

ریزیست چینه‌نگاری محدوده مرز سنومانین - تورونین در برش حمام قلعه در شرق کپه داغ

شمشاد قورچانی^۱، محمد وحیدی‌نیا^{۲*}، محمدحسین محمودی قرائی^۳ و سید محمد پورمعافی^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳. استاد دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۸۹/۸/۵

تاریخ پذیرش: ۹۰/۸/۲۲

چکیده

نهشته‌های سنومانین بالایی و تورونین زیرین در برش حمام قلعه در شرق کپه داغ به منظور تعیین و تفکیک زون‌های زیستی جهانی بر مبنای روزن داران مطالعه شدند. برای رسوبات سنومانین بالایی و تورونین زیرین بر مبنای زون‌بندی استاندارد شده و جهانی سه زیست زون شامل *Rotalipora* و *Whiteinella archaеоcretacea* و *Helvetoglobotruncana helvetica* شناسایی و تفکیک شد. زیر زون‌های معادل *Whiteinella archaеоcretacea* نیز ثبت گردید. ثبت زیست زون‌های مربوط به انتهای ترین قسمت سنومانین بالایی و تورونین زیرین نشان می‌دهد که به احتمال بسیار زیاد رسوب‌گذاری در گذر از سنومانین به تورونین پیوسته بوده است.

واژه‌های کلیدی: کپه داغ، مرز سنومانین - تورونین، روزن داران پلانکتون

مقدمه

یکی از مباحث مهم در چینه‌شناسی کرتاسه بالایی، مطالعه مرز سنومانین - تورونین است. این مرز با یک رویداد کاهش سریع اکسیژن یا به عبارتی گسترش زون کاهش اکسیژن (OMZ) همراه است که این حادثه کوتاه مدت اما جهانی، حادثه بی‌اکسیژنی اقیانوسی (OAE) سنومانین - تورونین خوانده می‌شود (Sch-langer and Jenkyns, 1976). محدوده مرز سنومانین - تورونین را در نهشته‌های عمیق اقیانوسی در گل سنگ‌های سیاه و خاکستری تیره غنی از کربن آلی و بدون روزن‌داران کف زی و در دریا‌های بر قاره‌ای در رخساره‌های مارنی همراه با افزایش کربن آلی و روزن‌داران کف‌زی معرفی کرده‌اند (Arthur and Pre-moli silva, 1982; Leary et al., 1989; Peryt and Wyrwicka, 1989, 1991). در حوضه کپه داغ، درباره این مرز که راس سازند آیتامیر را در بر می‌گیرد اختلاف نظر وجود دارد. افشار حرب (۱۳۷۳) این مرز را در سراسر حوضه کپه داغ به عنوان یک سطح

با ناپیوستگی فرسایشی و وحیدی‌نیا (۱۳۷۷) مرز بین سازندهای آیتامیر و آبدراز را در برش الگو به صورت ناپیوستگی پیوسته نما در نظر گرفته است و معتقد به نبود چینه‌ای از اواخر سنومانین پسین تا اوایل تورونین میانی می‌باشد. مختاری و همکاران (۱۳۷۸) این مرز را در ناحیه دشت سرخس به صورت یک پیوستگی قابل انطباق با یک ناپیوستگی معرفی کرده‌اند. صادقی و همکاران (۱۳۸۴) با بررسی روزن‌داران رأس سازند آیتامیر و قاعده آبدراز در برش مزدوران و طاهرآباد (شرق حوضه کپه داغ) به یک نبود چینه‌ای از آخرین افق‌های زمان سنومانین تا اوایل تورونین میانی اشاره کرده‌اند و آن را ناشی از حرکات ساب هرسی نین در این بخش از کپه داغ می‌دانند.

هدف از این مقاله زون‌بندی رسوبات سنومانین بالایی و تورونین زیرین و مطالعه تغییرات محدوده مرز سنومانین - تورونین بر مبنای روزن داران پلانکتون است. این مقاله تنها رسوبات بخش بالایی سازند آیتامیر به ضخامت ۴۰ متر و بخش پایینی سازند

۵۰ و ۳۰ سانتی‌متری برداشت شدند. همه این نمونه‌ها (۵۵ نمونه) به وزن ۵۰۰ الی ۶۰۰ گرم در محلول آب اکسیژنه خیسانده شد و سپس به منظور تجزیه روزن‌داران در اندازه‌های ریز ($63 \mu\text{m}$ - $38 \mu\text{m}$) و درشت ($>63 \mu\text{m}$) طبق روش استاندارد (Keller et al., 1995) از الک‌های با مش ۷۰، ۱۵۰ و ۲۷۰ نمونه‌ها عبور داده شد و محتوای هر کدام از الک‌ها جداگانه جمع‌آوری شده و سپس نمونه‌های فسیلی شناسایی و شمارش شده‌اند. همچنین از برخی نمونه‌ها مقطع نازک تهیه شد. با توجه به فراوانی کم نمونه‌های فسیلی، بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ نمونه فسیلی در هر نمونه شمارش شد. به دلیل حفظ‌شدگی بد و متبلور شدن فسیل‌ها در برخی از نمونه‌ها تعداد فسیل‌ها از ۱۰۰ کمتر است (جدول ۱).

زیست چینه‌نگاری

مرز سنوماین - تورونین در نقاط مختلف جهان بر اساس زون‌بندی‌های انجام شده بر مبنای آمونیت‌ها و اینوسرامیدها معرفی می‌شود. اما این زون‌بندی‌ها برای تعیین سن و انطباق ناحیه‌ای بکار می‌رود و هیچ‌کدام از دو گروه فسیلی در محدوده مرز سنوماین - تورونین گسترش جهانی ندارند و به همین دلیل تطابق در مقیاس جهانی را دشوار می‌سازد (Elder, 1987; Ken nedy and Cobban, 1991; Hardenbol et al., 1993; Jenkyns et al., 1994; Bengstone, 1996) در مقابل ریزفسیل‌هایی مانند روزن داران پلانکتون و نانوفسیل‌ها پراکندگی و گسترش جهانی دارند و بهترین وسیله برای تطابق جهانی هستند (Hart and Leary, 1989; Paul et al., 1999). اما تطابق زیست چینه‌نگاری محدوده مرز سنوماین - تورونین به علت کمبود یا تنوع کم روزن

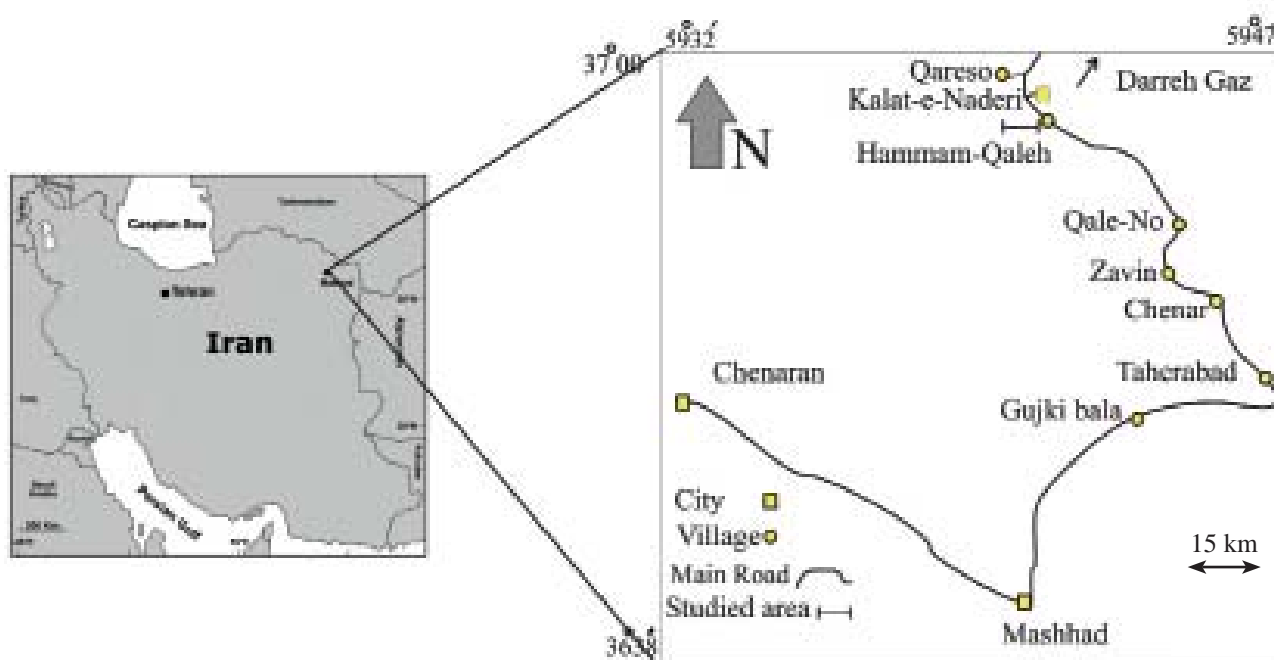
آبدراز به ضخامت ۸ متر را در بر می‌گیرد. سازند آیتامیر با شیل به همراه میان لایه‌های سیلتستون به ضخامت ۱۹ متر شروع می‌شود و با ماسه سنگ شیلی به ضخامت ۱۲ متر و سپس شیل به همراه میان لایه‌های آهک چاکی به ضخامت ۹ متر ادامه می‌یابد در دنباله آن سازند آبدراز به ضخامت ۸ متر با شیل به همراه میان لایه‌های آهک چاکی قرار دارد که مرز سنوماین - تورونین در داخل همین شیل‌ها ثبت شده است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در ۱۴۱ کیلومتری جاده اصلی مشهد به کلات نادری و در نزدیک شهر کلات نادری واقع شده است. برای دسترسی به برش مورد مطالعه در مسیر جاده اصلی مشهد به کلات نادری باید از روستاهای طاهرآباد، زاوین و قلعه نو گذشته و از سه راهی حمام قلعه و با حرکت در مسیر جاده فرعی که به سمت جنوب غرب امتداد یافته گذشت تا به برش مورد مطالعه می‌رسیم. مختصات جغرافیایی برش $36^{\circ} 59' 41''$ عرض شمالی است که انتهای سازند آیتامیر و ابتدای سازند آبدراز را در بر می‌گیرد (شکل ۱).

روش مطالعه

برش مورد مطالعه در دو مرحله نمونه‌برداری شد. در مرحله اول تعداد ۴۸ نمونه از ۴۸ متر محدوده رأس آیتامیر - قاعده آبدراز به فواصل یک متری برداشت شد. به منظور مطالعه دقیق‌تر در مرحله دوم، در محدوده‌های تغییر سنگ‌شناسی نمونه‌ها به فواصل



شکل ۱. راه دسترسی به برش مورد مطالعه

جدول ۱: نمایش درصد فراوانی نسبی روزن داران پلانکتون سنوسامین بالایی و تیرودین زیرین و کل فسیل های شمارش شده در هر نمونه

Biozones	R. cushmani										W. archaecretacea										H. helvetica	
	A. multiloculata					G. bentonensis					D. hagni					H. moreniani						
Subzones	12	13	14	15	17	19	20	22	27	28	30	31	33	34	36	37	41	42	43			
Sample	12	13	14	15	17	19	20	22	27	28	30	31	33	34	36	37	41	42	43			
Depth (cm) from section base	-34	-32	-30	-28	-24	-20	-18	-14	-8	-7	-5	-4	-2	-1	1	2	6	7	8			
<i>A. multiloculata</i>	7	6	16	14	7	25		9	10		20	3	3		4	4	4	2	2			
<i>D. algeriana</i>								2	8													
<i>D. hagni</i>							3	2					6	7								
<i>D. imbricata</i>													6	3								
<i>D. cenallulata</i>								1														
<i>Gultraudera</i>		5		4	18		6		5								3		2			
<i>G. cenomana</i>				27	17	39				50	40				2							
<i>H. dubloensis</i>		10	8	8	25		8	8	19			15	5	21	17	23	10	6	12			
<i>H. planispirata</i>					4		6	3	10					19	13			10	5			
<i>H. simplex</i>		3			3		10	2		25			6			8		2				
<i>H. moreniani</i>				8			16	6								8	12	3	4			
<i>H. reussi</i>	24	7		2			6	7				5			4		27	35	20			
<i>H. helvetica</i>																		1	6			
<i>P. globosa</i>								2	8			8				4						
<i>P. stephani</i>								4				10							1			
<i>P. praehelvetica</i>								2	10				8	14	9	9	8	3	12			
<i>R. cushmani</i>	21	17	16	4																		
<i>R. graenicherensis</i>	14	6	4																			
<i>R. reichelti</i>		3																				
<i>W. archaecretacea</i>	16	24		16	15	36	24	19	11		40	26	16	21	21	16	12	13	10			
<i>W. apatica</i>	4						3	3				5	1	1	4		4	12	3			
<i>W. belgica</i>	14	19		10	10		13	15	19	25		13	15	11	17	15	6	12	10			
<i>W. britannensis</i>				24			2	2				10	11			9	8	5	5			
<i>W. parvudubia</i>				32			2	7				10	9			0	6	8	8			
Total specimens counted	29	62	25	116	50	38	64	163	21	16	15	78	92	118	117	130	259	218	196			

می گیرد و قاعده این زیست زون نمونه برداری نشده است. جنس *Rotalipora* در این برش خیلی نادر و کمیاب و متبلور شده است. در برش مورد مطالعه مانند برش هایی مانند *Eastbourn* در انگلیس (Keller et al., 2001) و شمال اسپانیا (Lamold et al., 1997) و شمال ایتالیا (Luciani and Cobianchi, 1999) و تونس (Nederbragt and Fiorentino, 1999) اولین حضور *Whiteinel-la archaeocretacea* نزدیک به آخرین حضور *R. cushmani* است. کلر و پار دو (Keller and Pardo, 2004) زیست زون *Ro-talipora cushmani* را بر مبنای گونه های شاخص به سه زیر زون تقسیم کرده اند که در برش مورد مطالعه تنها دو زیر زون ثبت شد.

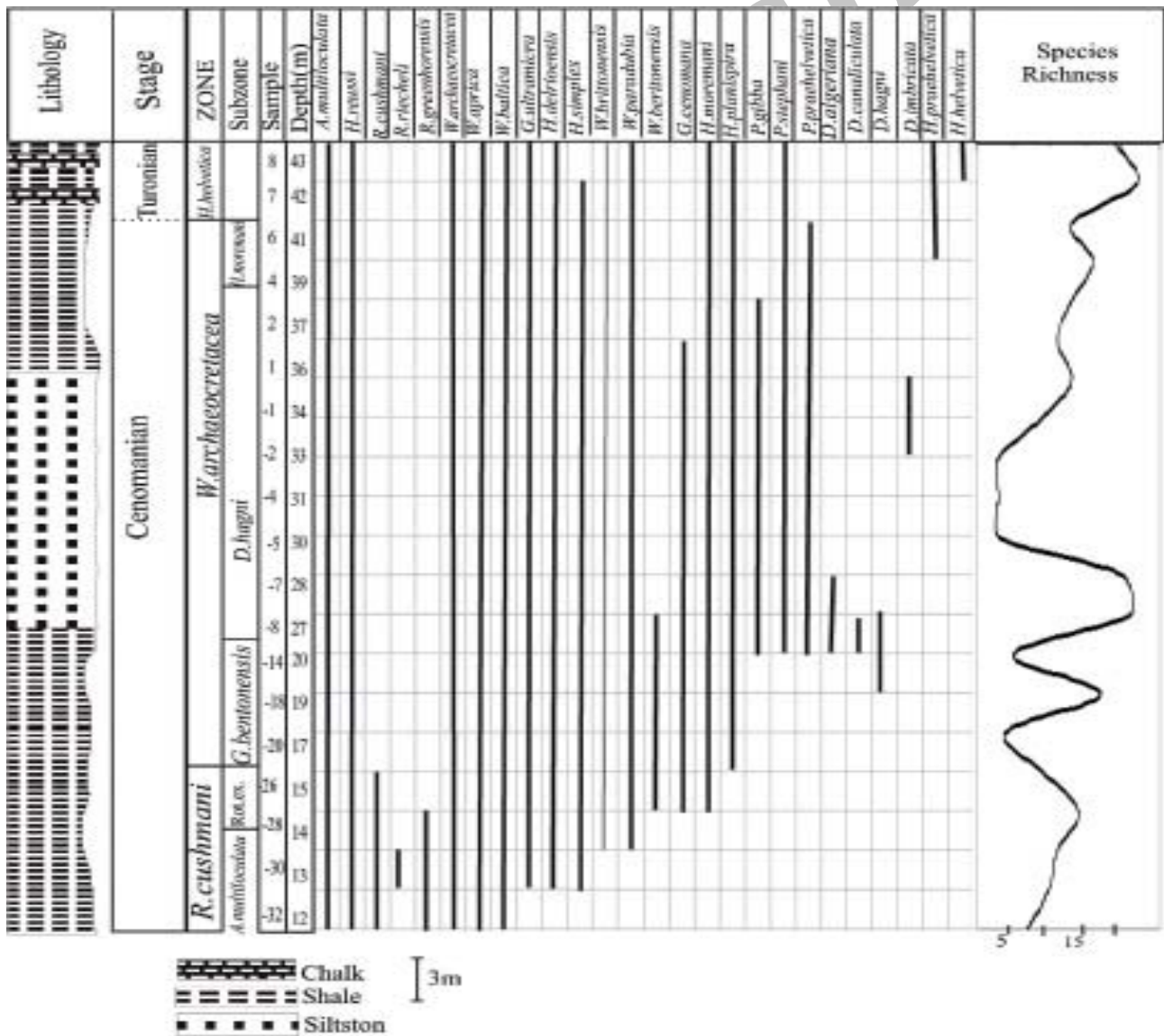
زیر زون *Anaticinella multiloculata* (Keller and Par-do, 2004)

این زیر زون، از اولین حضور *W. archaeocretacea* تا آخرین

داران پلانکتون مورد توجه قرار نگرفته (Eicher 1972, 1969; Leckie et al., 1998). در این مطالعه برای زیست چینه نگاری از زون بندی استاندارد (Caron, 1985) و همچنین زون بندی (Keller and Pardo, 2004) استفاده شده است. زیست زون های تفکیک شده در محدوده مرز از پایین به بالا به شرح زیر می باشد (شکل ۲).

زیست زون *Rotalipora cushmani* (Caron, 1985)

این زیست زون بر مبنای رنج کلی گونه *Rotalipora cushmani* معرفی شده و نشان دهنده سن سنومانین میانی تا پسین است. در بیشتر مطالعات انجام شده در محدوده مرز سنومانین - تورونین، آخرین حضور این گونه را نشان دهنده گسترش جهانی زون کاهش اکسیژن (OMZ) می دانند (Lamolda et al., 1997; Keller et al., 2001; Paul et al., 1999). محدوده مورد مطالعه تنها بخش بالایی زیست زون *Rotalipora cushmani* را در بر



شکل ۲. چگونگی توزیع روزن داران در برش مورد مطالعه

و به نظر می‌رسد که تکامل یافته از *R. greenhorensis* باشد (Eicher, 1972)، اما فراوانی آن در بالای انقراض *R. cushmani* در برش *Eastbourne* (انگلستان) نشان‌دهنده آن است که هر کدام از این گونه‌های *Rotalipora* ممکن است اجداد اولیه *A. multiloculata* باشد (Keller et al., 2001).

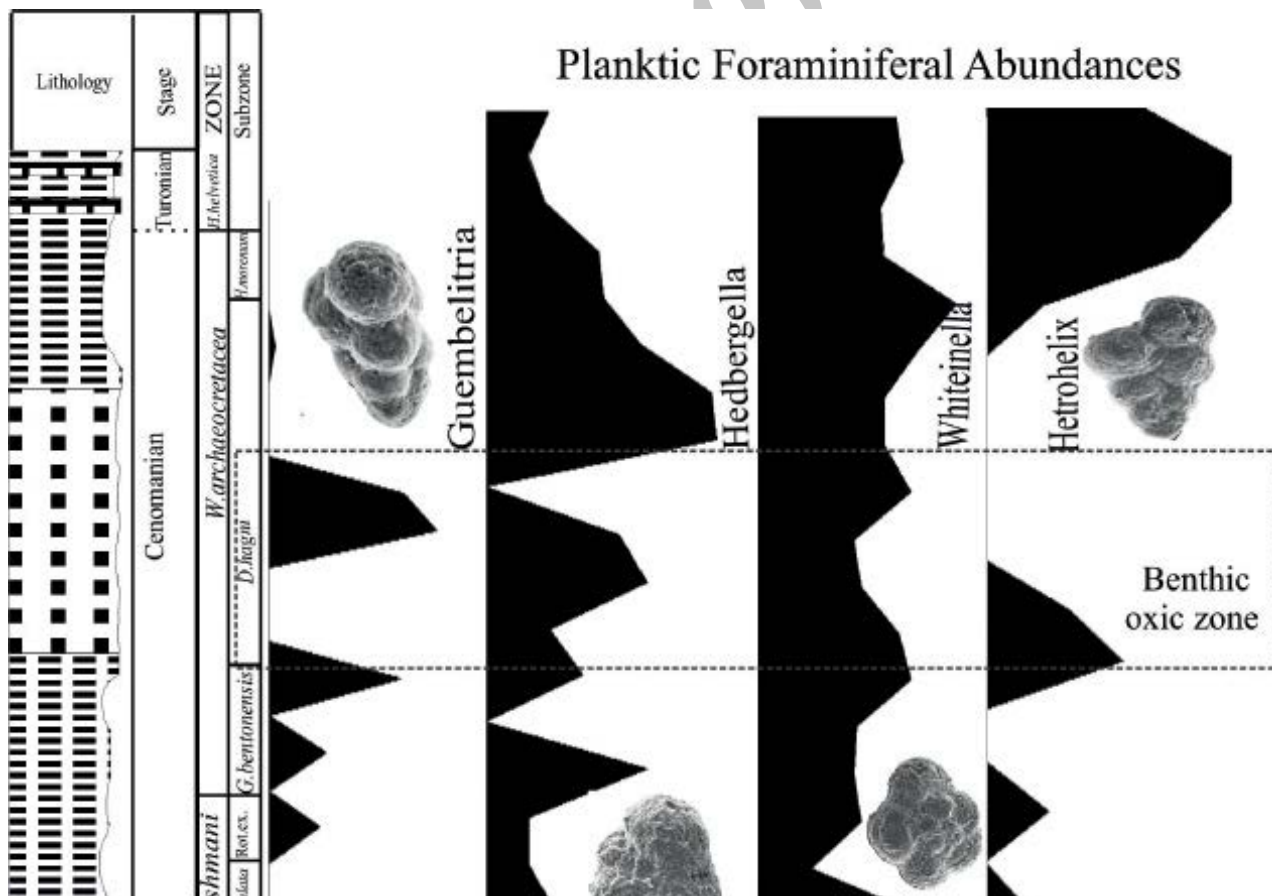
***Rotalipora* Extinction (Keller and Pardo, 2004)**

این زیر زون محدوده انقراض روتالیپوریداها است و از انقراض *R. greenhorensis* تا انقراض *R. cushmani* معرفی می‌شود (Keller et al., 2004). در برش مورد مطالعه این زیر زون ۴ متر ضخامت دارد و همراه با کاهش زیاد تنوع گونه‌هاست.

زیست زون *Whiteinella archaeocretacea* (Caron, 1985)

محدوده این زیست زون از آخرین حضور *R. cushmani* تا اولین حضور *Helvetoglobotruncana helvetica* است و نشان‌دهنده سنومانین بالایی تا تورونین زیرین است. کلر و همکاران (Keller et al., 2004) زیست زون *W. archaeocretacea* را بر مبنای گونه‌های شاخص به سه زیر زون تقسیم کرده‌اند. در برش

حضور *Rotalipora greenhorensis* معرفی می‌شود. در برش مورد مطالعه این زیر زون ۴ متر ضخامت دارد. جنس *Anaticinella* که در این مطالعه *Anaticinella multiloculata* مد نظر است، با تنوع ریخت‌شناسی اش در این زیست زون فراوان است. پیدایش این جنس در برش مورد مطالعه پیش از انقراض *Rotalipora* است. این گونه تقریباً صفحه‌ای - پیچشی به دلیل شباهت ریخت‌شناسی اش به *Ticinella* فاقد کیل نسبت داده شده و محدود به آلبین و آپسین بالایی می‌دانستند تا (Eicher, 1972) این گونه را تحت عنوان جنس *Anaticinella* که به آسانی توسط ویژگی ریخت‌شناختی و زیست‌چینه‌نگاری قابل تشخیص است معرفی کرده است. این جنس را به دلیل رخمون آن در ایالات متحده و گزارش‌های کم حضور این جنس از نقاط مختلف بومی ایالات متحده می‌باشد. (Eicher, 1972; Lecki, 1985; Lamolda et al., 1997) و (Lecki 1985) پیشنهاد می‌کند که جنس *Rotalipora* در واکنش به شرایط گسترش زون کاهش اکسیژن در سنومانین بالایی با از دست دادن کیل، به جنس *Anaticinella* تکامل پیدا کرده و آب‌های کم عمق را اشغال می‌کند اما حضور این جنس در برش‌های *Eastbourne* و *Gun Gardens* در انگلستان نشان می‌دهد که این جنس بومی آمریکای شمالی نیست و *A. multi-loculata* در *Gun garden* جنس همراه *R. greenhorensis* است



شکل ۳. فراوانی نسبی روزن‌داران پلانکتون. فراوانی دوردیفی‌های *Hetrohelix* فقط در محدوده سنومانین بالایی و تورونین زیرین که نشان‌دهنده گسترش زون کاهش اکسیژن (OMZ) در این محدوده می‌باشد و فراوانی سه ردیفی‌های *Guembelitra* در زون اکسیژن‌دار شده بستری.

زیر زون *Heterohelix moremani* (Keller and Pardo, 2004)

این زیر زون از اولین فراوانی‌های *Heterohelix* تا اولین حضور گونه کیل‌دار *Helvetoglobotruncana helvetica* معرفی می‌شود (Keller et al., 2001) در برش مورد مطالعه این زیر زون مانند برش‌های *Gun Garden* و شمال ایتالیا (Luciani and Cobiauchi, 1999) و تونس (Nederbragt and Fiorentino, 1999) با فراوانی‌های *H. moremani*، *H. reusi* و *Hedbergella* مشخص می‌شود در جایی که گونه‌های کیل‌دار خیلی نادر و یا اصلاً وجود ندارد و اولین حضور دوردیفی‌ها تقریباً همراه با اولین حضور *W. archaeocretacea* است این زیر زون در برش مورد مطالعه ۴ متر ضخامت دارد. تغییرات در دوردیفی‌های *Heterohelix* به عنوان یک زیست زون معتبر جهانی مرز سنومانین - تورونین که ناشی از گسترش زون کاهش اکسیژن (OMZ) بعد از پیشروی دریا است شناخته می‌شود (Keller et al., 2001; Keller and Pardo, 2004) و در موارد زیادی به عنوان ابزار تطابق به کار برده شده است (Leckie et al., 1998) (شکل ۴).

زیست زون *Helvetoglobotruncana helvetica* (Keller and Pardo, 2004)

این زیست زون بر مبنای محدوده کلی حضور گونه نامبرده است که پایین‌ترین قسمت تورونین را نشان می‌دهد. اولین حضور *H. helvetica* قاعده این زیست زون را نشان می‌دهد و زیست نشانگر روزن‌داران پلانکتون مرز سنومانین - تورونین در نظر گرفته می‌شود. با این حال، این گونه زیست نشانگر مشکل‌ساز بوده و باید دوباره ارزیابی شود، چرا که علاوه بر نادر

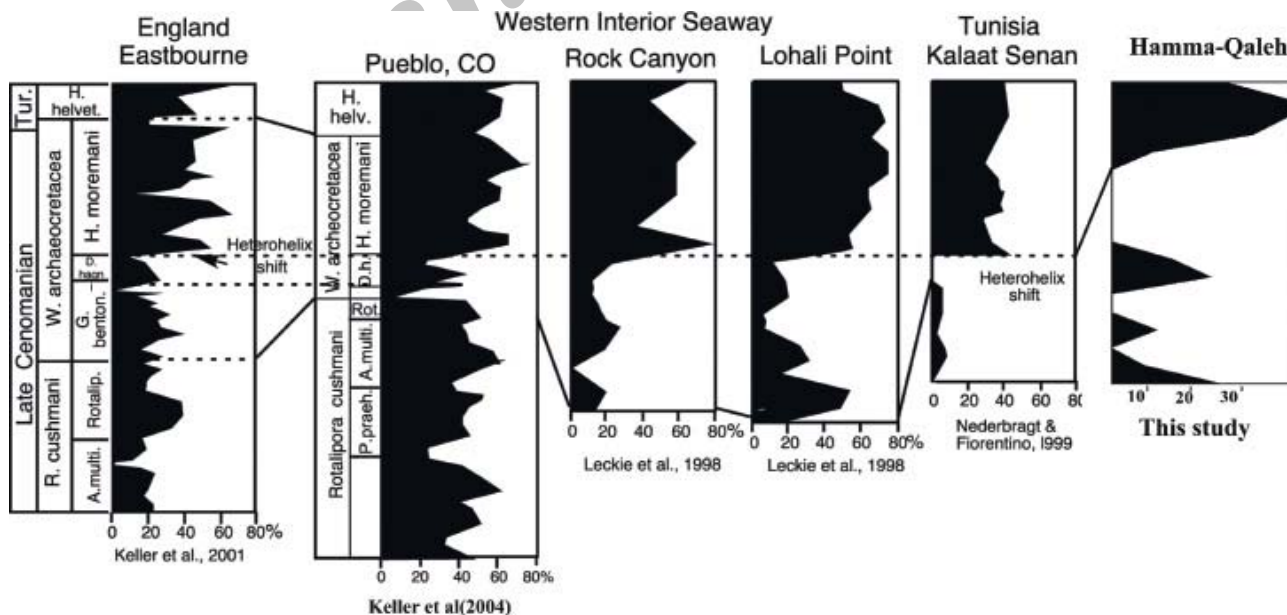
مورد مطالعه حضور گونه‌هایی که برای تقسیم این زیست زون توسط (Keller and Pardo, 2004) معرفی شده امکان تقسیم این زیست زون را به ۳ زیست زون فراهم می‌سازد که به شرح زیر است:

زیر زون *Globigerinelloides bentonensis* (Keller and Pardo, 2004)

این زیست زون از آخرین حضور *R. cushmani* تا آخرین حضور *G. bentonensis* تعریف می‌شود (Keller et al., 2001) در برش مورد مطالعه این ساب زون ۱۶ متر ضخامت دارد و مانند برش‌های *Eastbourne* و شمال اسپانیا و تونس با حضور *H. moremani*، *A. multiloculata*، *G. bentonensis* و *planispira* و همچنین حضور کمیاب برخی از گونه‌های *Di-carinellid* مشخص می‌شود.

زیر زون *Dicarinella hagni* (Ier and Pardo, 2004)

این زیر زون از آخرین حضور *G. bentonensis* تا فراوانی *Heterohelix* مشخص می‌شود. در برش مورد مطالعه، این زیست زون ۳۴ متر ضخامت دارد و همراه با فراوانی *Guembeltria* و فراوانی و تنوع روزن‌داران کف زی و کاهش فراوانی دوردیفی‌ها است فراوانی سه ردیفی‌ها و تنوع روزن‌داران کف زی و کاهش روزن‌داران پلانکتون به ویژه دوردیفی‌ها زون اکسیژن‌دار شده بستری خوانده می‌شود. فراوانی *Guembeltria* نشان‌دهنده شرایط *upwelling* و غنی شدن آب‌های سطحی از مواد غذایی می‌باشد و کاهش فراوانی دوردیفی‌ها نشان‌دهنده ستون آب اکسیژن‌دار شده می‌باشد که می‌تواند ناشی از ورود آب‌های غنی از اکسیژن توسط فرآیند *upwelling* باشد (شکل ۳).



شکل ۴. فراوانی نسبی *Heterohelix* به عنوان یک زیست نشانگر جهانی جهت تطابق در برش‌های Eastbourne, Tunisia, Pueblo, Lohali point, Rock Canyon و حمام قلعه

و کمیاب بودن گونه‌هایی که منقرض می‌شود نشان می‌دهد که انقراض به صورت جمعی نیست (Keller et al., 2001) (شکل ۲ و ۳ و ۵).

زون فراوانی دوردیفی‌ها

این زون با فراوانی دوردیفی‌ها و *Hedbergella* به صورت جهانی مشخص می‌شود (Leckie et al., 1998; West et al., 1998; Luciani and Cobianchi, 1999; Nederbragt and Fiorentino, 1999).

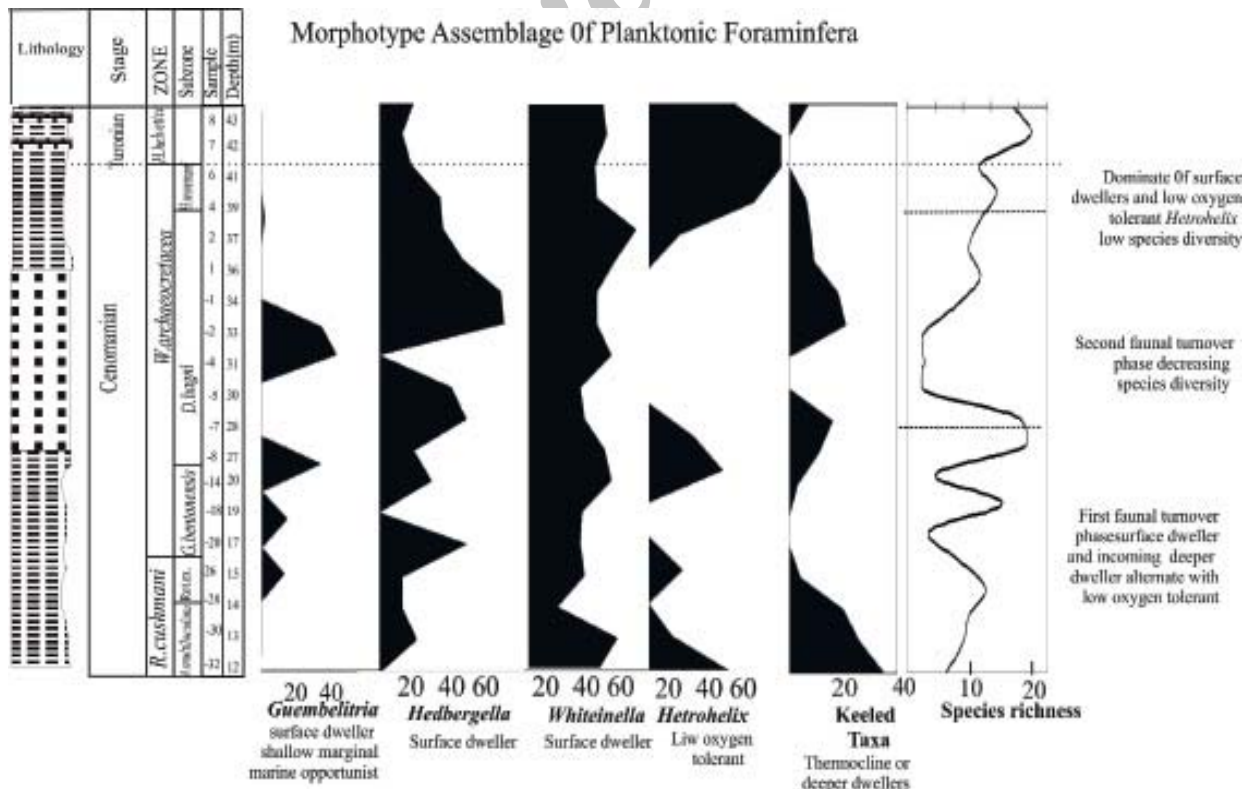
در این برش فراوانی ۴۰ درصدی دوردیفی‌ها نسبت به نمونه‌های قبلی همراه با فراوانی هدبرگلاها در نمونه ۳۹ مشخص می‌شود. هتروهلیکس‌ها گونه‌های فرصت طلب^۱ شرایط کم اکسیژن کرتاسه و سنوزوئیک در نظر گرفته می‌شوند (Boersma and Premoli Silva, 1989, 1991; Kroon and Nederbrat, 1990; Keller, 1993; Barrera and Keller, 1994).

و همچنین فراوانی دوردیفی‌ها که گسترش زون کاهش اکسیژن (OMZ) را نشان می‌دهد در محدوده مرز کرتاسه - ترشیری مانند مرز سنومانین - تورونین وجود دارد که نشان‌دهنده شرایط محیطی مشابه در این دو محدوده زمانی است (Keller et al., 2001). به غیر از فراوانی دوردیفی‌ها شواهد دیگری که نشان‌دهنده شرایط کاهش اکسیژن است در این محدوده مشخص می‌شود. از جمله کاهش فراوانی و تنوع کم گونه‌های روزن داران پلانکتون و غایب بودن روزن داران شاخص عمق‌های زیاد و فراوانی گونه‌های

بودن، احتمال وقوع دو زمانی وجود داشته و همچنین احتمال خطا در شناسایی و تفکیک مورفوتایپ *H. helvetica* از اجداد اولیه آن (*P. prae-helvetica*) وجود دارد (Keller et al., 2001, Keller and Pardo, 2004; Jarvis et al., 1988; Hart and Bigg, 1981; Hilbrecht et al., 1986).

تغییرات محدوده مرز سنومانین - تورونین

در محدوده مورد مطالعه، روزن داران پلانکتون دو فاز مهم را نشان می‌دهند. فاز اول که با انقراض روتالیپوریدها شروع می‌شود و در دنباله تنوع و فراوانی گونه‌ها کاهش می‌یابد تا ساب زون *G. bentonensis* که برگشت دوباره روزن داران را نشان می‌دهد. گونه‌های غالب در این محدوده تغییرات مهمی در فراوانی نشان می‌دهند طوری که این زیست زون با فراوانی *Hedbergella* و گونه‌های سه ردیفی *G. cenomana* شروع می‌شود و سپس دوردیفی‌ها زیاده‌تر می‌شوند و همچنین حضور دوباره *A. multi-loculata* ثبت می‌شود که این وقایع مانند برش *Eastbourne* در انگلستان (Keller et al., 2004) است. دومین فاز در زیست زون *D. hagni* است که این زیست زون با انقراض *G. bentonensis* شروع می‌شود و در دنباله آن فراوانی دوباره *Hedbergella* و حضور *A. multiloculata* ثبت می‌شود و در ادامه در بیوزون *H. moremani* کاهش تنوع گونه‌ها آشکار است. اگرچه حوادث مرز سنومانین - تورونین با تغییرات مهمی در کاهش تنوع گونه‌ها در دو فاز مشخص می‌شود ولی انقراض خیلی کم گونه‌ها و نادر



شکل ۵. فراوانی نسبی مجموعه‌های مورفوتایپ روزن داران پلانکتون در طول برش مورد مطالعه

1. opportunist

سطحی زیست (*Whiteinella*, *Hedbergella*). همچنین در این محدوده پیریت دانه تمشکی به فراوانی وجود دارد. پیریت دانه تمشکی به خوشه‌های گرد میکروسکوپی می‌گویند و در زمینه سنگ آهک‌های دانه ریز میکرتی، مارن‌ها و به صورت پرکننده حجرات فسیل‌ها و حفرات تشکیل شده و وجود این پیریت‌ها نشانی از شرایط محیطی بی‌اکسیژن و اسیدی در هنگام تشکیل این لایه‌هاست (Flugel, 2004).

در رسوبات غنی از کربن محدوده مرز سنومانین - تورونین، رادیولارها و کلسیسفرها فراوان هستند (Jarvis et al., 1998a). فراوانی رادیولارها افزایش باروری^۱ و تولید را نشان می‌دهد و کلسیسفرها را گروه موقعیت‌طلب شاخص محیط‌های نریتیک می‌دانند (Caron and Homewood, 1993) که در شرایطی که وجود و تهیه مواد غذایی اتفاقی و شرایط برای گروه‌های پلانکتون کلسیتی نرمال کافی نیست، فراوان می‌شوند (Peryt and Wyrwicka, 1991). حضور کلسیسفرها در محدوده مرز سنومانین - تورونین در محیط‌های درون کرانه و برون کرانه ناشی از ناپایداری و تناوب *upwelling* در OAE می‌باشد (Arthur et al., 1987). در برش مورد مطالعه فراوانی کلسیسفرها در نمونه ۳۷ که به صورت میان لایه چاکی در لایه‌های شیل قرار دارد مشاهده شد و نمونه بالای آن (۳۹) اولین حضور فراوان دو ردیفی‌ها را دارد. این وضعیت تا نمونه ۴۱ که اولین حضور *H. helvetica* در آن ثبت گردیده ادامه دارد. فراوانی کلسیسفرها در محدوده مرز خود ناپایدار بودن شرایط محیطی را می‌رساند. در برش مورد مطالعه در نمونه‌های قبل از انقراض روتالیپوریداها نمونه‌های کف زی به فراوانی وجود دارند و بعد از انقراض به تدریج کاهش می‌یابند تا ساب زون *D. hagni* که با فراوانی و تنوع بالا که نشان‌دهنده اکسیژن دار بودن محیط است زون اکسیژن دار بستری را مشخص می‌کنند. در ادامه روزن داران کف زی مجدداً رو به کاهش می‌یابند و در محدوده مرز فقط مورفوتایپ‌های استوانه‌ای شکل با پوسته‌های نازک مانند *bulimina* که شاخص محیط‌های کم اکسیژن هستند (Kahio and Hasegawa, 1994) ظاهر می‌شوند و نزدیک مرز روزن داران کف زی ناپدید می‌شوند و بعد از حضور *H. helvetica* دوباره ظاهر می‌شوند.

مجموعه روزن داران شاخص عمق ستون آب

مهم‌ترین عاملی که مجموعه روزن داران پلانکتون را تحت تاثیر قرار می‌دهد لایه بندی ستون آب است که تحت تاثیر تغییرات فصلی در گرمایش است. تغییرات در گرمایش، در دسترس بودن مواد غذایی، چرخه غذایی و تولید و زاد و ولد را تحت تاثیر قرار می‌دهد. به گونه‌ای که تنوع گونه‌ها نیز متناسب با لایه بندی ستون آب است. بالاترین تنوع همراه با لایه‌بندی ستون آب در شرایط شوری و مواد غذایی ثابت است (Lipps, 1979; Leckie et al., 1991; Hallock et al., 1998). مورفوتایپ‌های پیچیده (کیل‌دار با تزئینات بیشتر) عمق‌های زیاد، محیط‌های کم غذا را اشغال

می‌کنند که دارای مجموعه‌های با تنوع بالا و فراوانی کم هستند و عرض‌های میانه تا پایین محیط‌های دریایی باز را اشغال می‌کنند. مورفوتایپ‌های ساده‌تر (تزئینات سطحی کم، پوسته‌های نازک‌تر) لایه‌های سطحی بهم ریخته و عمق بالای گرمایش یا آب‌های کم عمق با شرایط ناپایدار و یا پر غذا اشغال می‌کنند. این گروه در عرض‌های جغرافیایی بالا محیط‌های *upwelling* و دریاهای بر قاره‌ای کم عمق و محیط‌های نزدیک ساحل را اشغال می‌کنند (Hart, 1980a, b; Caron & Homewood, 1983; Lecki, 1987; Keller, 1988, 1996; Li & Keller, 1998) همه این محیط‌ها در زمان‌هایی با حداکثر تغییرات محیطی فقط گونه‌های فرصت‌طلب مثل دو ردیفی‌ها (*Heterohelix*) و سه ردیفی‌ها (*Guembelitra*) و تروکوسپیرال (*Hedbergella*) را در بر می‌گیرد. برای مثال در محدوده مرز کرتاسه - ترشیری سه ردیفی‌های (*Guembelitra*) در حاشیه‌های کم عمق دریاها شکوفاشدند که هم عرض‌های بالا و هم پایین را در بر می‌گیرد که قادر به تحمل تغییرات زیاد دما و شوری بودند (Keller, 1996; Abramovich et al., 1998). در محدوده زمانی مرز سنومانین - تورونین موقعیت‌های مشابه برای این مورفوتایپ‌ها پیش آمده است. در برش مورد مطالعه در محدوده مرز گونه‌های فرصت‌طلب سطحی زیست شامل دو ردیفی‌ها (*Heterohelix*) و تروکوسپیرال (*Hedbergella*) کم عمق نزدیک ساحل نسبت می‌دهند (Lecki et al., 1991; Hart & Ball, 1986; Keller et al., 1998). بالاست و بیشترین فراوانی را در زون‌های کاهش اکسیژن دارد و *Whiteinella* در محیط‌های دریایی کم عمق شکوفا می‌شود اما در مورد *Hedbergella* برخی از محققین آنها را سطحی زیست و برخی دیگر خاص آب‌های گرمایش می‌دانند (Keller et al., 2001) در برش حمام قلعه *Whiteinella*, *Hedbergella* و *Heterohelix* بیشترین فراوانی را دارند که فراوانی این سه گروه در برش‌های دیگر مثل *Eastburn* در انگلیس (Keller et al., 2001) گزارش شده است و این‌ها را گونه‌های فرصت‌طلب زیستی در نظر می‌گیرند. هدبرگلا گونه‌ای فرصت‌طلب است که توسط Lecki et al., (1998) مشابه علف‌های هرز^۲ اقیانوس‌های کرتاسه میانی در نظر گرفته شده که هم در نهشته‌های برقاره‌ای و هم در دریاهای باز شکوفا می‌شوند (Premoli Silva and Sliter, 1995) و همچنین در عمق‌های گرمایش و یا آب‌های سطحی شکوفا می‌شوند که قادر به تحمل تغییرات دمایی گسترده (Price et al., 1998) و همچنین در شرایط شوری کم و مواد غذایی بالا سازگاری دارند (Keller et al., 2001) همچنین مورفوتایپ‌های صفحه‌ای (*Globigerinelloides*) با فراوانی کمی حضور دارند که به تدریج ناپدید می‌شوند محل سکونت این گونه‌ها را به بالای عمق گرمایش که بالاتر از گونه‌های کیل‌دار و قسمت قاعده لایه‌های سطحی بهم ریخته نسبت می‌دهند. مورفوتایپ‌های کیل‌دار مثل *Rotalipora* و *Dicarinella* و *Helvetoglobotrunc*

1. Fertility

2. Weed

کیل‌دار) و بعد مورفوتایپ‌های مناطق حد واسط (صدف‌های تروکوسپیرال) و سپس فراوانی مورفوتایپ آب‌های کم عمق‌تر (تروکوسپیرال مثل *Hedbergella*, *Whiteinella*) که گونه‌های فرصت‌طلب شرایط ناپایدار هستند که نشان‌دهنده تغییرات سطح آب و ناپایدار بودن محیط در این محدوده است.

منابع

- افشارحرب، عباس، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی کپه داغ. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، شماره ۱۱، ۲۷۶.

- وحیدی‌نیا، محمد، ۱۳۷۷. نگرشی جدید بر سازند آبدراز در مناطق شرق حوضه کپه داغ. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. مشهد مقدس.

- مختاری، م.، موسوی حرمی، ر.، خراسانی، م.، ۱۳۷۸. کاربرد لرزه‌نگاری بازتابی سه بعدی در چینه‌نگاری سکانسی و اکتشاف نفت، مثال‌هایی از میدین گازی گنبدلی و خانگیران در شمال شرق. مجموعه مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز، ۶۰۱-۵۹۸.

- صادقی، ع.، فروغی، ر.، ف.، ۱۳۸۴. تاثیر حرکات ساب هرسی نین در شرق حوضه کپه داغ (شرق و شمال شرق مشهد). نشریه دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهران، شماره ۱۰، ۶۸-۵۳.

- Abramovich, S., Almogi-Labin, A. and Benjamini, C., 1998. Decline of the Maastrichtian pelagic ecosystem based on planktonic foraminifera assemblage change: implications for the terminal Cretaceous faunal crisis. *Geology* 26, 63-66.

- Arthur, M.A., Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C. 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In *Marine petroleum source rocks* (eds Brooks, J. and Fleet, J.A.), Geological Society, London, Special Publication 26, 401-420.

- Arthur, M.A. and Premoli-Silva, I., 1982. Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In: S.O. and I. Premoli-Silva (Editors), *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies*. Academic Press, London, 7-54.

- Barrera, E. and Keller, G. 1994. Productivity across the Cretaceous-Tertiary boundary in high latitudes. *Geological Society of America, Bulletin* 106, 1254-1266.

- Bengeston, P. 1996. The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Science de la Terre* 66 (Supplement), 69-79.

Praeglobotruncana و *cana* را به عرض‌های پایین تا میانه دریاهای باز و توده‌های آب طبقه‌بندی شده که قسمت زیرین و خود عمق گرمایش را اشغال می‌کنند نسبت می‌دهند که مانند گلوبوترانکانیدها در مائس تریستین هستند (Premoli Silva and Sliter, 1995; D'haondt and Arthu, 1995; Li and Keller, 1998). مورفوتایپ‌های کیل‌دار را به فرم‌های عمیق زیست زیر عمق گرمایش نسبت می‌دهند به غیر از *Dicarinella*, *Praeglobotruncana* که در عمق گرمایش هستند.

در برش مورد مطالعه ابتدا انقراض گونه‌های کیل‌دار *Rotalipo-ra* که به زیر عمق گرمایش نسبت داده می‌شوند همراه با افزایش سطحی زیست‌هایی (*Whiteinella*) که نشان‌دهنده افزایش مواد غذایی است و حضور *Dicarinella* ثبت گردید سپس *Dicarinella* که شاخص محیط‌های گرمایش است به تدریج منقرض و در نهایت فراوانی *Hedbergella* و *Whiteinella* در دو فاز ثبت می‌گردد، که این گونه‌های شاخص عمق‌های کم بیشترین فراوانی را در محیط‌های پر تنش و مواد غذایی بالا دارند. در نهایت فراوانی دو ردیفی‌ها که شاخص محیط‌های کم اکسیژن است به همراه گونه‌های سطحی زیست *Hedbergella* اتفاق می‌افتد که نشان‌دهنده کاهش عمق قبل از مرز سنومانین - تورونین است و در دنباله حضور دوباره گونه‌های کیل‌دار (*Helvetoglobotruncana helvetica*) مشاهده شده که نشان‌دهنده افزایش عمق در مرز سنومانین - تورونین است (شکل ۵)

نتیجه‌گیری

در برش مورد مطالعه بر مبنای زون‌بندی استاندارد (Caron, 1985) دو زیست‌زون حاوی روزن داران برای لایه‌های سنومانین و یک زیست‌زون برای لایه‌های تورونین تفکیک شد. واحدهای معادل زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* بر مبنای زون‌بندی (Keller and Pardo., 2004) تفکیک شد و ثبت گونه‌های شاخص زیست‌زون‌های آخرین حد سنومانین و پایین‌ترین حد تورونین نشان می‌دهد که در برش مورد مطالعه رسوبگذاری محدوده مرز سنومانین - تورونین به احتمال خیلی زیاد پیوسته شده است.

روزن داران پلانکتون دو فاز مهم تغییرات را در محدوده مرز سنومانین - تورونین نشان می‌دهند. فاز اول با انقراض روتالیپوریدها و کاهش فراوانی و تنوع گونه‌ها و اولین حضور *Dicarinella* و بعد با افزایش *Whiteinella* و *Hedbergella* دنبال می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده افزایش ورود مواد آواری به همراه مواد آلی بالا ناشی از تغییرات سطح دریا باشد. بریده شدن رنج‌گونه‌ها که می‌تواند نشان‌دهنده هیاتوس‌های کوتاه مدت باشد تاییدکننده تغییرات سطح دریا باشد. فاز دوم با انقراض *G. bentonensis* شروع می‌شود و در دنباله فراوانی هدبرگلا و *Whiteinella* و بعد با فراوانی دو ردیفی‌ها که نشان‌دهنده گسترش زون کاهش اکسیژن است دنبال می‌شود. در محدوده مرز سه گروه از مورفوتایپ‌ها شناسایی شد. ابتدا مورفوتایپ آب‌های عمیق

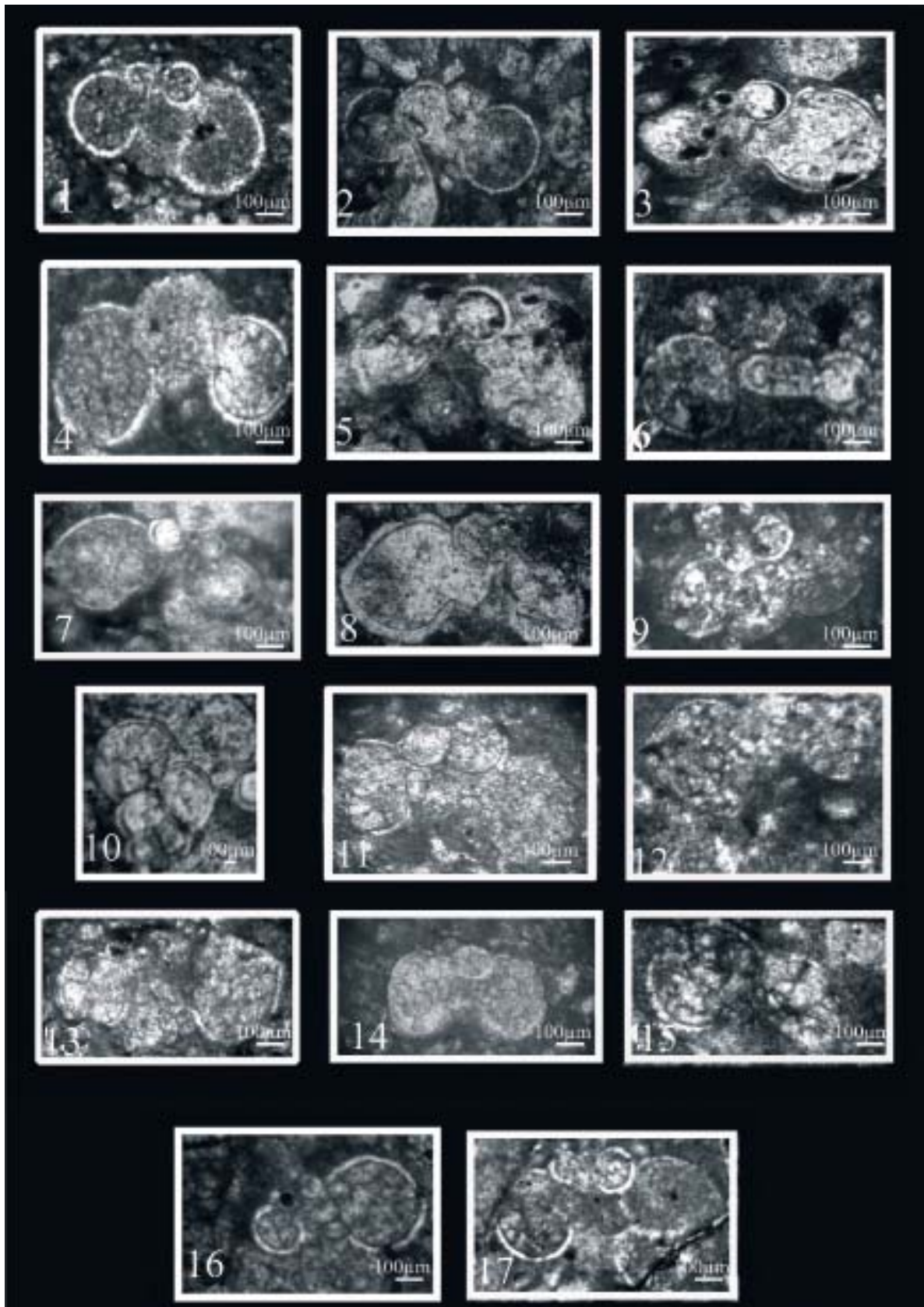
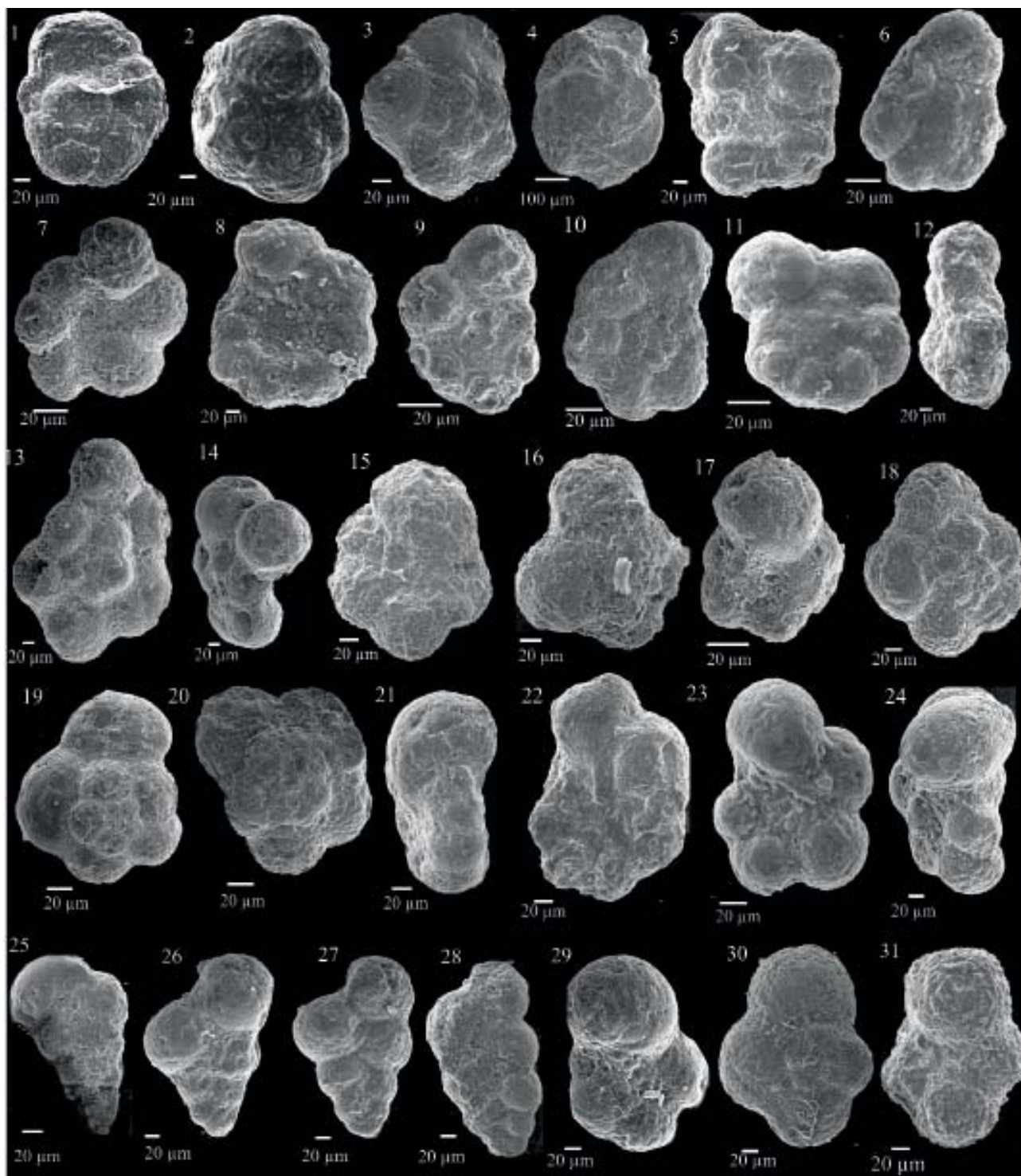


Plate 1

- 1- *Whiteinella prae-helvetica* 2-*Muricohedbergella delrioensis* 3- *Muricohedbergella simplex* 4- *Whiteinella* sp. *Paradubia* 5- *Praeglobotruncana gibba* 6- *Globigerinelloides ultramirica* 7- *Praeglobotruncana delrioensis* 8- *Praeglobotruncana stephani* 9- *Anaticinella* sp. *multiloculata* 10- *Heterohelix reussi* 11- *Helvetoglobotruncana helvetica* 12- *Anaticinella multiloculata* 13, 14- *Helvetoglobotruncana helvetica* 15- *Whiteinella baltica* 16- *Whiteinella baltica* 17- *Whiteinella archaeocretacea*.



:Plate 2

1, 2- poorly developed *R.cushmani*, 3- *R.cushmani*, 4- *R. greenhorensis*, 5, 6, 7, 9, 10- *Anaticinella multiloculata* 8, 12- *G.ultramicroa*, 11, 13, 14- *Muriohedbergella planispira*, 15- *H.delrioensis*, 16- *Muriohedbergella simplex*, 17- *Mu.delrioensis*, 18, 19, 20- *W. archaeocretacea*, 21, 22- *G. bentonensis*, 23- *W. aprica*, 24- *G.bentonensis* 25- *H.reussie*, 26, 27- *H.moremani*, 28- *H.reussie*, 29, 30, 31- *W. baltica*

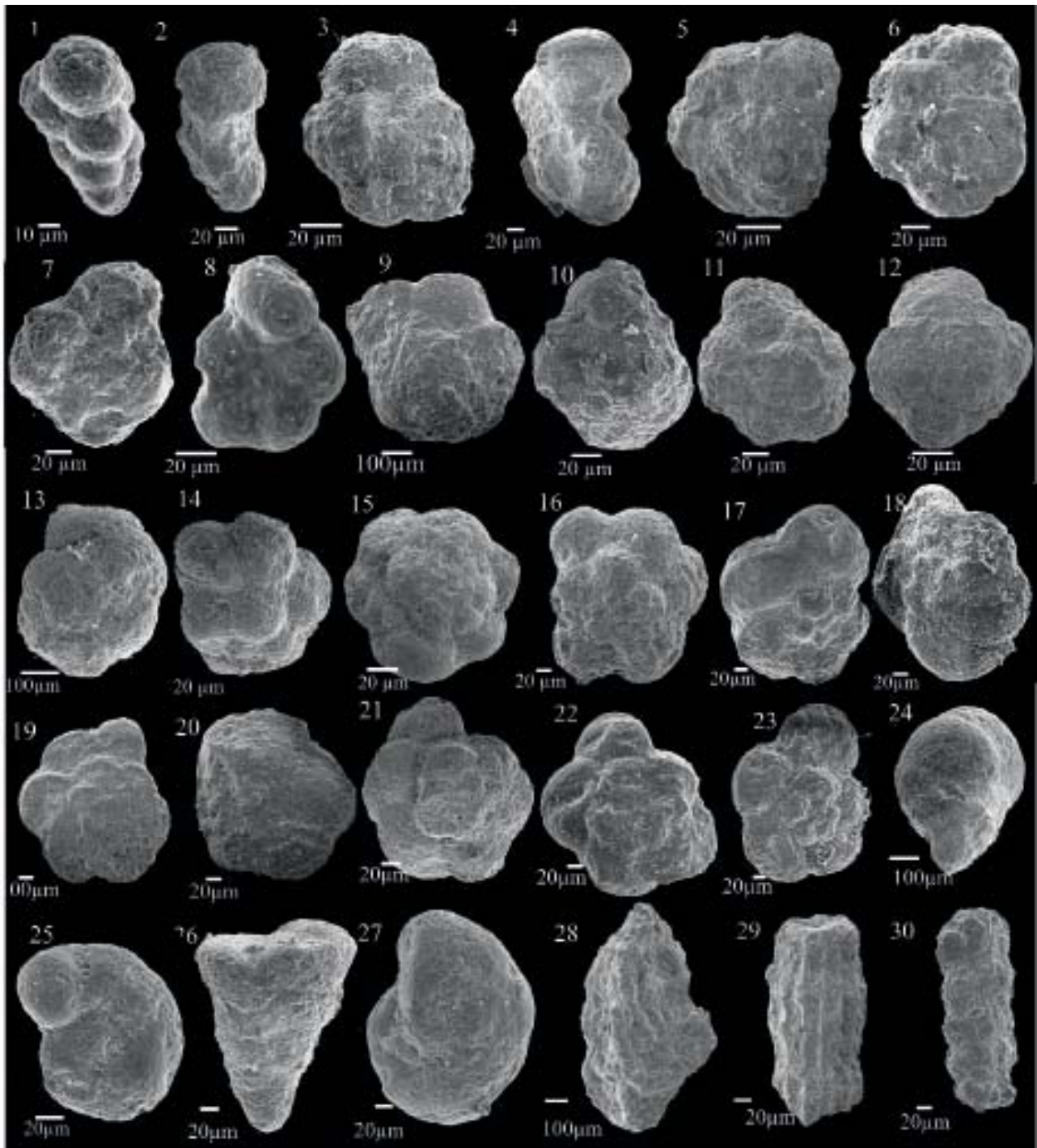


Plate 3

1- *G. cenomana*, 2, 3, 4, 5, 6- *H. helvetica*, 7, 8- *P. praehelvetica*, 9- *P. gibba*, 10, 11- *P. stephani*, 12, 13- *P. gibba*, 14, 15- *W. brittonensis*, 16- *W. paradubia*, 17- *D. canaliculata*, 18- *D. imbricata*, 19- *D. hagni*, 20- *D. algeriana*, 21, 22- *D. imbricata*, 23- *D. algeriana*, 24- *Bulimina* sp. 25- *Lingulogavelinella tormarpensis*, 26- *Marssomella trochus*, 27- *Gyroidinoides* sp., 28- *Tritaxia tricarinata*

Fossil Shelf Seas. Ellis Horwood, Chichester, 177- 185. For the British Micropaleontological Society.

- Hart, M.B. 1980a. The recognition of mid-Cretaceous sea-level changes by means of foraminifera. *Cretaceous Research*, 1, 289-297.

- Hart, M.B. 1980b. A water-depth model for the evolution of the planktic Foraminiferida. *Nature*, 286, 252-254.

- Hilbrecht, H., Arthur, M.A. and Schlanger, S.S.O., 1986. The Cenomanian-Turonian boundary event; sedimentary, faunal and geochemical criteria developed from stratigraphic studies in NW Germany. In: Bhattacharji, S., Friedman, G.M., Neugebauer, H.J., Seilacher, A. (Eds.), *Global Bio-Events*; A Jarvis, J., Carson, G.A., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, P., 1988B. The Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) anoxi event in SW England: evidence from Hooken Cliffs near , SE Devon. *Newsl.Stringer.*, 18: 147-164.

- Jarvis, J., Carson, G.A., Hart, M., Leary, B., Leary, P.N. and Toucher, P., 1988. The Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) anoxi event in SW England: evidence from Hooken Cliffs near, SE Devon. *Newsl.Stringer.* 18, 147-164.

- Jenkyns, H. C., Gale, A.S. and Corfield, R. M. 1994. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine* 131, 1-34.

- Kaiho, K. and Hasegawa, T. 1994. End-Cenomanian benthic foraminifera extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111, 29-43.

- Keller, G. 1993. The Cretaceous/Tertiary boundary transition in the Antarctic Ocean and its global implications. *Marine Micropaleontology*, 21, 1-45.

- Keller, G. 1988. Extinction, survivorship and evolution of planktic foraminifera across the Cretaceous-Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Marine Micropaleontology*, 13, 239-263.

- Keller, G., and Pardo, A., 2004. Age and Paleoenvironment of the Cenomanian- Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51, 95-128.

- Keller, G., Han, Q., Adatte, T. and Burns, S., 2001. Paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22, 391- 422.

- Keller, G. 1996. The Cretaceous-Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera: biotic constraints for

- Boersma, A. and Premoli Silva, I. 1991. Distribution of Paleogene planktonic foraminifera-analogies with the Recent? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83, 29-48.

- Boersma, A. and Premoli Silva, I. 1989. Atlantic Paleogene biserial heterohelical foraminifera and oxygen minima. *Paleoceanography*, 4, 271-286.

- Caron, M. 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, JPerch Nielsen, K. (Eds), *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press. 17-86.

- Caron, M. and Homewood, P., 1983. Evolution of early planktonic foraminifers. *Marine Micropaleontology*, 7, 453-462.

- D'Hondt, S. and Arthur, M.A. 1995. Interspecies variation in stable isotope signals of Maastrichtian planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 10, 123-135.

- Eicher, D. L. 1972. Phylogeny of the late Cenomanian planktonic foraminifer *Anaticinella multiloculata* (Morrow). *Journal of Foraminiferal Research*, 2, 184-190.

- Eicher, D.L. 1969. Cenomanian and Turonian planktonic foraminifera from the western interior of the United States. *Proceedings, First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967)* 2, 163-174 (Leiden).

- Elder, W.P. 1987. Paleoecology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) stage boundary extinction at Black Mesa, Arizona. *Palaeo*, 2, 24-40.

- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer Berlin Heidelberg New York, 976.

- Hallock, P., Premoli Silva, I. and Boersma, A. 1991. Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83, 49-64.

- Hardenbol, J., Caron, M., Amedro, F., Dupuis, C. and Robaszynski, F. 1993. The Cenomanian-Turonian boundary in central Tunisia in the context of a sequence-stratigraphic interpretation. *Cretaceous Research* 14, 449-454.

- Hart, M.B. and Leary, P.N. 1989. The stratigraphic and paleoceanographic setting of the late Cenomanian "anoxic" event. *Journal of the Geological Society, London*, 146, 305-310.

- Hart, M.B. and Bigg, P.J., 1981. Anoxic events in the late Cretaceous chalk seas of northwest Europe. In: Neale, J.W., Brasier, M.D. (Eds.), *Microfossils from Recent and*

catastrophe theories. In Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and environmental changes (eds MacLeod, N. and Keller, G.), 49-84. (W. W. Norton and Company, New York).

- Keller, G., Li, L., MacLeod, N., 1995. The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at ElKef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, 221-254.

- Kennedy, W. J. and Cobban, W. A. 1991. Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian stage. *Newsletters on Stratigraphy*, 24, 1-33.

- Kroon, D. and Nederbragt, A. J. 1990. Ecology and paleoecology of triserial planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 16, 25-38.

- Lamolda, M. A., Gorostidi, A., Martinez, R., Lopez, G. and Peryt, D. 1997. Fossil occurrences in the upper Cenomanian-lower Turonian at Ganuza, northern Spain; an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy. *Cretaceous Research*, 18, 331-353.

- Leary, P. N., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Horne, D., Jarvis, J., Rosenfeld, A. and Tocher, B. A., 1989. The biotic response to the late Cenomanian oceanic anoxic event: integrated evidence from Dover, SE England. *Journal of Geological Society, London*, 146, 311-317.

- Leckie, R. M., Schmidt, M. G., Finkelstein, D. and Yuretich, R. 1991. Paleooceanographic and paleoclimatic interpretations of the Mancos Shale (Upper Cretaceous), Black Mesa Basin, Arizona. In *Stratigraphy, depositional environments, and sedimentary tectonics of the western margin, Cretaceous Western Interior Seaway* (eds Matson, J. D. and Eaton, J. G.), Geological Society of America, Special Paper, 260, 139-152.

- Leckie, R. M., Yuretich, R., West, O. L. O., Finkelstein, D. and Schmidt, M. G. 1998. Paleooceanography of the southwestern Western Interior sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). In *Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 6, 101-126.

- Leckie, R. M., 1987. Paleoecology of mid-Cretaceous planktic foraminifera: a comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropaleontology*, 33,

164-176.

- Li, L. and Keller, G. 1998. Diversification and extinction in Campanian-Maastrichtian planktic foraminifera of northwestern Tunisia. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 91, 75-102.

- Lipps, J. H. 1979. Ecology and paleoecology of planktic foraminifera. In *Foraminiferal ecology and paleoecology* (eds Lipps, J. H. et al.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 6, 62-104.

- Luciani, V. and Cobianchi, M. 1999. The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data. *Cretaceous Research* 20, 135-167.

- Nederbragt, A. and Fiorentino, A. 1999. Stratigraphy and paleoceanography of the Cenomanian-Turonian boundary event in Oued Mellegue, northwestern Tunisia. *Cretaceous Research*, 20, 47-62.

- Paul, C. R. C., Lamolda, M. A., Mitchell, S. F., Vaziri, M. R., Gorostidi, A. and Marshall, J. D. 1999. The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150, 83-121.

- Peryt, D. and Wyrwicka, K., 1991. The Cenomanian-Turonian Oceanic Event in SE Poland. *Cretaceous Research*, 12, 65-80.

- Peryt, D. and Wyrwicka, K., 1989. "Anoxic event" at the Cenomanian-Turonian Boundary in southeast Poland. *Przegl. Geology*, 11, 563-669.

- Premoli Silva, I. and Sliter, W. V. 1995. Cretaceous planktic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographica Italica*, 82, 1-89.

- Price, G. D., Selwood, B. W., Corfield, R. M., Clarke, L. and Cartledge, J. E. 1998. Isotopic evidence for paleotemperatures and depth stratification of Middle Cretaceous planktic foraminifera from the Pacific Ocean. *Geological Magazine* 135, 183-191.

- Schlanger, S. O., Jenkins, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events-causes and consequences. *Geological Minjbouw*, 55, 179-184.

- West, O. L. O., Leckie, R. M. and Schmidt, M. 1998. Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA. SEPM (Society for Sedimentary Geology), *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 6, 79-99.