

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

اعظم ماهانی پور<sup>(۱\*)</sup>، انوشیروان لطفعلی کنی<sup>۲</sup> و محمدحسین آدابی<sup>۳</sup>

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

### چکیده

منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ رسوبات آپتین (قسمت‌های فوقانی سازند سرچشمه و کل سازند سنگانه) در برش تکل کوه، 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 *Chiastozygus litterarius Zone* (NC6) و *Rhagodiscus angustus Zone* (NC7A) در محدوده فوق تشخیص داده شده است. بر اساس نانوفسیل‌های آهکی موجود سن سازند سرچشمه، بarmین پسین - آپتین پیشین و سن سازند سنگانه، آپتین پیشین - ابتدای آپتین پسین است. در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقیاس متوسط دو ناهنجاری اصلی (ناهنجاری کاهشی - افزایشی) قابل مشاهده است که به رخدادهای غیرهوازی اقیانوسی ابتدای آپتین نسبت داده شده‌اند. در این منحنی در مقیاس کوچکتر قطعات C2, C3, C4-C6, C7 و C8 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.

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

### مقدمه

تأثیر شرایط اقیانوس‌شناسی محلی نیز ایجاد نمی‌شوند، بلکه نشان‌دهنده تغییرات جهانی در شرایط اقیانوس‌های گذشته و آشفتنگی چرخه کربن جهانی هستند (Arthur et al., 1985; Weissert et al., 1997; Adabi, 1997) و لذا ابزار مناسبی جهت تطابق دقیق رسوبات به‌شمار می‌روند (Jarvis et al., 2002). تغییرات بلند مدت (بیش از ۱۰۰ هزار سال) در میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ به اندازه بیش از ۱/۵% (در هزار) منعکس کننده نوسانات جهانی در تدفین کربن است (Weissert, 1989; Weissert and Mohr, 1996). همچنین با توجه به این 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

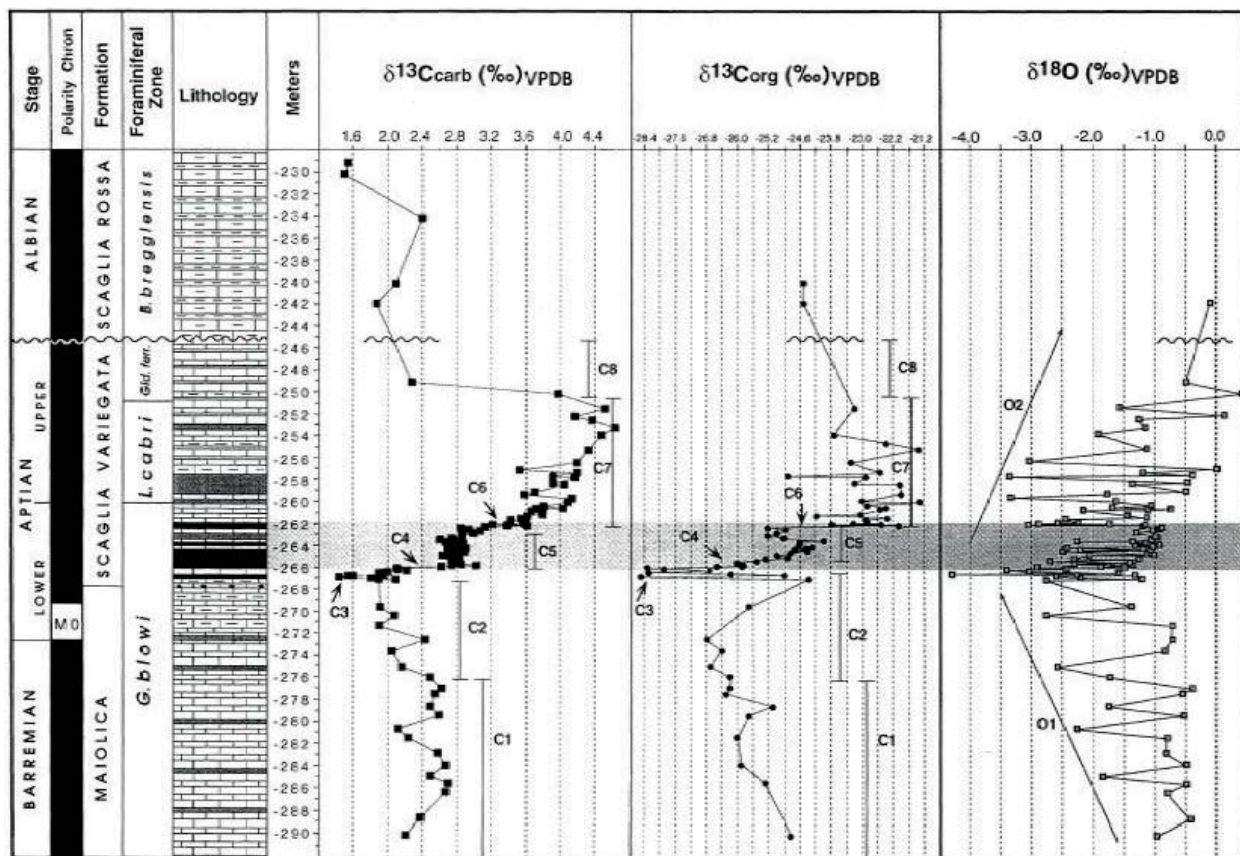
ژئوشیمی ایزوتوپ کربن ۱۳ ابزار بسیار مهمی جهت مطالعات چینه‌شناسی و تطابق رسوبات کربناته در مقیاس ناحیه‌ای و جهانی است که در بسیاری از مطالعات به کار رفته است (Weissert, 1989; Menegatti et al., 1998; Heimhofer et al., 2003). همچنین این روش جهت تطابق رسوبات کربناته دریایی در زمان کرتاسه با موفقیت استفاده شده است (Jenkyns, 1995; Weissert et al., 2002; Jarvis et al., 1998; et al., 1998) و با داده‌های بیوستراتیگرافی نیز قابل انطباق است (Menegatti et al., 1998; Erba et al., 1999). بسیاری از دانشمندان عقیده دارند که نوسانات موجود در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ بیانگر تأثیر دیاژنز نبوده و تحت

\* نویسنده مرتبط A\_mahanipour@uk.ac.ir

کرده‌اند (شکل ۱): C1 در رسوبات بارمین فوقانی تعریف شده و مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۲-۲/۸‰ نوسان داشته؛ در رسوبات آپتین پیشین مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ به ۱/۶-۲‰ کاهش پیدا کرده (C2) و پس از آن به حداقل مقدار رسیده (۱/۲-۱/۴‰) است (C3، آنومالی کاهش). سپس میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ افزایش (آنومالی افزایشی) نشان می‌دهد (۲/۶-۲/۸‰، C4) و در ادامه کمی نوسان داشته و پایدار می‌شود (C5). به دنبال این قسمت، افزایش دیگری در منحنی دیده شده (۳/۶-۳/۶‰، C6) و پس از آن به حداکثر مقدار خود رسیده (۴/۵-۴/۵‰، C7) و در ادامه مجدداً کاهش می‌یابد (۲/۶‰، 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، می‌تواند بصورت ابزار بیوستراتیگرافی قدرتمندی عمل کند (Weissert et al., 1985; Jenkyns et al., 1995). در آپتین پیشین ناهنجاری‌های اساسی (ناهنجاری کاهش و افزایشی) در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ با دقت کرونوستراتیگرافی بالا ثبت شده است (Menegatti et al., 1998; Erba, 2004). در این زمان ناهنجاری کاهش در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ (۱/۲‰) با ناهنجاری افزایشی (تا ۴‰) دنبال شده است (Weissert et al., 2008; Erba and Sert, 2004). این ناهنجاری در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در زمان فوق از بسیاری نقاط دنیا از جمله شمال ایتالیا (Menegatti et al., 1998; Erba et al., 1999)، سوئیس (Menegatti et al., 1998; Wissler et al., 2003)، فرانسه (Vahrenkamp, 1996)، خاورمیانه (Heimhofer et al., 2004)، اقیانوس اطلس (Herrle et al., 2004)، اقیانوس آرام (Jenkyns, 1995)، حوضه بورال<sup>۱</sup> (Malkoč et al., 2010) و سایر نقاط دنیا (Bralower et al., 1999; Price, 2003) گزارش شده که در ارتباط با رخداد غیرهوازی اقیانوسی<sup>۲</sup> آپتین پیشین است (Cocci et al., 1987; Menegatti et al., 1998). منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ بارمین فوقانی - آپتین پیشین در برش تحت‌الارضی سیسمون<sup>۳</sup> واقع در تیس آپی را به C1-C8 به شرح ذیل تقسیم



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

1. Boreal Realm
2. OAE la
3. Cismun

به روش ثقلی<sup>۱</sup> (Bown and Young (1998) آماده‌سازی شده و اسلایدها با میکروسکوپ نوری الیمپوس BH2 و با بزرگنمایی ۱۵۰۰X مورد مطالعه قرار گرفت.

### ایزوتوپ‌های پایدار

مطالعات ایزوتوپی ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) بر روی ۸۰ نمونه که از فاصله ۷۵۵ متری تا ۱۶۶۸ متری (انتهای برش) برداشت شده است، 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  $\pm 0.2\%$  و برای ایزوتوپ اکسیژن  $\pm 0.4\%$  بوده است. پس از اتمام اندازه‌گیری، منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ نمونه‌های مورد مطالعه با داده‌های بیوستراتیگرافی مطابقت داده شد.

### نتایج

#### بیوستراتیگرافی

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

برش مذکور با سایر حوضه‌های رسوبی.

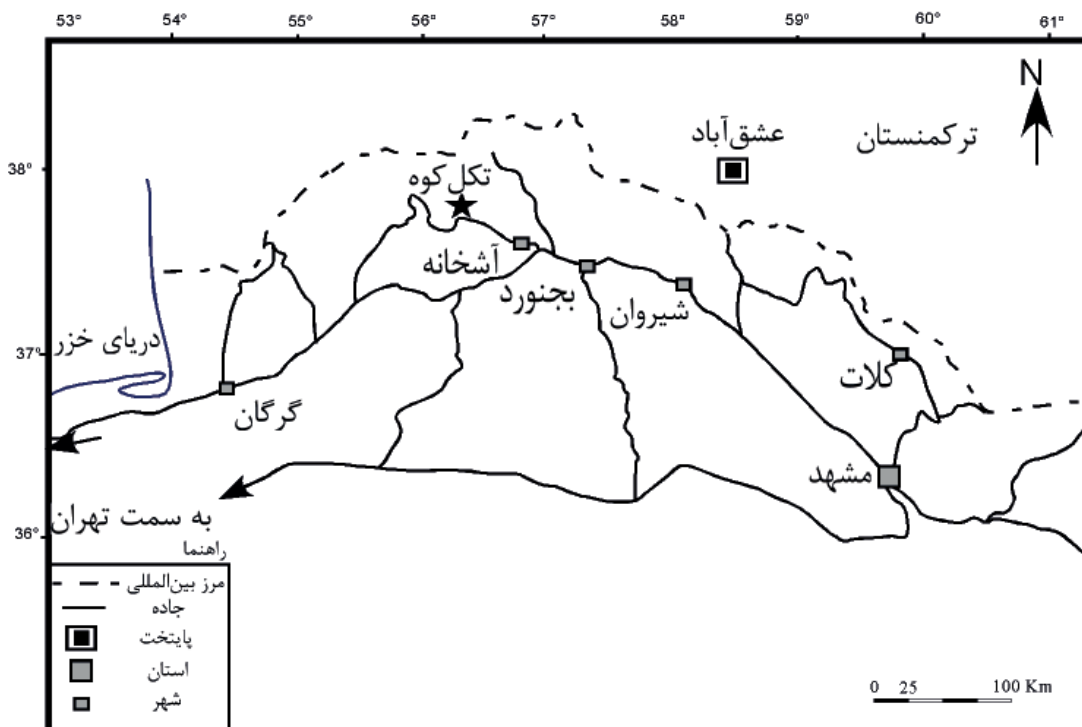
### موقعیت زمین‌شناسی برش مورد مطالعه

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 - مراوه‌تپه امکان‌پذیر است. مختصات جغرافیایی برش برداشت شده عبارت است از طول جغرافیایی  $56^{\circ} 10' 09''$  شرقی و عرض جغرافیایی  $37^{\circ} 43' 06''$  شمالی (شکل ۲). در این برش سازند سرچشمه به صورت هم شیب بر روی سازند تیرگان قرار دارد و توسط سازند سنگانه به صورت هم شیب پوشیده شده است. مرز فوقانی سازند سنگانه با سازند کلات به صورت دگرشیب است. در برش تکل کوه، لیتولوژی غالب سازند سرچشمه، مارن و سنگ‌آهک مارنی و لیتولوژی غالب سازند سنگانه شیل و مارن است.

### روش مطالعه

#### بیوستراتیگرافی

سازندهای سرچشمه و سنگانه با لیتولوژی غالب مارن، سنگ‌آهک مارنی و شیل در برش تکل کوه 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 بیوستراتیگرافی بر پایه نانوفسیل‌های آهکی انجام شده است. برای مطالعه بیوستراتیگرافی نانوفسیل‌های آهکی، نمونه‌های موجود



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

مشابه گزارش شده است (Menegatti et al., 1998; de Gea et 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 (Menegatti et al., 1998; Bralower et al., 1999; Heimhofer et al., 2004). ناهنجاری کاهشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ به مقدار ۱/۳۶% در ضخامت ۱۰ متری سازند سنگانه (نقطه C3) و در قسمت‌های فوقانی بیوزون نانوفسیلی *Chiastozygus litterarius* (NC6) Zone 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* و *tozygus litterarius* Zone (NC6) Erba et al. (1999) از ایتالیا نیز ناهنجاری کاهشی و افزایشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در محدوده نانوفسیلی فوق ثبت شده است. در مقیاس کوچکتر و با دقت بالاتر، هفت قسمت (C2-C8) قابل تشخیص است (شکل ۳) که منطبق با مشاهدات Menegatti et al. (1998) در سوئیس و ایتالیا است. این تقسیمات در مطالعات بعدی توسط Bralower et al. (1999) از مکزیک نیز گزارش شده است.

قسمت‌های C3، C2 و قسمت‌های تحتانی C4-C6 (از ضخامت ۷۵۵ تا ۱۴۱۰ متری) منطبق با بیوزون نانوفسیلی *Chiastozygus litterarius* Zone (NC6) C4-C6، C7 و C8 (از ضخامت ۱۴۱۰ متری تا انتهای برش، ۱۶۶۸ متری) در بیوزون نانوفسیلی *Rhagodiscus angustus* Zone (NC7A) قرار 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 نانوکونیدها (Erba, 1994)، کاهش تنوع و افزایش فراوانی رادیولرها (Premoli-Silva et al., 1999)، نادر بودن فرامینفرهای پلانکتون و حفظ‌شدگی ضعیف آنها (Premoli-Silva et al., 1999) آغاز شده که با پراکندگی گسترده لایه‌های مشخصی از شیل سیاه و یا ناهنجاری افزایشی در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ دنبال می‌شود (Schlanger, 1980; Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980). محدوده چینه‌شناسی رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین در برش‌های مختلف بر اساس معیارهای متفاوت تعریف شده است، برای مثال، در مطالعه Me-negatti et al. (1998)، محدوده رخداد غیرهوازی اقیانوسی بر اساس مطالعات چینه‌شناسی شیمیایی از قطعه C4 تا مرز C6-C7 تعریف شده است. در بعضی از مطالعات نیز رخداد غیرهوازی

بیوزوناسیون (Roth (1978)، بیوزون‌های نانوفسیلی *Chiastozy-* *Rhagodiscus angustus* Zone و *gus litterarius* Zone (NC6) (NC7A) در رسوبات آپتین برش تکل کوه تشخیص داده شده است. بیوزون *Chiastozygus litterarius* Zone (NC6) از اولین حضور گونه *Rucinolithus irregularis* تا اولین حضور گونه *Eprolithus floralis* معرفی شده است. ساب بیوزون نانوفسیلی *Rhagodiscus angustus* Zone (NC7A) از اولین حضور گونه *Eprolithus floralis* تا آخرین حضور جنس *Micrantholithus* spp. معرفی شده است و با توجه به اینکه جنس *Micrantholi-* *thus* spp. تا انتهای برش مورد مطالعه حضور دارد لذا این بیوزون تا انتهای برش قرار دارد.

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 می‌شود، 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 آپتین 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 می‌دهد 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 می‌شود. 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 می‌شود. افزایش دیگری در ۱۴۴۶ متری برش (نمونه ۲۴۲، نقطه D) به میزان ۴/۶۸% ثبت شده است. این قسمت از منحنی را به طور کلی می‌توان هم‌ارز بخش‌های C4-C6 در نظر گرفت. پس از این قسمت، مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ همچنان افزایش پیدا می‌کند و مقدار آن بین ۳/۱% و ۵/۴% نوسان دارد (C7). در بالاترین قسمت منحنی کاهش واضحی به میزان ۱/۳۲% (C8) دیده می‌شود که توسط بسیاری از محققین نیز از برش‌های



سیسمون واقع در تیس آلپی (شمال ایتالیا)، ناهنجاری افزایشی به میزان تقریبی ۴% (C4-C7) به دنبال ناهنجاری کاهشی به مقدار تقریبی ۱/۲% (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 فناوری ویک 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، Bralower et al. (1999) نیز قسمت‌های C1-C8 را در مطالعات خود در مکزیک تشخیص داده‌اند. این روند در مناطق مختلف دنیا؛ (Heimhofer et al., 2004; Heldt et al., 2008) ثبت شده، اما مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش‌های 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 بیوزون‌های نانوفسیلی و فرامینفری، این قسمت‌ها (C1-C8) اغلب به عنوان ابزار کرونوستراتیگرافی جهت تطابق در توالی‌های جهانی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Bralower et al., 1999; Luciani et al., 2001; de Gea et al., 2003; Immenhauser et al., 2005). در مطالعاتی که بر روی برش‌های مختلف در تیس صورت گرفته است، ناهنجاری کاهشی (C3) به مقدار ۱/۲-۱/۴% در قسمت‌های فوقانی بیوزون نانوفسیلی (Chiastozygus litterarius Zone (NC6) ثبت شده که منطبق با آغاز رخداد غیرهوازی اقیانوسی (OAE 1a) در آپتین پیشین است (Bralower et al., 1999; Weissert and Erba, 2004). به دنبال این ناهنجاری کاهشی، ناهنجاری افزایشی (C4) به میزان ۳% ثبت شده و سپس به حداکثر میزان خود (بیش از ۴%، C6) رسیده (Menegatti et al., 1998; Weissert and Erba, 2004) که در بیوزون نانوفسیلی Rhagodiscus angustus Zone (NC7A) ثبت شده است (Bralower et al., 1999; Weissert and Erba, 2004). در برش تکل کوه نیز همان‌گونه که پیشتر گفته شد، روند کلی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ مشابه با سایر نقاط دنیا از جمله برش تحت‌الارضی سیسمون (شمال ایتالیا) بوده و علاوه بر ناهنجاری کاهشی و افزایشی ثبت شده در منحنی، قسمت‌های C2، C3، C4-C6، C7، C8 نیز قابل تشخیص است (شکل ۳). در این برش نیز ناهنجاری کاهشی به مقدار ۱/۳۶% (C3) در قسمت‌های فوقانی بیوزون نانوفسیلی NC6 ثبت شده و به دنبال این ناهنجاری کاهشی، ناهنجاری افزایشی (C4) به میزان ۴/۲۷% در حفاصل دو بیوزون نانوفسیلی NC6-NC7A (نقطه B) ثبت شده است. در ادامه C7، C4-C6، C7، C8 در بیوزون نانوفسیلی 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

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 اساسی در گیاهان و جانوران دریایی از قبیل کاهش تنوع رادیولرها و یا بحران نانوکونیدها مشخص شده است (Erba, 1994; Erba, 2004; Heldt et al., 2008). در توالی‌های کم‌عمق شمال تیس سوئیس، (Menegatti et al., 1998) و توالی‌های عمیق شمال ایتالیا (Erba, 1996; Erba et al., 1999) که برش‌های مرجع برای 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 (Chiastozygus litterarius Zone (NC6) و قسمت‌های تحتانی بیوزون فرامینفری Leupoldina cabri Zone ثبت شده‌اند (Malkoč et al., 2010).

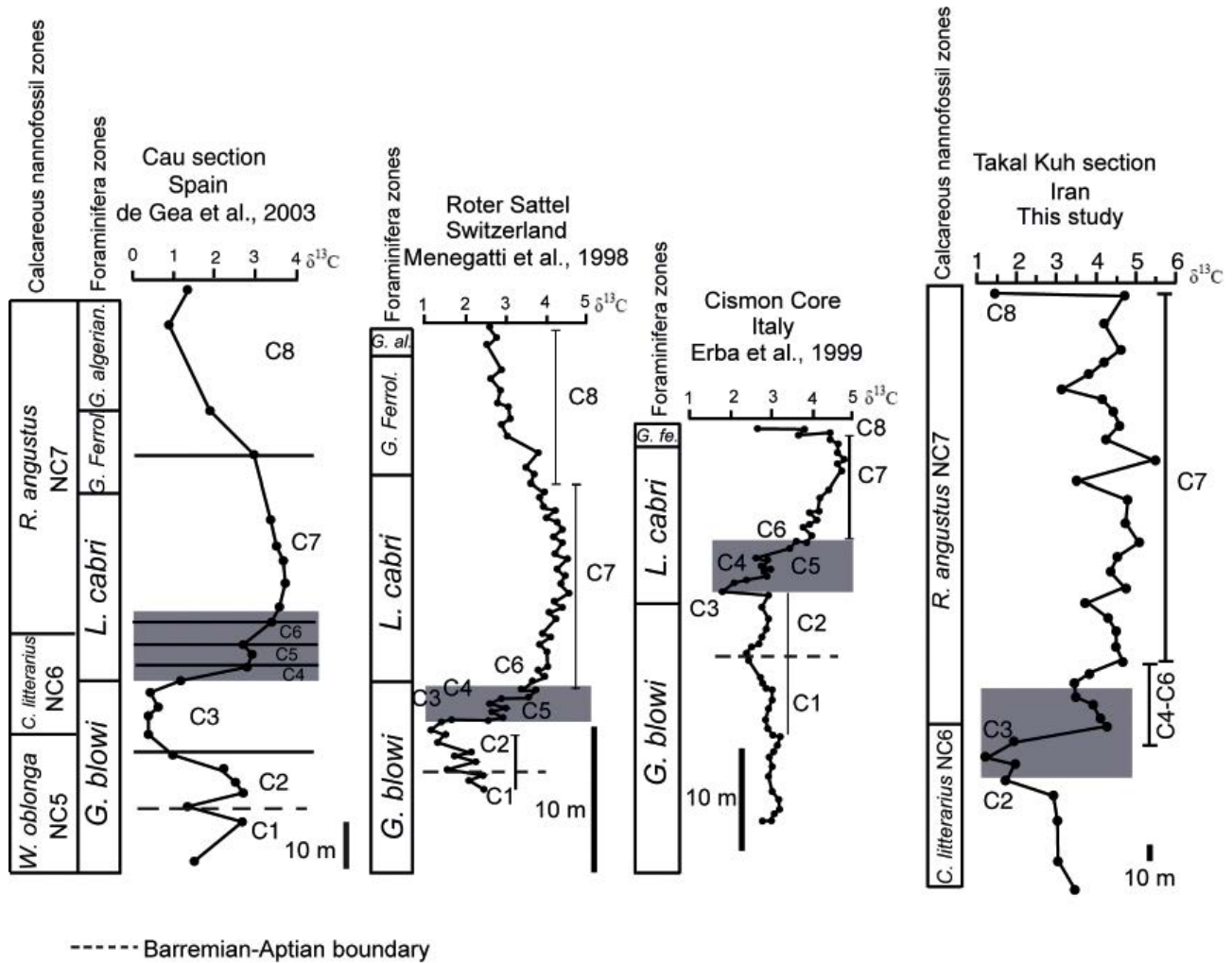
در برش تکل کوه از ابتدای سازند سنگانه تا ضخامت ۵۰ متری (قسمت‌های فوقانی بیوزون NC6 قسمت‌های ابتدایی بیوزون NC7A) بحران نانوکونیدی قابل مشاهده است، درحالی‌که از ضخامت ۵۰ متری به سمت بالا، نانوکونیدها با فراوانی بالایی ظاهر می‌شوند (Mahanipour et al., 2011). فقدان نانوکونیدها در محدوده مذکور قابل انطباق با بحرانی است که همزمان با رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین در شمال ایتالیا ثبت شده و اولین بار توسط Erba (1994) مطرح و متعاقباً از سایر نقاط دنیا (Bralower et al., 1994; Channell et al., 2000; Bersezio et al., 2002; Erba and Tremolada, 2004) نیز گزارش گردیده 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 تیس و شمال ایتالیا، رخداد مذکور در قسمت‌های فوقانی بیوزون نانوفسیلی NC6 و ابتدای بیوزون نانوفسیلی NC7A ثبت شده است.

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

نوسانات ثبت شده در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ بیانگر تغییرات جهانی در شرایط اقیانوس‌ها و چرخه کربن جهانی است، لذا می‌تواند 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 کربنات‌های دریایی کرتاسه در مقیاس جهانی از منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ جهت تطابق استفاده شده است (Scholle and Arthur, 1980; Arthur et al., 1985; Weissert, 1989; Menegatti et al., 1998).

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

1. Roter Sattel  
2. Cau



شکل ۴. روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل کوه در مقایسه با برش‌های سیسومون، روترسattel و کا. روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل کوه مشابه سایر برش‌ها بوده و قسمت‌های C۲-C۸ 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 برش‌ها از جمله برش کا در اسپانیا (de Gea et al., 2003) ثبت شده اما در برش تحت‌الارضی سیسومون در ایتالیا و برش روتر سattel 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 ۳)؛ با توجه به اینکه منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل کوه در محدوده C4-C6، روند کلی ثبت شده در کار Menegatti et al. (1998) (حالت پله‌ای یعنی افزایش مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ (C4)، ثابت بودن نسبی مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ (C5) و افزایش مجدد در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ (C6)) را نشان نمی‌دهد، 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 ایزوتوپ 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 سattel، سیسومون، کا و تکل کوه)، همگی مربوط به حوضه رسوبی تیس هستند. با توجه به اینکه C1 متعلق به بارمین پسین است و در برش تکل کوه نمونه‌های با سن بارمین از نظر ایزوتوپی آنالیز نشده‌اند، لذا در این برش نمایش داده نشده است. تفاوت اساسی برش تکل کوه نسبت به برش‌های مورد مقایسه، مشخص کردن C2 متعلق به ابتدای آپتین با علامت سوال در نمونه ۲۲۰ با مقدار ۱/۸۸% است. مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ در قسمت C2 برش‌های فوق‌الذکر پایین بوده و بین ۱/۶-۲% نوسان داشته است، در حالی که در برش تکل کوه از ضخامت ۷۵۵ متری تا ۱۳۷۴ متری (آپتین پیشین)، این مقدار بین ۱/۴% تا ۴/۱۰% نوسان دارد. در ۱۳۷۴ متری (نمونه ۲۲۰) یک کاهش از ۳% به ۱/۸۸% ثبت شده که از نظر مقدار با سایر برش‌ها همخوانی دارد و به C2 نسبت داده شده است. بعد از آن C3 (آپتین پیشین) با یک حداکثر کاهش (۱/۳۶%) مشخص شده است که با سایر برش‌ها قابل انطباق است. C4-C6 (آپتین پیشین-ابتدای آپتین پسین) در برش تکل کوه تفکیک نشده و به صورت کلی نمایش داده شده است. در C5،

(Erba and Tremolada, 2004). همزمان با بحران نانوکونیدی، کاهش اساسی در میزان کربنات کلسیم در نمونه‌ها ثبت شده است. بحران نانوکونیدی و کاهش میزان کربنات کلسیم نمونه‌ها می‌تواند به علت افزایش فشار گاز دی‌اکسیدکربن 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 نانوکونیدی و رخداد غیرهوازی اقیانوسی نداشته و این رخداد بیشتر متأثر از میزان بالای فشار گاز دی‌اکسیدکربن اتمسفر بوده است.

داده‌های ایزوتوپی و بیوستراتیگرافی نانوفسیل‌های آهکی در برش تکل‌کوه با منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ کرتاسه پیشین تیس که توسط Weissert and Erba (2004) 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 تیس 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.

### نتیجه‌گیری

روند کلی و جزئی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش تکل‌کوه (غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ) مورد بررسی قرار گرفت. تحلیل 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 تحلیل دقیق‌تر منحنی، قسمت‌های C2-C8 تشخیص داده شده که در قسمت‌های فوقانی بیوزون نانوفسیلی NC6 و قسمت‌های ابتدایی بیوزون نانوفسیلی NC7A قرار دارند. تجزیه و تحلیل‌های انجام شده بر روی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل‌کوه در محدوده زمانی آپتین پیشین، با سایر مطالعات انجام شده در مقیاس جهانی (از جمله برش تحت‌الارضی سیسمون، برش روترسالت و کا در حوضه تیس 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، جایی‌که بحران نانوکونیدی ثبت شده، در نظر گرفته شده است و حکایت از ثبت رخداد غیرهوازی اقیانوسی ابتدای آپتین دارد.

### سپاسگزارى

لازم می‌دانیم از پروفیسور ماترولوز<sup>۱</sup> که در انجام این تحقیق زمینه استفاده از امکانات و تجهیزات آزمایشگاهی را فراهم کردند و همچنین پروفیسور هیمهوفر<sup>۲</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 تکل‌کوه 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.

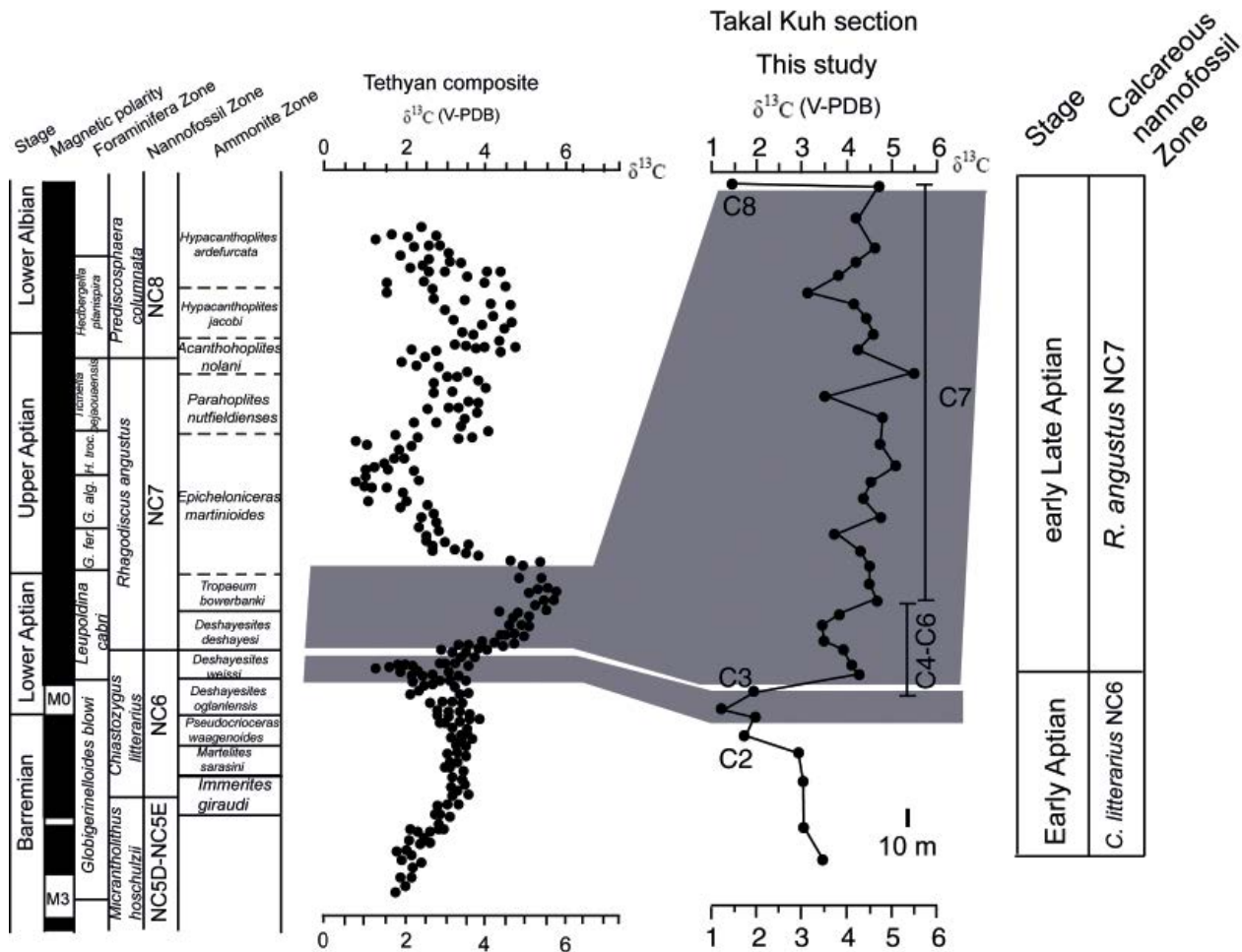
در ارتباط با ناهنجاری کاهشی ثبت شده در ابتدای رخداد غیرهوازی اقیانوسی ابتدای آپتین بحث‌های زیادی وجود دارد و مکانیزم‌های مختلفی برای توجیه آن ارائه شده است از جمله اینکه ثبت این ناهنجاری منفی در آغاز رخداد غیرهوازی اقیانوسی را در ارتباط با افزایش فعالیت‌های آتشفشانی در اقیانوس آرام می‌دانند (Arthur et 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 دی‌اکسید کربن در اقیانوس‌ها و اتمسفر طی این زمان باعث کاهش مقدار کربنات کلسیم در محیط‌های دریایی و کاهش کلسیتی شدن موجودات بتئیک و پلانکتون شده است (Föllmi et al., 2003; Wissler et al., 1994). در زمان آپتین بحران کلسیتی شدن زیستی در نانوفسیل‌های آهکی با بحران نانوکونیدی قابل مشاهده است. علاوه بر افزایش میزان دی‌اکسیدکربن، افزایش سرعت هوازدگی در قاره‌ها (به دلیل میزان بالای دی‌اکسیدکربن) و در نتیجه افزایش انتقال کربن غیرارگانیک (Föllmi et al., 2012) و مواد غذایی از قاره‌ها باعث ایجاد شرایط یوتروف<sup>۱</sup> 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 آشفته‌گی در سیستم کربن جهانی شده است (Erba, 1994; Weissert et al., 1998; Jenkyns, 1999; Leckie et al., 2002). در حالی که عده‌ای دیگر بیان کرده‌اند که افزایش شکوفایی فیتوپلانکتون‌ها در تمامی مناطق تیس قابل توجیه نمی‌باشد و عقیده دارند که حفظ‌شدگی بالای مواد در آب‌های فقیر از اکسیژن عامل ایجاد این ناهنجاری است (Arthur et al., 1990; Tyson, 1995; Erbacher et al., 2001).

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 (Bralower et al., 1994).

1. Eutroph  
2. Mutterlose  
3. Heimhofer





شکل ۵. تطابق منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ برش تکل کوه با چینه‌شناسی تلفیقی منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در تیس (Weissert and Erba, 2004; Price et al., 2008).

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 Monograph 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 Paleooceanography of Oceanic Dysoxic/Anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, 9, 335-369.

کردیم، تشکر و قدردانی نماییم.

### منابع

- افشار حرب، ع، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۷۵.

- 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 carbon-rich 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 Società 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<sub>2</sub> 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-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin*, 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<sub>2</sub> changes associated with oceanic anoxic event 1a (Early Aptian, 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., Köbler, 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.

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 für Geologie und Paläontologie*, 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  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  isotope record from NE Iran. *Cretaceous Research*, 32, 331-356.

- Malkoč, M., Mutterlose, J. and Pauly, S., 2010. Timing of the Early Aptian  $\delta^{13}\text{C}$  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  $\delta^{13}\text{C}$ -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 limestones: potential 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,  $\text{CO}_2$  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. & Broecker, W.S. (eds) The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: 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.