & Broeker, W.S. (eds) The Carbon Cycle and Atmospheric CO2: Natural Variations Archean to Present. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 32, 531–545.

- Wissler, L., Funk, H. and Weissert, H., 2003. Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200, 187-205.