



<https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 37, Issue 3, No. 84, Autumn 2021, pp 91-112
Received: 11.01.2021 Accepted: 11.07.2021

Research Paper

The biotic crisis of end-Guadalupian in the Hambast Valley section, Abadeh, southwest Iran and its comparison with coeval deposits in eastern Tethys

Sakineh Arefifard 

Assistant professor, Geology Department, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University, Iran
arefi.s@lu.ac.ir

Sima Shahinfar

Ph.D., Geology Department, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University, Iran
s.shahinfar22@yahoo.com

Abstract

The study of Faunal biodiversity distribution in the strata close to the Middle and Upper Permian boundary in the Hambast Valley section was carried out. Considering obvious environmental and faunal changes in the topmost horizon of the subunit 4a of the Abadeh Formation, the end-Guadalupian extinction has happened before Guadalupian–Lopingian boundary. The significant changes near the Guadalupian–Lopingian boundary in this section are the presence of dolomite and stromatolitic limestone at the topmost part of the subunit 4a, implying the shallowness of the depositional environment as well as the noticeable decline of faunal biodiversity. The cause of end-Guadalupian bio-crisis in the Hambast Valley section is more likely due to the falling sea level. The examination of the end-Guadalupian extinction horizon in South China and Japan shows its position at the end of Capitanian. In South China (Penglitan section) and Abadeh (Hambast Valley section), the end-Guadalupian eustatic regression has only left shallowing effects with environmental and faunal changes implying the end-Guadalupian extinction evidence. In the Hambast Valley section, the latest Capitanian *Hemigordius irregulariformis* Zone with some *Codonofusiella* species in the basal part of the subunit 4b are representative of the re-occurrence of the foraminiferal fauna after the end-Guadalupian extinction, while fusulinid Zone of early Wuchiapingian *Codonofusiella-Reichelina* is indicative of post-extinction foraminiferal recovery.

Keywords: Hambast Valley section, Biodiversity, End-Guadalupian extinction, End-Guadalupian regression, Tethys

Introduction

The biotic crisis at the end of Permian was the biggest event throughout of Phanerozoic life history as Paleozoic faunas were replaced by new ones (Ervin 2006). This event occurred in two phases, one at Guadalupian–Lopingian boundary, ca. 260 m.y. ago, and the other at Permian–Triassic boundary about 252 m.y. ago (Stanly and Yang 1994; Bambach 2006). The Permian–Triassic extinction was the most severe Phanerozoic extinction, which gave rise to the loss of more than 90% of the marine species (Shen et al. 2011). It has been thought that the main cause of this extinction was linked to the high environmental disturbances caused by the Siberian Large Igneous Province (Bond and Wignall 2014). Compared to the

Permian–Triassic extinction, the end-Guadalupian extinction was less severe. Its effects were mostly selective (Payne and Clapham 2012) so that algal-symbiont organisms including large-test fusulinids, rugose corals and large bivalves Alatochochidae were the most affected faunas (Isozaki et al. 2007a,b). Other organisms such as brachiopods, crinoids, ostracods and bryozoans were less influenced by end-Capitanian extinction. Recent studies (Ota and Isozaki 2006; Retallack et al. 2008) reveal that despite previous thoughts, biodiversity decline at the Guadalupian–Lopingian boundary was not fast and the main extinction happened in late Guadalupian and before Guadalupian–Lopingian boundary. There are different opinions about the cause of end-

*Corresponding author

Arefifard, S., Shahinfar, S. (2021). The biotic crisis of end-Guadalupian in the Hambast Valley section, Abadeh, southwest Iran and its comparison with coeval deposits in eastern Tethys. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 37(3), 91-112.

2423-8007 / © 2021

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.126921.1197>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.4.4>

Guadalupian extinction including global regression (Jin et al. 1994; Arefifard 2012; Kolodka et al. 2012), the gigantic eruptions of Emeishan basaltic lavas in South China (Wignall et al. 2009; Bond et al. 2010; He et al. 2010), widespread methane emissions (Retallack et al. 2008) and global cooling (Isozaki 2007a) but no definitive cause has been proposed for it. However, the incidence of massive eruptions both in Permian–Triassic boundary and end-Capitanian is a common feature that might be the most effective cause of these two extinctions. On the other hand, the volcanic events as the main causal mechanism of the extinction at end-Changhsingian and end-Capitanian might have influenced the regions close to these two activities and for the areas further away the other causes should be invoked. The continuous Permian–Triassic deposits in Iran crop out in the NE flank of the Hambast Mountain at 60 km East of Abadeh. In order to examine the end-Guadalupian extinction in the Hambast Valley, one stratigraphic section has been measured and samples which include the middle and upper parts of the unit 3 of the Surmaq Formation of Capitanian in age, and the upper Capitanian subunit 4a and uppermost Capitanian and Wuchiapingian subunit 4b of the Abadeh Formation. The main objective of this research is the study of effect of the end-Guadalupian extinction on faunal diversity in the Hambast valley section and its comparison with other coeval deposits within the Tethys basin, especially in South China and Japan.

Materials & Methods

In order to examine the end-Guadalupian extinction in strata before, after and across Guadalupian–Lopingian boundary in the Hambast Valley section, a stratigraphic section was measured and 274 samples were collected from the middle and upper parts of the Unit 3 of the Surmaq Formation and Abadeh Formation. In addition to the identification of foraminifer genera and species to determine precise age assignments, foraminiferal faunas and other fossil groups abundance in thin sections were evaluated, especially before and after Guadalupian–Lopingian boundary.

Discussion of Results & Conclusions

The middle and upper parts of the unit 3 of the Surmaq Formation based on *Altineria bacillaeformis*-*Baisalina pulchra*-*Hemigordiopsis luquensis* biozone could be assigned to lower Capitanian. The examination of the foraminiferal

content in subunits 4a and 4b and unit 5 of the Abadeh Formation reveal upper Capitanian *Baisalina cf. guizhouensi*, uppermost Capitanian *Hemigordius irregulariformis* and Wuchiapingian *Pseudodumbarula-Codonofusiella-Reichelina* biozones. In the Hambast Valley section, the most biodiversity is observed in the main part of the upper Capitanian subunit 4a of the Abadeh Formation; in contrast, its uppermost portion, which is composed of dolomite and stromatolitic limestone, lacks fossil. In the Panglaitan and Tieqiao sections in South China, fossil remains are traceable to the upper member of the Maokou Formation known as Laibin and only its uppermost parts have no fossil (Shen et al. 2007). In Japan, the upper part of the Akasaka Limestone is mainly composed of black limestone belongs to the late Capitanian (Kafukuda et al. 2014). The uppermost portion of the Akasaka Limestone is followed by a greenish very thin-bedded of extremely fine-grained claystone. In this thin-bedded clayed bed, no fossil remain is recorded. In the Hambast Valley section, the disappearance of the upper Capitanian biota considered as Barren Interval Zone occurred in one step and is documented in the dolomitic beds and stromatolitic limestones of the uppermost portion of the subunit 4a of the Abadeh Formation. This Barren Interval Zone is located in the uppermost part of the Laibin Member in South China and occurred in the very thin clayed bed in Japan, which is considered as a subaerial exposure at the top of the Akasaka Limestone resulting from the short time sea-level fall and as one of the possible causes of the end-Guadalupian extinction. Considering the faunal distribution and biodiversity in the Hambast Valley section, the extinction horizon is located before the latest Capitanian and within the uppermost portion of the subunit 4a of the Abadeh Formation where no fossil is found. The examination of extinction horizon in other coeval deposits with the Hambast Valley section in South China and Japan reveals its position at the latest Capitanian in the Penglaitan and Tieqiao sections in South China and Akasaka section in central Japan. Although evidence of shallowing has been reported at the end of Capitanian in both South Chinese sections and the Hambast Valley section, there is no indication of regression during this time interval in these two regions. However, there is a record of regression in Japan as a plausible cause of end-Guadalupian extinction.



بحران زیستی انتهای پرمین میانی در برش دره همبست، ناحیه آباء، جنوب غرب ایران و مقایسه آن با رسوبات همزمان در شرق تیس

سکینه عارفی فرد*^{id}، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

arefi.s@lu.ac.ir

سیما شاهین فر، دکتری زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

s.shahinfar22@yahoo.com

چکیده

بررسی گسترش تنوع زیستی در نهشته‌های نزدیک به مرز پرمین میانی و بالایی در برش دره همبست نشان می‌دهد با توجه به تغییرات بارز محیطی و فونایی در افق‌های رأسی زیر واحد 4a سازند آباء، انقراض انتهای گوادالوپین در این برش پیش از مرز گوادالوپین-لوپینگین روی داده است. تغییرات جالب توجه نزدیک به مرز گوادالوپین-لوپینگین در این برش، حضور دولومیت و سنگ آهک استروماتولیتی است که در بالاترین بخش زیر واحد 4a وجود دارد و کم‌عمق‌شدگی محیط رسوبی و نیز کاهش چشمگیر تنوع زیستی را نشان می‌دهد. عامل بحران زیستی انتهای گوادالوپین در برش دره همبست به احتمال زیاد متأثر از کاهش سطح آب دریا بوده است. بررسی افق انقراض انتهای گوادالوپین در جنوب چین و ژاپن نشان‌دهنده قرارگرفتن آن در انتهای کیتانین است. در جنوب چین (برش پن گلینتن) و آباء (برش دره همبست) پس‌روی جهانی انتهای پرمین میانی که یکی از عوامل مهم انقراض در انتهای کیتانین است، فقط آثاری از کم‌عمق‌شدن را نشان می‌دهد که همراه با تغییرات محیطی و فونایی و شاهدهی بر انقراض انتهای گوادالوپین است. در برش‌های انتهای پرمین میانی در ژاپن آثار پس‌روی و بیرون‌زدگی رسوبات در این فاصله زمانی مشهود است. در برش دره همبست، زون فرامینیفری *Hemigordius irregulariformis* به سن بالاترین بخش کیتانین دارای تعداد کمی از گونه‌های *Codonofusiella* که در قسمت قاعده‌ای زیر واحد 4b قرار دارد، نشان‌دهنده ظهور دوباره فونای فرامینیفری پس از افق انقراض انتهای گوادالوپین است؛ در حالی که در جنوب چین و ژاپن زون فوزولینیدی *Codonofusiella-Reichelina* به سن و چیاپینگین آغازی نشان‌دهنده بهبود و ازسرگیری ظهور فرامینیفرها پس از انقراض پرمین میانی است.

واژه‌های کلیدی: انقراض انتهای گوادالوپین، برش دره همبست، پس‌روی انتهای پرمین میانی، تنوع زیستی، تیس

* نویسنده مسئول

عارفی فرد، س. و شاهین فر، س. (۱۴۰۰). بحران زیستی انتهای پرمین میانی در برش دره همبست، آباء، جنوب غرب ایران و مقایسه آن با رسوبات همزمان در شرق تیس، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۷(۳): ۹۱-۱۱۲.



مقدمه

(Jin et al. 1994; Kolodka et al. 2012; Arefifard 2017)، انفجار

بزرگ گدازه‌ی بازالتی Emeishan در جنوب چین (Wignall et al. 2010; Bond et al. 2010; He et al. 2009)، انتشار وسیع متان (Retallack et al. 2008) و سرمای جهانی (Isozaki 2007a) ارائه شده است؛ هرچند دلیل قطعی آن هنوز مشخص نیست؛ با وجود این آنچه تا اندازه‌ای مکانیسم‌های سببی دو انقراض انتهایی گوادالوپین و مرز پرمو-تریاس را به هم نزدیک می‌کند، رخداد انفجار بزرگ در هر دوی این مرزهاست؛ ولی باید به این نکته توجه کرد که انفجار Emeishan در انتهای گوادالوپین در مقایسه با انفجار سیبری در مرز پرمو-تریاس گستردگی کمتری داشته است و از این رو عامل انقراض موجودات در تمام حوضه‌های اواخر پرمین میانی با این حادثه مرتبط نیست.

در جنوب چین که محل وقوع انفجار Emeishan بوده، آثار آن فقط در بعضی نواحی جنوب چین مشهود است؛ برای نمونه در Guizhou غربی و Yunnan، کربنات‌های پرمین میانی با ولکانیک‌های Emeishan پوشیده می‌شود، ولی در Guizhou شرقی و مرکزی آهک‌های وچیاپینگین (اشکوب زیرین پرمین بالایی) مستقیماً روی آهک‌های کپتانی (آخرین اشکوب پرمین میانی) قرار می‌گیرد و اثری از ولکانیک‌های Emeishan وجود ندارد (Bond et al. 2010)؛ از این رو در بررسی علل انقراض انتهایی گوادالوپین به‌ویژه در مناطقی که به دور از تأثیر ولکانیک‌های Emeishan است، باید به عوامل احتمالی دیگر برای این انقراض توجه کرد.

حادثه‌ی انتهایی گوادالوپین مهم است؛ زیرا در اثر این حادثه تنوع زیستی و فراوانی فونای دریایی کم‌عمق پرمین برای نخستین بار پیش از مرز گوادالوپین-لوپینگین به‌طور چشمگیری کاهش یافت (Isozaki et al. 2011; Groves and Wang 2013). علاوه بر تغییرات اصلی در اجتماعات زیستی، حادثه‌ی مرز گوادالوپین-لوپینگین به دلیل وقوع پدیده‌های زمین‌شناسی متنوع در مقیاس جهانی منحصربه‌فرد است؛ از جمله پایین‌ترین سطح آب دریا در طول فانروزوئیک (Haq

بحران زیستی در انتهای پرمین، بزرگ‌ترین حادثه در تاریخ حیات فانروزوئیک است؛ به طوری که فونای پالئوزوئیک با فونای جدید جایگزین شده است (Ervin 2006). این حادثه در دو مرحله، یکی در مرز پرمین میانی و پسین (Guadalupian-Lopingian boundary or G-LB) در ۲۶۰ میلیون سال پیش و دیگری در مرز پرمین و تریاس (Permian-Triassic boundary or P-TB) در ۲۵۲ میلیون سال پیش روی داده است (Stanly and Yang 1994; Bambach 2006). انقراض مرز پرمو-تریاس شدیدترین انقراض در فانروزوئیک بوده و با فقدان اساسی گونه‌های دریایی (بیش از ۹۰ درصد) همراه است (Shen et al. 2011). تصور بر این است که علت اساسی این انقراض با آشفتگی‌های شدید محیطی در ارتباط باشد که بر اثر فوران ایالت بزرگ آذرین سیبری (Siberian Large Igneous Province) به وجود آمده است (Bond and Wignall 2014).

انقراض انتهایی گوادالوپین (انتهای پرمین میانی) در مقایسه با انقراض مرز پرمو-تریاس شدت کمتری داشته و تأثیرات آن عمدتاً تابع الگویی انتخابی بوده (Payne and Clapham 2012) و آثار ویژه آن بر موجودات دارای همزیستی جلبکی نظیر فوزولینیدهای با پوسته بزرگ، مرجان‌های روگوزا و دوکفه‌ای‌های خیلی بزرگ آلاتوکونکیداها چشمگیر بوده است (Isozaki et al. 2007a, b). تأثیر این انقراض بر سایر ارگانیسم‌ها نظیر براکیوپودها، کرینئیدها، استراکدها و بریوزرها کمتر از سه گروه اشاره‌شده است.

مطالعات اخیر (Ota and Isozaki 2006; Retallack et al. 2008) نشان می‌دهد کاهش تنوع زیستی در مرز گوادالوپین-لوپینگین برخلاف آنچه پیش از این تصور می‌شد (Clapham et al. 2009)، سریع نبوده و انقراض اصلی در گوادالوپین پسین و به‌وضوح پیش از مرز گوادالوپین-لوپینگین روی داده است. درباره‌ی علت انقراض در مرز گوادالوپین-لوپینگین (پرمین میانی-پرمین بالایی) نظریات متفاوتی نظیر پس‌روی جهانی

سازند همبست نسبت داده است. سن سازندهای سورمق، آباء و همبست در این بازنگری به ترتیب Artinskian-Wordian، Capitanian و Wuchiapingian-Changsingian در نظر گرفته شده است.

Kobayashi and Ishii 2003 با مطالعه دوباره فوزولیندهای سازند سورمق در مقطع همبست، سن mid Roadian-early Capitanian را برای آن در نظر گرفتند.

در مطالعه Shahinfar et al. 2020 درباره بخش‌های میانی و بالایی سازند سورمق و سازند آباء، چهار زون زیستی عمدتاً براساس فرامینیفرها در بخش بالایی سازند سورمق و سازند آباء شامل *Altineria bacillaeformis-Baisalina Baisalina cf. pulchra-Hemigordiopsis luquensis Hemigordius irregulariformis, guizhouensis* و *Hemigordius pseudodunbarula-Codonofusiella-Reichelina* به سن کیتانین آغازی تا وچاپینگین شناسایی شدند.

در پژوهش‌های پیشین هیچ‌گونه مطالعه‌ای درباره انقراض انتهای پرمین میانی و تأثیرات آن بر تنوع زیستی انجام نشده است. در پژوهش حاضر زیست‌چینه‌نگاری رسوبات در بخش‌های بالایی سازند سورمق و سازند آباء و همچنین تأثیر انقراض انتهای پرمین میانی در ناحیه مطالعه‌شده و مقایسه آن با رسوبات همزمان در حوضه تیس در نواحی جنوب چین و ژاپن مدنظر قرار گرفته است.

راههای دسترسی به برش مطالعه‌شده

ناحیه آباء از لحاظ موقعیت ساختاری در بخش جنوبی بلوک ایران مرکزی و در امتداد زون سندج-سیرجان واقع است (شکل ۱). برش مطالعه‌شده در منطقه همبست در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباء قرار دارد. برای رسیدن به برش مدنظر از مسیر جاده آسفالت شهرستان ابرکوه به سمت روستای بداف حرکت می‌کنیم؛ از روستای بداف از طریق یک جاده خاکی و پس از طی ۱۰ کیلومتر به ابتدای دره همبست و سپس پس از ۲ کیلومتر پیاده‌روی در جهت جنوب غرب به محل برش مدنظر می‌رسیم (شکل ۱).

(Isozaki 2008 and Schutter)، شروع نوسانات ناپایدار $\delta^{13}C_{carb}$ در فانروزوئیک (Isozaki 2007a, b, 2009)، پایین‌ترین نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ در فانروزوئیک (Veizer et al. 1999; Korte et al. 2005; Kani et al. 2008) و تغییر الگوی سریع در قطبیت مغناطیسی (Illawara Reversal)، (Isozaki 2009). تمامی این پدیده‌ها در طول فانروزوئیک بسیار کمیاب و به بخش انتهایی پرمین میانی محدود بوده است؛ در واقع به دلیل این تغییرات بارز به نظر می‌رسد گذار از دوران پالئوزوئیک به دوران مزوزوئیک در مرز گوادالوپین-لوپینگین به جای مرز پرمین-تریاس روی داده باشد (Isozaki 2009).

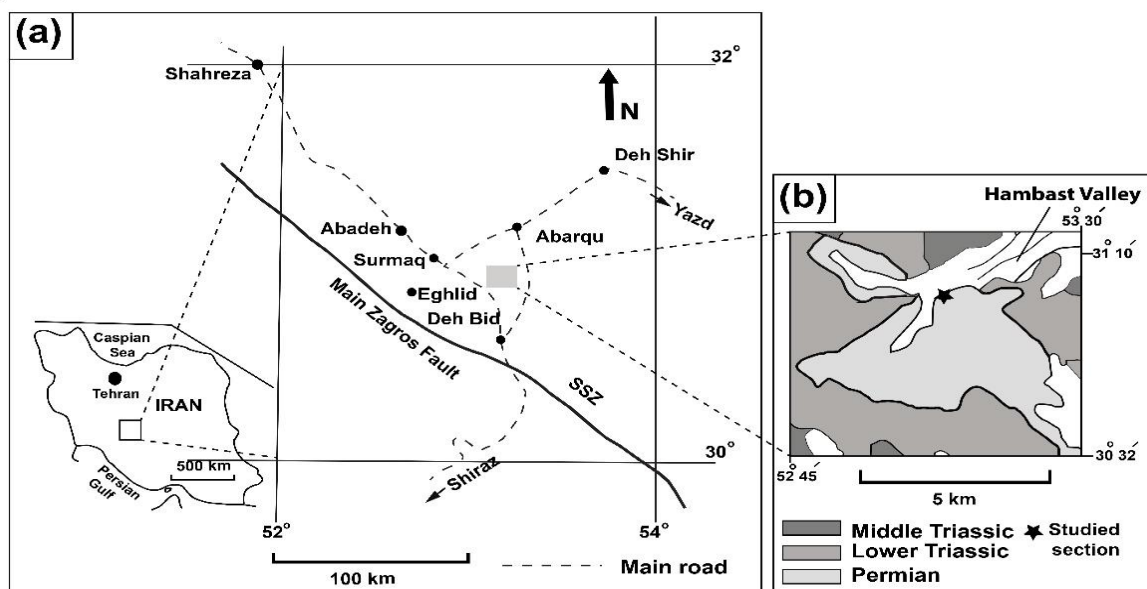
در ایران رسوبات پرمین-تریاس در دامنه شمال شرقی کوه همبست در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباء رخنمون دارند. یکی از ویژگی‌های منحصربه‌فرد این رسوبات، وجود رخنمون‌های کاملی از پرمین میانی تا پرمین بالایی است که بررسی کاملی از حوادث روی داده در انتهای پرمین میانی را ممکن می‌کند. در منطقه مطالعه‌شده یک برش چینه‌شناسی در دره همبست انتخاب شده که شامل بخش بالایی سازند سورمق، سازند آباء و قسمت ابتدایی سازند همبست است.

Taraz et al. 1981 و Taraz 1969, 1971, 1973

بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین را در چندین مقطع چینه‌شناسی در دره همبست در ناحیه آباء بررسی و هفت واحد چینه‌شناسی را معرفی کردند. براساس مطالعه آنها واحدهای ۱ تا ۳ به سازند سورمق به سن Roadian-early Capitanian، واحدهای ۴ (متشکل از زیر واحدهای 4a و 4b) و ۵ به سازند آباء به سن mid-late Capitanian و واحدهای ۶ و ۷ به سازند همبست به سن Wuchiapingian-Changsingian تعلق دارند و مبنای تعیین سن آنها، فوناهای فوزولینید، کنودونت و آمونیت است.

Baghbani 1993, 1997 در بازنگری بیواستراتیگرافی

رسوبات پرمین در ناحیه آباء، واحدهای ۱ و ۲ را به سازند سورمق، واحد ۴ را به سازند آباء و واحدهای ۵، ۶ و ۷ را به



شکل ۱- (a) نقشه زمین‌شناسی کلی که موقعیت ناحیه مطالعه شده را نشان می‌دهد (اقتباس از Iranian-Japanese Research Group by Taraz et al. 1981); (b) نقشه زمین‌شناسی دره همبست که رخنمون‌های پرمین، تریاس زیرین و میانی را نشان می‌دهد (اقتباس از Heydari et al. 2000).
Fig 1- (a) General geology map showing the location of the study area (adopted from Iranian-Japanese Research Group by Taraz et al. 1981); (b) Geologic map showing the Permian and Lower and Middle Triassic outcrops (adopted from Heydari et al. 2000).

روش پژوهش

برای بررسی انقراض انتهای گوادالوپین در چینه‌های نزدیک به مرز گوادالوپین- لویینگین در برش دره همبست، ۲۷۴ نمونه از آهک‌های بخش‌های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق و سازند آواده برداشت و مقاطع نازک آنها تهیه شد. علاوه بر شناسایی جنس و گونه‌های فرامینفری شاخص، برای تعیین سن چینه‌های مدنظر، فراوانی فونای فرامینفری و سایر گروه‌های فسیل‌های موجود در مقاطع نازک در برش مطالعه به‌ویژه در چینه‌های بالا و پایین مرز ارزیابی شد.

لیتواستراتیگرافی برش مطالعه‌شده

مختصات قاعده برش مطالعه‌شده با عرض جغرافیایی $30^{\circ}55'58.5''$ N و طول جغرافیایی $53^{\circ}12'30.3''$ E است و در دره همبست واقع شده است. با توجه به اینکه این مطالعه رسوبات بازه زمانی اواخر پرمین میانی و بخش‌های آغازی پرمین پسین را دربرمی‌گیرد، برای این برش رسوبات

بخش‌های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق و کل سازند آواده به ضخامت ۳۶۰ متر در نظر گرفته شده است. پلیت‌های ۱ و ۲ تعدادی از فرامینفرهای شاخص شناسایی شده را در این توالی نشان می‌دهد. مشخصات سنگ‌شناسی این برش از قاعده به سمت رأس به شرح زیر است (شکل‌های ۲ و ۳):

- **بخش میانی واحد ۳ سازند سورمق:** ۴۰ متر ضخامت دارد و از سنگ آهک خاکستری متوسط با تعداد کمی نودول‌های چرتی در بخش بالایی تشکیل شده است.

- **بخش بالایی واحد ۳ سازند سورمق:** ۳۵ متر ضخامت دارد و از سنگ آهک خاکستری متوسط تا ضخیم‌لایه در تناوب با سنگ‌های آهک شیلی در قسمت پایینی و سنگ‌های آهک حاوی نودول‌های چرتی فراوان در قسمت بالایی تشکیل شده است.

- زیر واحد 4a سازند آواده شامل ۱۳۵ متر تناوب آهک، آهک شیلی و شیل که به چند لایه دولومیتی و آهک‌های استروماتولیتی در بخش رأسی ختم می‌شوند.

Crassiglomella Ichhyofrondina latilimbata guizhouensis
Neodiscus Glomomidiella nestellorum guangxiensis
 Zone با یوزون *Frondina permica* و *abadehensis* است که با یوزون
Shahinfar et al. 2020 Baisalina cf. guizhouensis به سن
 کپیتانین بالایی (upper Capitanian) مطابقت دارد.

زیر واحد 4b با داشتن روزنبرانی نظیر *Paraglobivalvulina*
Hemigordius Ichhyofrondina latilimbata gracilis
Codonofusiella Frondina lauta irregularifoemis
 در *C. kueichowensis* و *C. kwangsiana nachodkaensis*
 قسمت زیرین خود به یوزون *Hemigordius irregulariformis*
 به بالاترین افق کپیتانین (uppermost Capitanian) نسبت داده
 می شود.

لایه های میانی و بالایی زیر واحد ۴ با ظهور روزنبران شاخص
 و چیاپینگین نظیر *C. kwangsiana* و *Pseudodunbarula sp.*
 مشخص می شود. سایر روزنبران موجود در این لایه ها شامل
Glomomidiella Agathammina ovate Baisalina pulchra
Ichhyofrondina Neodiscus abadehensis nestellorum
latilimbata است. بخش های میانی و بالایی زیر واحد 4b با
 یوزون *Pseudodunbarula-Codonofusiella Zone* به سن
 و چیاپینگین قابل مقایسه است.

روزنبران یافت شده در واحد ۵ سازند آباد مانند زیر واحد 4b
 سازند آباد است و فقط در آخرین لایه های آن گونه فرامینیفر
Reichlina cf. changhsingensis ظاهر می شود که همراه با
Codonofusiella aff. Abukumaensis و *Pseudodunbarula sp.*
 به و چیاپینگین نسبت داده می شود.

- زیر واحد 4b در بخش های زیرین عمدتاً آهکی است،
 ولی در بخش های میانی و بالایی غالباً شیلی است و
 میان لایه های آهکی دارد. این تغییر لیتولوژی باعث شده است
 این زیر واحد به دو بخش تقسیم شود:

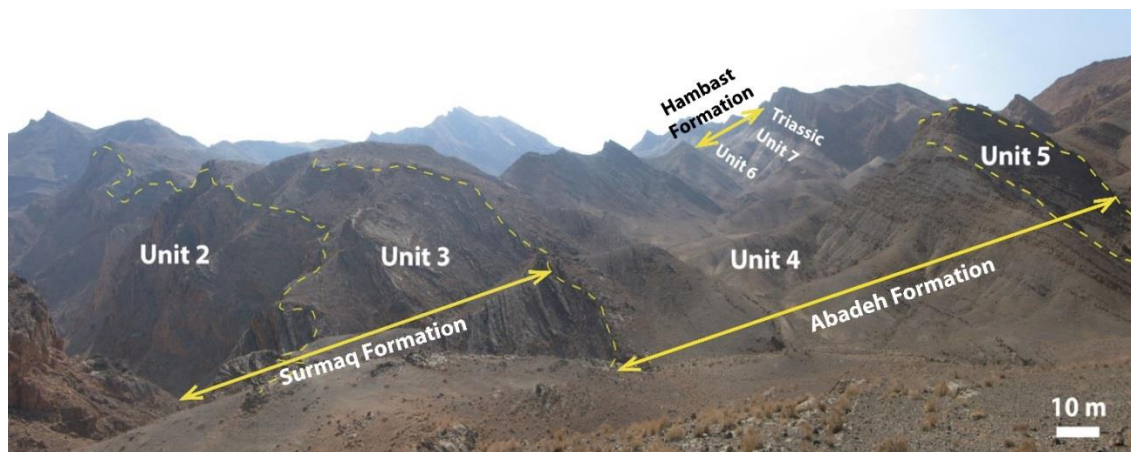
الف. ۴۵ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه؛
 ب. ۶۰ متر تناوب آهک، آهک شیلی و شیل با گرهک
 چرتی.

- واحد ۵ سازند آباد که شامل ۴۵ متر تناوب آهک با
 تعداد کمی میان لایه های شیلی می شود.

بیوستراتیگرافی برش مطالعه شده

در بخش های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق روزنبرانی
 نظیر *Staffella sphaerica Altineria bacillaeformis*
Agathammina subfusiformis Agathammina ampla
Hemigordius minutus Agathammina ovate
Nankinella Baisalina pulchra Olgaorlovella duplicata
Sphaerulina ogbinensis Staffella suborientalis cf. mino
Hemigordiopsis luquensis Eotuberitina reitlingeriae
Abadehella ex Nestellorella acus Geinitzina araxensis
 gr. *coniformis* تشخیص داده شده است که با یوزون
Altineria bacillaeformis-Baisalina pulchra-
Shahinfar et al. 2020 Hemigordiopsis luquensis Zone
 سن کپیتانین زیرین (lower Capitanian) نسبت داده می شود.

در زیر واحد 4a سازند آباد شامل روزنبرانی نظیر
Cornuspira Eotuberitina spinosa
Baisalina cf. microsphaerica



شکل ۲- واحدهای تشکیل‌دهنده سازندهای سورمق، آباده و همبست در برش مطالعه‌شده. دید به سمت جنوب غرب.

Fig 2- Constituent units of the Surmaq Abadeh and Hambast formations in the studied section, with view toward the southwest.

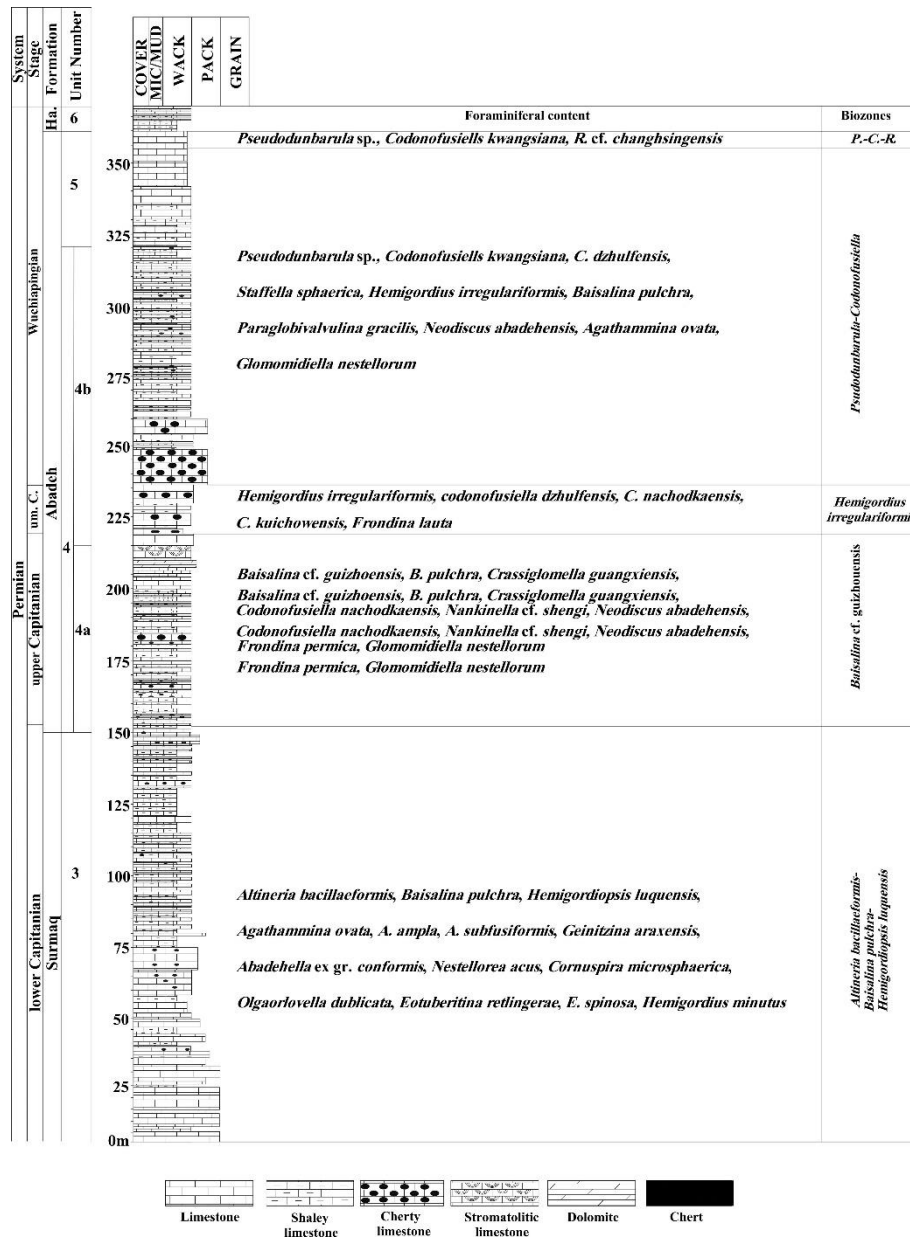
میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق و بخش اعظم زیر واحد 4a سازند آباده به سن کپیتانین زیرین تا بالایی حضور و گسترش دارند. فراوانی بیوکلاست‌ها در آهک‌های نزدیک به واحدهای دولومیتی واقع در رأس زیر واحد 4a کاهش یافته است و در واحد دولومیتی و آهک‌های استروماتولیتی بالای آن، هیچ‌گونه فسیلی وجود ندارد. این لایه‌های بدون فسیل در کپیتانین بالایی و پیش از مرز کپیتانین- وچیاپینگین قرار گرفته‌اند. در بالاترین بخش کپیتانین در سنگ‌های آهک قاعده‌ای زیر واحد 4b، فرامینفرهای کوچک، تعداد معدودی فوزولینید کوچک، استراکدها، سوزن اسفنج و جلبک‌های آهکی ظهور می‌یابند و در ادامه در آهک‌های موجود در بخش‌های میانی و بالایی زیر واحد 4b، فوزولینیدهای کوچک، براکیوپودها، دوکفه‌ای‌ها، کرینوئیدها و گاستروپودها نیز ظاهر می‌شوند. فوزولینیدهای با پوسته کوچک که در بخش‌های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق و زیر واحد 4a حضور بسیار اندکی دارند، در زیر واحد 4b فراوان‌ترند و در عوض استراکدها، دوکفه‌ای‌ها، کرینوئیدها، گاستروپودها و براکیوپودها در زیر واحد 4b فراوانی کمتری را نسبت به بخش‌های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق و زیر واحد 4a نشان می‌دهند.

بررسی افق انقراض انتهای پرمین میانی در حوضه تیس

به‌منظور ارزیابی چگونگی تأثیر انقراض انتهای پرمین میانی بر تنوع زیستی موجود در رسوبات همزمان در ناحیه آباده، تغییرات فونایی موجود در بخش‌های بالایی سازند سورمق و سازند آباده بررسی می‌شود. بررسی وجود یا نبود افق انقراض در انتهای پرمین میانی در برش مدنظر با مطالعه گسترش گروه‌های مختلف فونایی از جمله فرامینفرها، بقایای اسکلتی بی‌مهرگان شامل کرینوئیدها، براکیوپودها، استراکدها و دوکفه‌ای‌ها و همچنین ریزفسیل‌های غیرروزنبر نظیر جلبک‌های آهکی در فاصله مرز پرمین میانی و بالایی امکان‌پذیر است. در این مطالعه تغییرات فونایی در فواصل زمانی مدنظر در مقطع آباده در غرب تیس با مقاطع همزمان در جنوب چین و ژاپن در غرب تیس مقایسه شده است.

آباده در غرب تیس

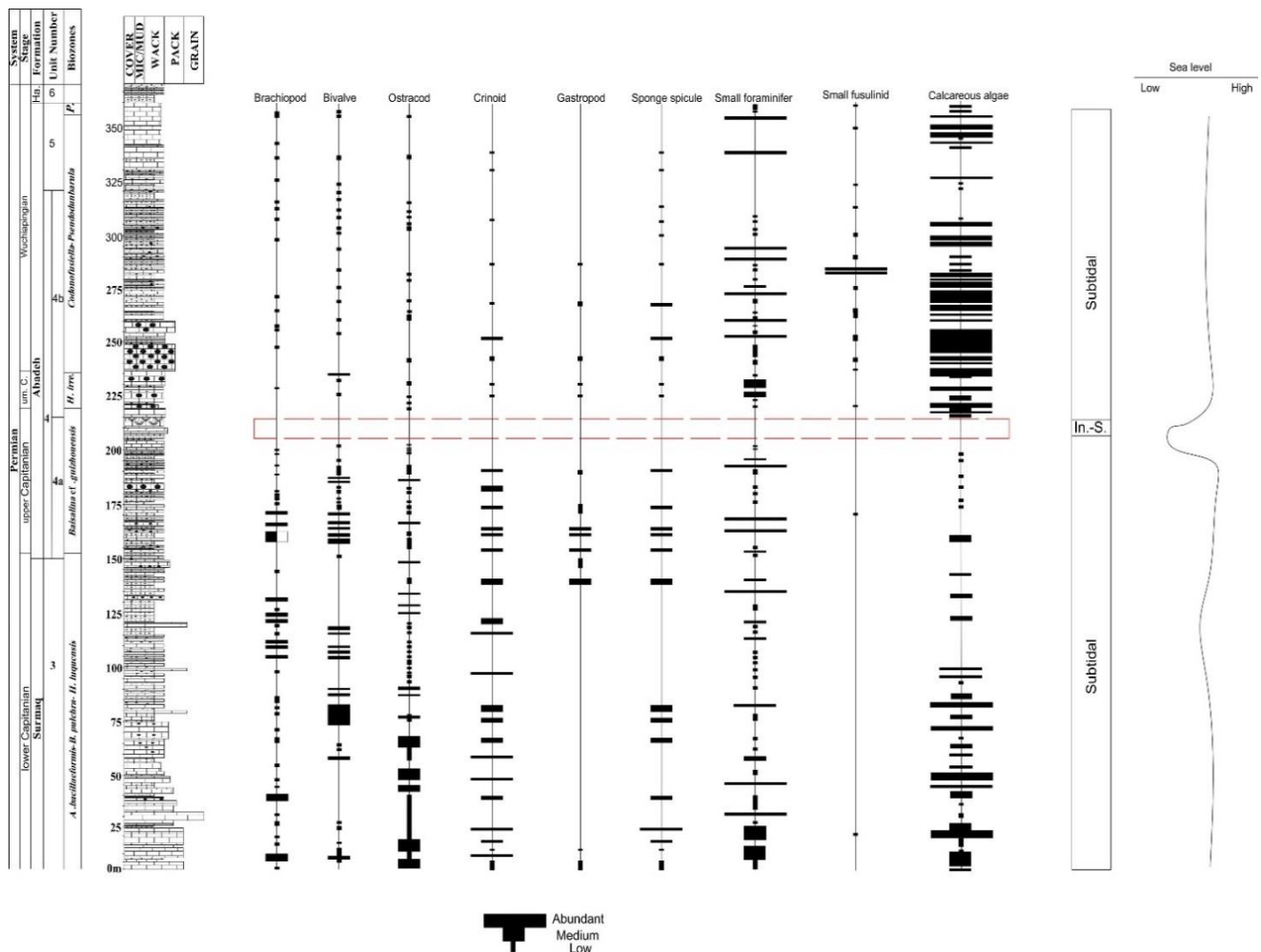
بررسی گسترش و حضور بقایای فسیلی موجودات در برش مطالعه‌شده نشان‌دهنده وجود تنوع زیستی در بخش اعظم زیر واحد 4a به سن کپیتانین بالایی است (شکل‌های ۴ و ۵). براساس مطالعه مقاطع نازک تهیه‌شده در برش مدنظر جلبک‌های آهکی، براکیوپودها، دوکفه‌ای‌ها، کرینوئیدها، استراکدها، سوزن اسفنج و فرامینفرهای کوچک در بخش‌های



شکل ۳- ستون چینه‌نگاری زیستی ریزفسیل‌ها در برش مطالعه‌شده. اختصارات: =P.-Ham.=Hambast.um.c.=uppermost Capitanian

C.-R. Pseudodonbarula sp.-Codonofusiella kwangsiana-Reichelina cf. changhsingensis

Fig 3- Biostratigraphic column of foraminifers of microfossils in the studies section, Abbreviations: um.c.=uppermost Capitanian, Ham.=Hambast, P.-C.-R.=*Pseudodonbarula sp.-Codonofusiella kwangsiana-Reichelina cf. changhsingensis*



شکل ۴- ظهور و توزیع چینه‌شناسی بایوکلاست‌های متنوع در بخش میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورماق، زیر واحدهای 4a و 4b و واحد ۵ سازند آبادیه در برش دره همبست. محدوده قرمز رنگ نشان‌دهنده نبود بایوکلاست‌ها در افق‌های بالایی کپیتانین بالایی است که می‌توان آن را نتیجه کم‌عمق‌شدگی آب دریا متأثر از پس‌روی جهانی آب دریا در انتهای گوادالوپین دانست. کاهش چشمگیر فونا در نزدیکی افق‌های رأسی زیر واحد 4a سازند آبادیه و نبود بایوکلاست در واحدهای دولومیتی و آهک‌های استروماتولیتی مؤید این تغییر شرایط محیطی و نمایانگر بحران زیستی انتهای گوادالوپین در برش مطالعه‌شده است. اختصارات: *A. bacaeliformis*-*B. pulchra*-*H. luquensis*=*Altineria bacaeliformis*-*Baisalina pulchra*-*Hemigordiopsis luquensis*, *H. irre.*=*Hemigordius irregulariformis*, *P.-C.-R.*=*Pseudodunbarula sp.-Codonofusiella kwangsiana-Reichelina changhsingensis*, *In.-S.*=Intertidal- *Ha.*=Hambast, *um. C.*=uppermost Capitanian, *kwangsiana-Reichelina changhsingensis*, *Supratidal*

Fig 4- The occurrence and stratigraphic distribution of various bioclasts in the middle and upper parts of the unit 3 of the Surmaq Formation, subunits 4a and 4b and unit 5 of the Abadeh Formation in the Hambast Valley section. The red limit is representative of the absence of bioclasts in the upper part of the upper Capitanian which can be considered due to the sea water shallowing as the result of end-Guadalupian eustatic regression. The noticeable faunal reduction close to the top horizon of the subunit 4a of the Abadeh Formation and the lack of bioclast in dolomitic and stromatolitic limestones indicate these environmental changes pointing the end-Guadalupian biotic crisis in the study section. Abbreviations: *A. bacaeliformis*-*B. pulchra*-*H. luquensis*=*Altineria bacaeliformis*-*Baisalina pulchra*-*Hemigordiopsis luquensis*, *H. irre.*=*Hemigordius irregulariformis*, *P.-C.-R.*=*Pseudodunbarula sp.-Codonofusiella kwangsiana-Reichelina changhsingensis*, *um. C.*=uppermost Capitanian, *Ha.*=Hambast, *In.-S.*=Intertidal-Supratidal.

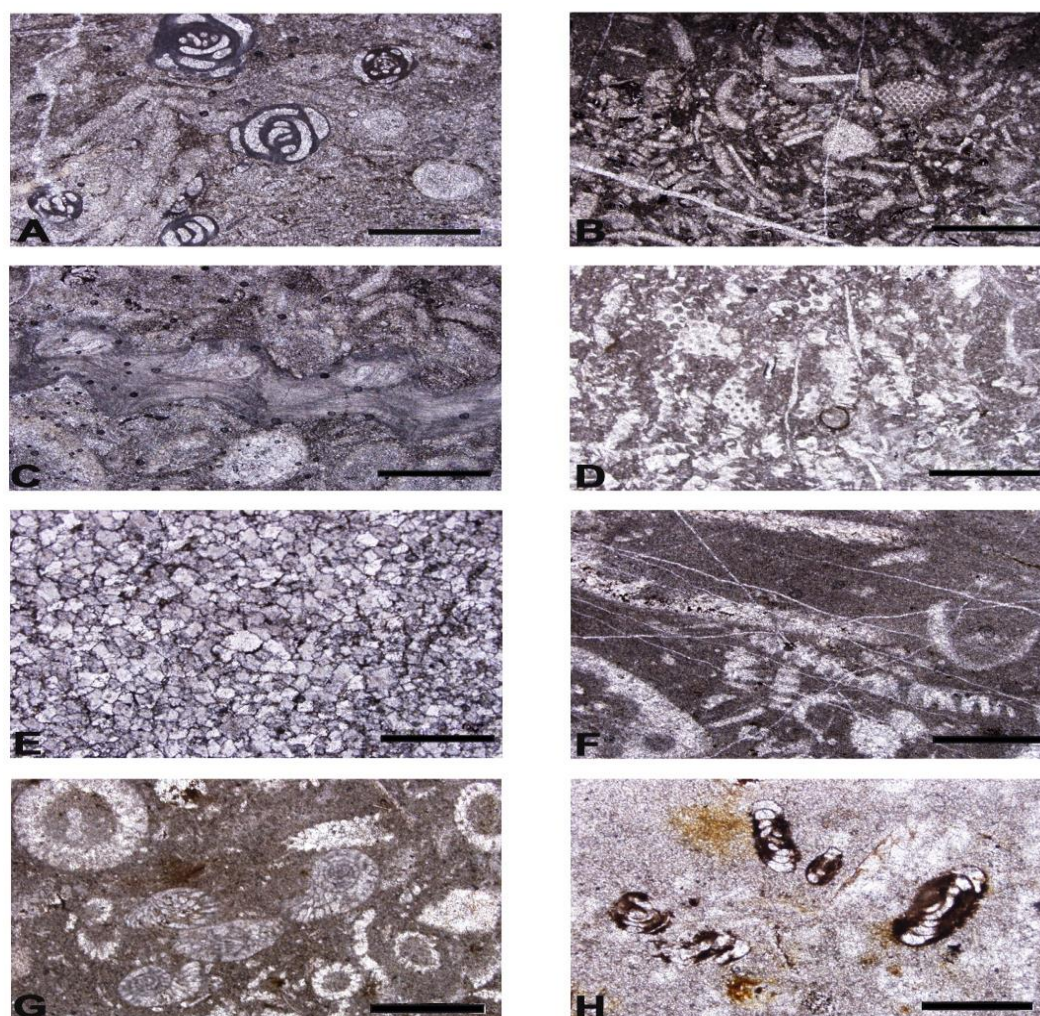
تغییرات محیطی در نهشته‌های پرمین میانی و اطراف مرز گوادالوپین - لوپینگین

سنگ‌های آهکی خاکستری متوسط تا ضخیم لایه بخش‌های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق با نودول‌های چرتی به‌ویژه در بخش بالایی که عمدتاً وکستون-پکستون بیوکلاستی هستند، شامل عناصر بیوکلاستی نظیر فرامینفرهای کوچک، استراکد، کرینوئید، براکیوپود، دوکفه‌ای، بریوزوئر، سوزن اسفنج و جلبک‌های آهکی است که نهشته‌شدن آنها را در یک محیط ساب تایدال دریای باز نشان می‌دهد (شکل ۶). فراوانی غالب وکستون و پکستون و وجود ماتریکس میکریتی نشان‌دهنده یک موقعیت رسوبی نسبتاً آرام است، ولی وجود میان‌لایه‌هایی از گرینستون‌ها نشان‌دهنده انرژی بیشتر جریان آب و ورود بایوکلاست‌های دانه‌درشت است.

تغییر محیطی از واحد ۳ سازند سورمق به زیر واحد 4a سازند آباءه کاملاً بارز و مشخص است؛ به طوری که سنگ‌های آهک خاکستری‌رنگ واحد ۳ سازند سورمق به تناوب شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه، شیل‌های آهکی و آهک‌های خاکستری تیره تبدیل می‌شوند (شکل ۶). مطالعه میکروفاسیس‌های این آهک‌ها مادستون-وکستون و پکستون‌های بیوکلاستی محیط دریای باز را نشان می‌دهد که عناصر اسکلتی آنها شامل استراکد، فرامینفرهای کوچک، کرینوئید، گاستروپود، براکیوپود، دوکفه‌ای، سوزن اسفنج و جلبک‌های آهکی است. وجود شیل‌های سیاه و آهک‌های تیره نشان‌دهنده شرایط بی‌هوای است که طی بالآمدن نسبی آب دریا صورت گرفته است (Heydari et al. 2000).

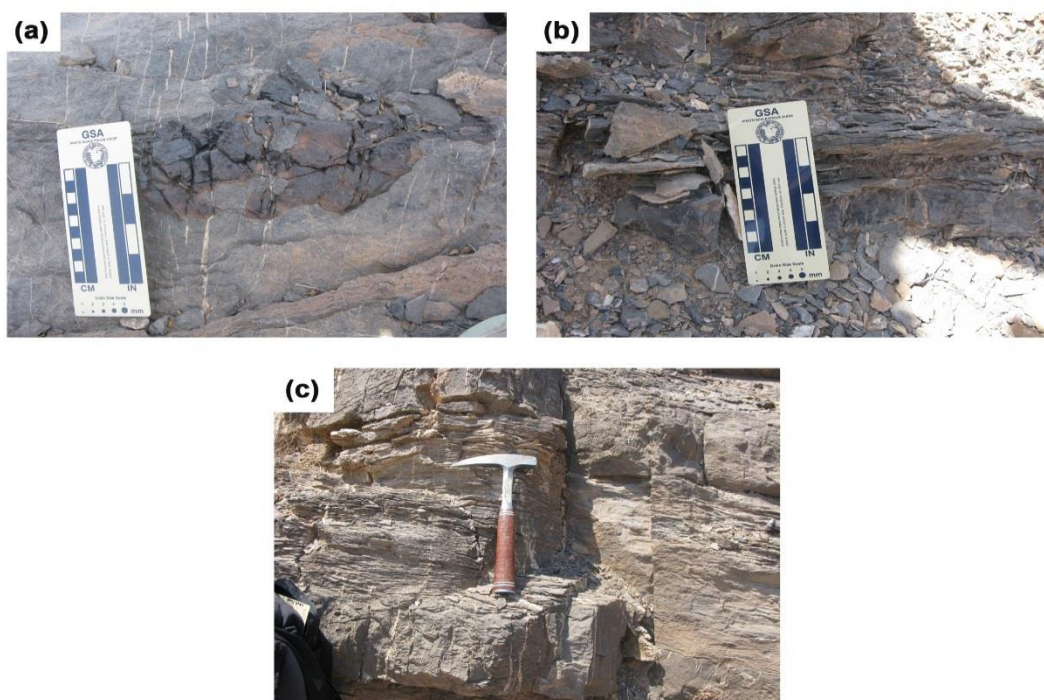
قسمت‌های رأسی زیر واحد 4a سازند آباءه متشکل از لایه‌های دولومیتی است که با استروماتولیت‌ها دنبال می‌شود (شکل ۷). تضاد لیتولوژی بین این واحدهای رأسی زیر واحد

4a با بخش‌های دیگر این زیر واحد به‌وضوح بازتاب‌دهنده اختلاف در عمق آب است و کاهش مشخص عمق آب را نشان می‌دهد. واحدهای رأسی زیر واحد 4a نشان‌دهنده شرایط اینترتایدا و سوپراتایدا است. همزمان با این تغییر در شرایط محیطی، تغییرات در فراوانی محتویات فونایی زیر واحد 4a و حضور کم آنها در واحدهای دولومیتی و استروماتولیتی نشان از تأثیر کم عمق‌شدن انتهای گوادالوپین در برش مطالعه‌شده دارد. بیرون‌زدگی و پس‌روی کامل آب دریا در این برش طی این زمان صورت نگرفته، ولی تأثیرات آن در گسترش فونا دیده می‌شود. کم‌عمق‌شدگی آب دریا در برش دره همبست در انتهای کپتانین صورت گرفته و براساس داده‌های فسیلی در انتهایی‌ترین بخش کپتانین، معادل رسوبات قاعده‌ای زیر واحد 4b، با افزایش عمق آب آهک‌های خاکستری تیره دارای نودول‌های چرتی با معدودی میان‌لایه‌های شیلی نهشته می‌شوند. آهک‌های قاعده‌ای زیر واحد 4b دارای میکروفاسیس وکستون تا پکستون بیوکلاستی حاوی فرامینفرهای کوچک، استراکد و جلبک‌های آهکی است و برگشت به شرایط محیط ساب تایدال دریای باز را نشان می‌دهد. با شروع وچیاپینگین و افزایش بیشتر عمق آب تعداد میان‌لایه‌های شیلی سیاه زیر واحد 4b افزایش می‌یابد و علاوه بر این فوزولیندهای کوچک، دوکفه‌ای، کرینوئیدها و براکیوپود نیز به محتویات فسیلی اضافه می‌شوند. فوزولیندهای با پوسته کوچک در مقایسه با بخش‌های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق و زیر واحد 4a که حضور بسیار اندکی دارند، در زیر واحد 4b فراوان‌ترند و درعوض استراکدها، دوکفه‌ای‌ها، کرینوئیدها و براکیوپودها فراوانی کمتری را نسبت به نهشته‌های کپتانین نشان می‌دهند.



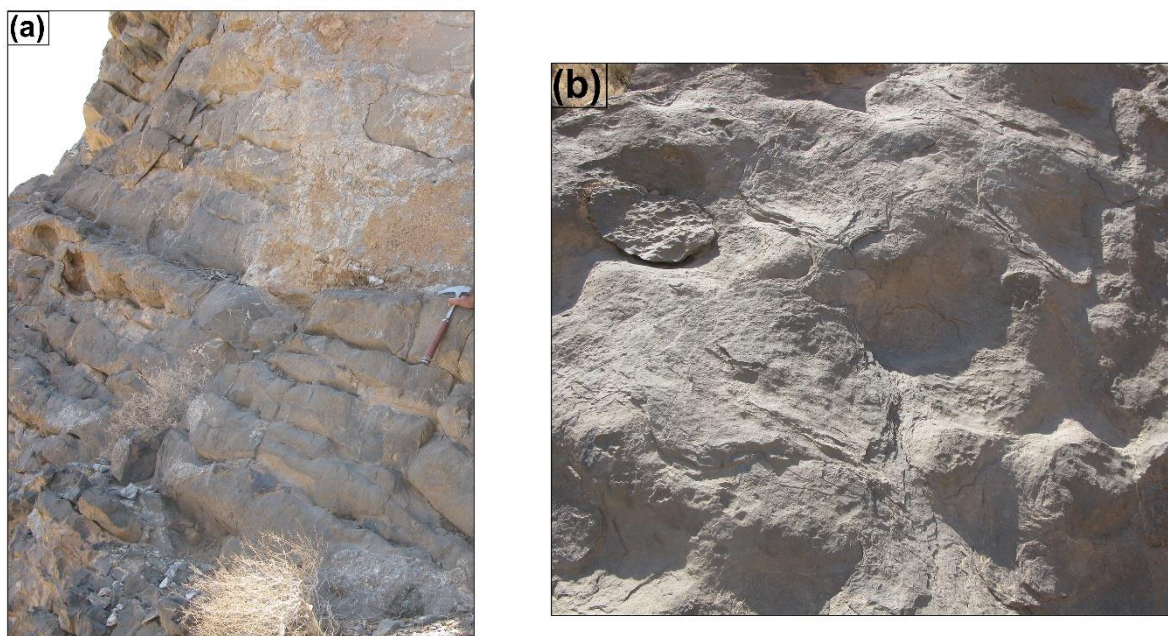
شکل ۵- عکس‌هایی از مقاطع نازک بعضی نمونه‌های برداشت‌شده از بخش‌های بالایی زیر واحد 4a و بخش‌های قاعده‌ای زیر واحد 4b سازند آباده؛ جایی که تغییرات در فراوانی فونا پیش از بالاترین بخش کپیتانین بالایی و در گذار از مرز گوادالوپین- لوپینگین مشاهده شده است. A) Algal small foraminiferal wackestone to packstone، حاوی قطعات جلبکی و فرامینیفراهای کوچک از گروه میلیولید، نمونه HS-120، بخش بالایی زیر واحد 4a؛ B) Bioclastic algal packstone، حاوی قطعات بیوکلاست و جلبک، نمونه HS-126، بخش بالایی زیر واحد 4a به سن کپیتانین بالایی؛ C) Recrystallized bioclastic packstone، شامل قطعات پوسته براکیوپود و ساقه کرینئید، نمونه HS-130، بخش بالایی زیر واحد 4a به سن کپیتانین بالایی؛ D) Algal packstone، نمونه HS-135، بخش بالایی زیر واحد 4a به سن کپیتانین بالایی؛ E) Dolomite، نمونه HS-140، بالاترین افق زیر واحد 4a به سن کپیتانین بالایی؛ F) Algal wackestone، نمونه HS-141، لایه‌های قاعده‌ای زیر واحد 4b به سن بالاترین بخش کپیتانین بالایی؛ G) Algal small fusulinid wackestone، نمونه HS-176، بخش زیرین زیر واحد 4b به سن وچیاپینگین؛ H) Recrystallized small foraminiferal wackestone، نمونه HS-164، لایه‌های قاعده‌ای زیر واحد 4b به سن بالاترین بخش کپیتانین بالایی.

Fig 5- Photomicrographs of the thin sections of some samples taken from the upper part of the subunit 4a and basal part of the subunit 4b of the Abadeh Formation where changes in faunal abundance before the uppermost part of the upper Capitanian and across the Guadalupian-Lopingian boundary have been shown. A) Algal small foraminiferal wackestone to packstone, containing algal fragments and small foraminifers from miliolid group, sample HS-120, the upper part of the subunit 4a; B) Bioclastic algal packstone, containing bioclast and algal fragments, sample HS-126, the upper part of the subunit 4a upper, Capitanian in age; C) Recrystallized bioclastic packstone, including brachiopod shell fragments and crinoid stem, sample HS-130, the upper part of the subunit 4a upper, Capitanian in age; D) Algal packstone, sample HS-135, the upper part of the subunit 4a upper, Capitanian in age; E) Dolomite, Sample HS-140, the uppermost part of the subunit 4a upper, Capitanian in age; F) Algal wackestone, Sample HS-141, the basal beds of the subunit 4b, uppermost Capitanian in age; G) Algal small fusulinid wackestone, sample HS-176, the lower part of the subunit 4b, Wuchiapingian in age; H) Recrystallized small foraminiferal wackestone, sample HS-164, basal beds of the subunit 4b, uppermost Capitanian in age.



شکل ۶- تصاویری از سنگ‌های آهک خاکستری‌رنگ حاوی نودول‌های چرتی بخش بالایی واحد ۳ سازند سورمق (a)، آهک‌های شیلی سیاه‌رنگ زیر واحد 4a از واحد ۴ سازند آباد (b) و سنگ‌های آهک و شیل‌های آهکی زیر واحد 4a از واحد ۴ سازند آباد (c).

Fig 6- Photos from gray cherty nodules-bearing limestones of the upper part of the Unit 3 of the Surmaq Formation (a), Black shaly limestones of the subunit 4a of the Unit 4 of the Abadeh Formation (b) and limestones and shaly limestones of the subunit 4a of the Unit 4 of the Abadeh Formation (c).



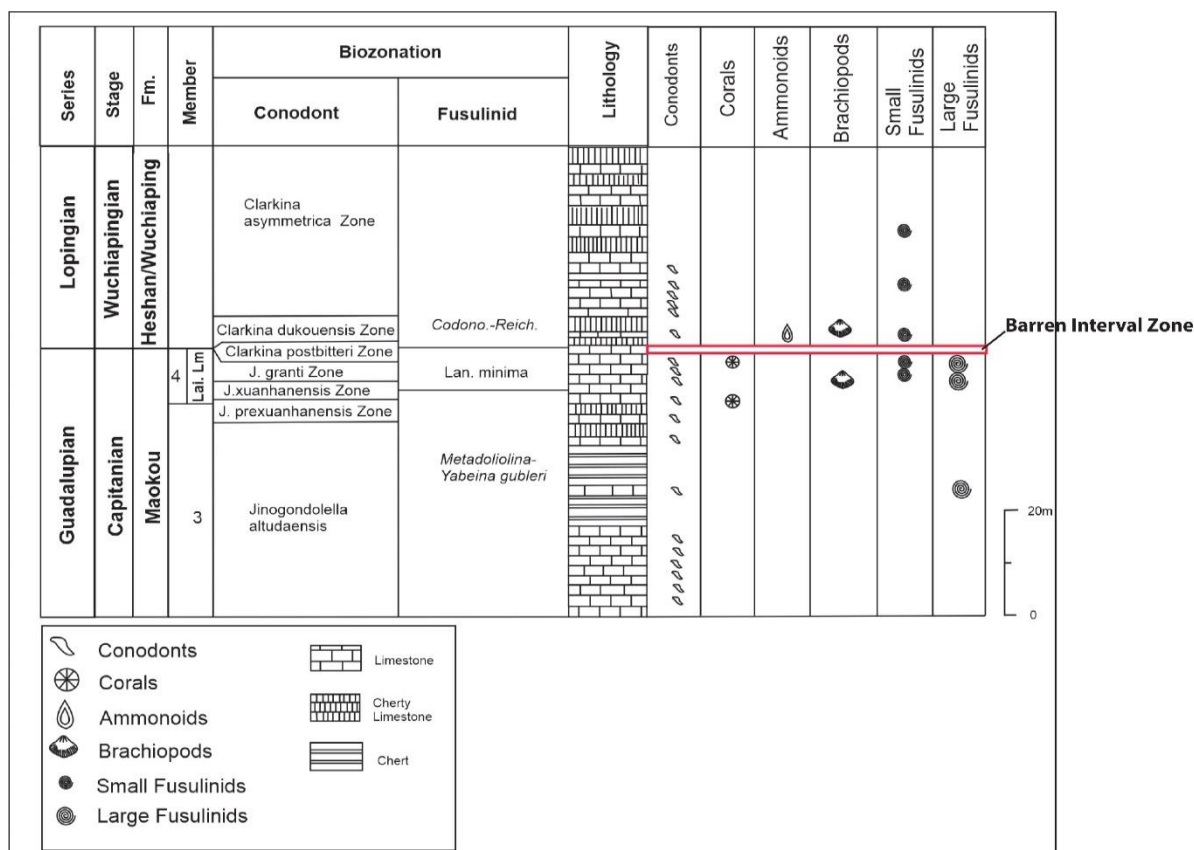
شکل ۷- تصاویر آهک‌های استروماتولیتی در بخش رأسی زیر واحد 4a از واحد ۴ سازند آباد (a) و نمایی از سطح بالایی این آهک‌ها (b).

Fig 7- Photos from stromatholitic limestones in the topmost part of the subunit 4a of the Unit 4 of the Abadeh Formation (a) and a view from upper surface of these limestones (b).

جنوب چین در شرق تبت

چینه‌های بخش‌های میانی و بالایی عضوهای ۳ و ۴ سازند مائوکو (Maokou) در دو برش Tieqiao و Penglaitan در ناحیه لایبین (Laibin) در جنوب چین مقاطع نسبتاً کاملی از اواخر پرمین میانی و اوایل پرمین پسین دارند (Jin et al. 2006; Shen et al. 2007). بخش ۴ سازند مائوکو معرف انتهایی‌ترین افق نهشته‌های کپتانین است و سنگ آهک لایبین نامیده می‌شود و لایه‌های قاعده‌ای سازندهای هشام یا وچیاپینگ (Heshan/Wuchiaping) به سن وچیاپینگین آغازی (نخستین اشکوب پرمین پسین) به‌خوبی نمایانگر تأثیرات انقراض انتهایی پرمین میانی بر تنوع زیستی است (شکل ۸). عضو لایبین از سازند مائوکو به سن کپتانین پسین از نظر لیتولوژی متشکل از سنگ‌های آهک متوسط تا ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری کم‌رنگ با براکیوپودهای فراوان در بخش زیرین و سنگ‌های آهک توفی نازک تا متوسط‌لایه کرینوئیددار و عمدتاً با نهشته‌های جریان واریزه‌ای (Debris flow) در بخش بالایی است و کم‌عمق‌شدگی سریع را در انتهای سازند مائوکو نشان می‌دهد، ولی بخش اعظم سازند مائوکو رخساره حوضه‌ای و شیب حوضه دارد (Shen et al. 2007). لایه‌های قاعده‌ای سازند هشام که به سن وچیاپینگین آغازی است، سنگ‌های آهک چرتی با رخساره حوضه‌ای و دلالت بر شروع پیش‌روی در بالاترین بخش سازند لایبین دارد (Shen et al. 2007). زون کنودونتی *Clarkina dukouensis* به سن وچیاپینگین در لایه‌های قاعده‌ای سازند هشام شناسایی شده است (Shen and Mei 2010). در مقاطع نام‌برده در جنوب چین مرز پرمین میانی و پسین یا گوادلویپین-لوپینگین از نظر بایوستراتیگرافی ۳۰ سانتی‌متر در زیر مرز لیتولوژیکی بین

سازندهای لایبین و هشام/وچیاپینگ در مقاطع پن گلیتن و تیکیانو تعریف شده است (Henderson et al. 2002; Shen and Mei 2010). این مرز با زون کنودونتی *Clarkina postbitteri* در مرز گوادلویپین-لوپینگین دلالت بر حضور فوزولینیدهای با پوسته بزرگ نظیر *Lepidolina* و *Chusenella* در بخش‌های انتهایی رسوبات متعلق به کپتانین و انقراض آنها در زیر مرز گوادلویپین-لوپینگین دارد. فوزولینیدهای با پوسته کوچک نظیر *Kahlerina*, *Lantschichites* و *Codonofusiella* بدون تغییر چندانی از نظر فراوانی در لایه‌های پایینی و بالایی مرز پرمین میانی و بالایی مشاهده می‌شوند (Jin et al. 2006). کنودونتها در قسمت پایینی مرز گوادلویپین-لوپینگین به تعداد زیاد یافته شده و شامل گونه‌های *Jinogondolella* است. در بالای مرز گونه‌های *Jinogondolella* مشاهده نشده است و جای خود را به گونه‌های *Clarkina* می‌دهد که فراوانی کمتری دارند (Henderson et al. 2002; Shen and Mei 2010). مرجان‌ها در سنگ‌های آهک لایبین گزارش شده‌اند، ولی به سمت بالا درون لایه‌های وچیاپینگین توسعه نیافتند (Wang and Sugiyama 2001)؛ در واقع مرجان‌ها یک تغییر چشمگیر در مرز گوادلویپین-لوپینگین متحمل شدند. براکیوپودهای شاخص کپتانین نظیر *Orthothetina* و *Oldhamina* جای خود را به جنس‌های براکیوپود معمول در لوپینگین نظیر *Tyloplecta* و *Tschernyschewia* می‌دهند (Jin et al. 2006). به نظر می‌رسد براکیوپودها در واقع یک تغییر کلی در مرز گوادلویپین-لوپینگین نشان می‌دهند و حدود ۸۷ درصد گونه‌های براکیوپود گوادلویپین در مرز GLB در جنوب چین منقرض شدند (Shen and Shi 1996).



شکل ۸- ظهور و توزیع چینه‌شناسی بیوکلاست‌ها، فوزولینیداها و کنودنت‌ها در برش پن گلین در جنوب چین که نشان‌دهنده نبود بقایای فسیلی در محدوده‌های بسیار باریکی در اواخر کپیتانین و احتمالاً متأثر از بحران زیستی اواخر کپیتانین است. اختصارات: **Lai. Lm=Laibin Limestone**.

Codono.-Reich.=Codonofusiella-Reichelina Lan. minima=Lantschichites minima Fm.=Formation

Fig 8- The appearance and distribution of bioclasts, fusulinids and conodonts in Panglaitan section in South China indicating the lack of fossil remains in very narrow limit at upper Capitanian possibly affected by end-Capitanian biocrisis. Abbreviations: **Lai. Lm=Laibin Limestone, Fm.=Formation, Lan. minima=Lantschichites minima, Codono.-Reich.=Codonofusiella-Reichelina.**

ژاپن در شرق تیس

سن و چیاپینگین آغازی به لحاظ تغییرات لیتولوژیکی و تغییرات زیستی ارزیابی شده است (Kofukuda et al. 2014)، (شکل ۹). بخش بالایی سنگ آهک آکاساکا از آهک‌های تیره تشکیل شده است که بعداً به آهک‌های راه‌راه تیره و سفید تبدیل می‌شود.

سن بخش اعظم آهک‌های تیره با توجه به زون فوزولینیدی *Yabeina*، کپیتانین پسین در نظر گرفته شده است. انتهایی‌ترین بخش آهک‌های تیره و کل آهک‌های راه‌راه فاقد فسیل شاخص برای تعیین سن است، ولی چون اولین ظهور فوزولینیدهای شاخص و چیاپینگین شامل *Nanlingella*، *Codonofusiella* و *Reichelina* با عنوان زون فوزولینیدی *Codonofusiella-Reichelina* در لایه‌های قاعده‌ای سازند

مقطع آکاساکا (Akasaka) در بخش‌های مرکزی ژاپن که در بردارنده نهشته‌های اواخر پرمین میانی و بخش‌های آغازی پرمین پسین است به مثابه برش نسبتاً کاملی برای بررسی تغییرات زیستی در مرز گوادالوپین - لوپینگین مطالعه شده است (Kofukuda et al. 2014). سنگ‌های آهک آکاساکا متشکل از چهار واحد لیتولوژیکی به نام عضوهای یک تا سه و بخش‌های قاعده‌ای سازند ایچی هاشی (Ichihashi) به سن پرمین میانی تا وچیاپینگین آغازی است.

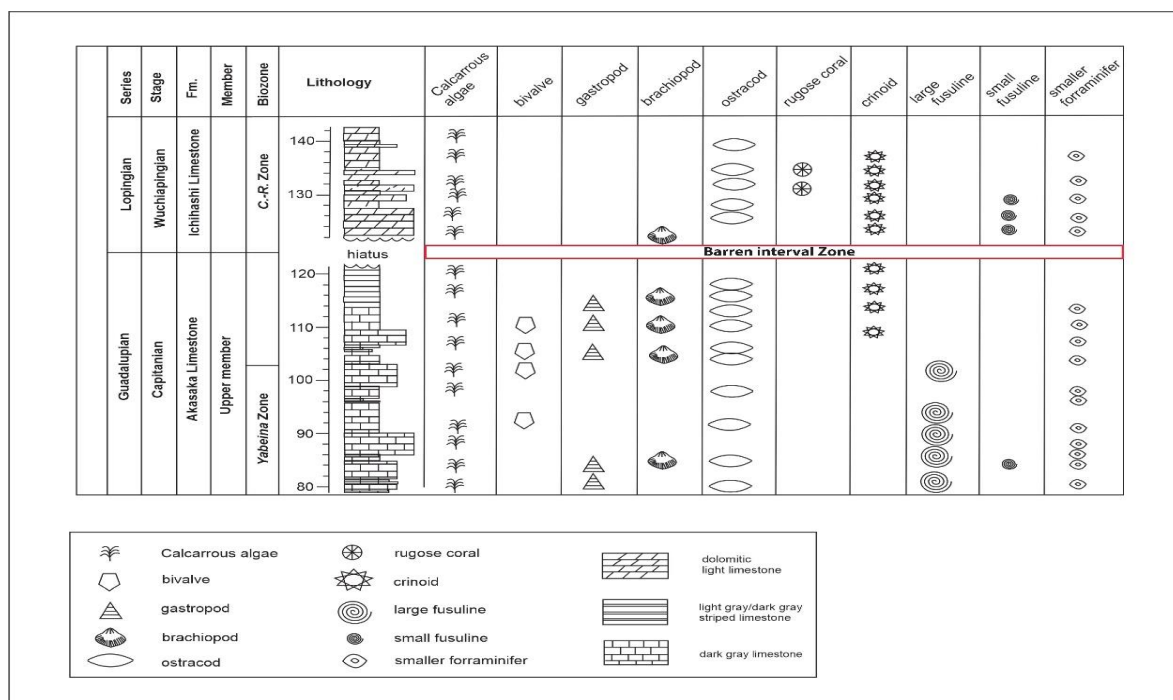
به منظور تعیین چگونگی تأثیر انقراض انتهای گوادالوپین بر تنوع زیستی در این برش، بخش بالایی سنگ آهک آکاساکا به سن کپیتانین پسین و بخش‌های آغازی سازند ایچی هاشی به

می‌شود، ولی آهک‌های راه‌راه و آهک‌های دولومیتی قاعده سازند ایچی هاشی کمترین فراوانی زیستی را دارند (Ota and Isozaki 2006). این تغییرات مشخص بیان‌کننده انقراض اصلی فونای آب‌های کم‌عمق شامل فوزولینیدهای بزرگ، مرجان‌ها و دوکفه‌ای‌های بزرگ است (Kofukuda et al. 2014).

جلبک‌های آهکی فراوان‌ترین عناصر اسکلتی در برش آکاساکا در فاصله زمانی کپیتانین پسین- وچیاپینگین آغازی هستند؛ به طوری که جز در هیاتوس بیان‌شده در سرتاسر برش آکاساکا و حتی پس از مرز G-LB مشاهده می‌شوند. در بخش‌های بالایی آهک‌های تیره فوزولینیدهای بزرگ و دوکفه‌ای‌های بزرگ ناپدید می‌شوند و دیگر در واحدهای چینه‌ای بالاتر ظاهر نمی‌شوند؛ علاوه بر این در قسمت زیرین آهک‌های راه‌راه تمام گاستروپودها و فرامینفرهای کوچک ناپدید می‌شوند و استراکدها، کرینوئیدها و براکیوپودها به میزان زیادی کاهش می‌یابند.

ایچی هاشی یافت شده که متشکل از آهک‌های دومیتی خاکستری روشن است، سن بالاترین بخش آهک‌های تیره و آهک‌های راه‌راه نیز به کپیتانین پسین نسبت داده شده است (Kofukuda et al. 2014)؛ بنابراین مرز گوادالوپین- لوپینگین در قاعده آهک‌های دولومیتی سازند ایچی هاشی در نظر گرفته شده است.

گفتنی است نبود رسوب‌گذاری که به صورت یک لایه بسیار نازک در حد کمتر از یک سانتی‌متر حاوی مواد رسی بسیار ریزدانه به رنگ مایل به قهوه‌ای در مرز بین آهک‌های راه‌راه و آهک‌های دولومیتی سازند ایچی هاشی تشخیص داده شده است، نشان‌دهنده خروج از آب و در معرض هوازدگی قرارگرفتن لایه‌های افق‌های بالایی آهک‌های راه‌راه در انتهای کپیتانین است. براساس مطالعه تغییرات فراوانی بیوتا در آهک‌های تیره، آهک‌های راه‌راه و بخش‌های قاعده‌ای سازند ایچی هاشی، بیشترین تنوع زیستی در آهک‌های تیره مشاهده



شکل ۹- حضور و توزیع بیوکلاست‌ها، فرامینفرها و جلبک‌ها در برش آکاساکا در ژاپن که حاکی از فاز عدم رسوب‌گذاری و همچنین Barren Interval Zone در بخش‌های بالایی کپیتانین و پیش از شروع وچیاپینگین است. اختصارات: Fm.=Formation, C.-R. Zone=Codonofusiella-Reichelina Zone

Fig 9- The occurrence and distribution of bioclasts, foraminifers and algae in the Akasaka section in Japan indicative of non-depositional phase and also Barren Interval Zone in upper Capitanian and before the beginning of Wuchiapingian. Abbreviation: Fm.=Formation, C.-R. Zone=Codonofusiella-Reichelina Zone.

بحث

مطالعه مدنظر نشان می‌دهد تأثیر رخداد انقراض انتهای گوادالوپین در برش دره همبست در یک مرحله روی داده که طی آن فرامینفرهای کوچک، براکیوپودها، استراکدها، جلبک‌های آهکی، کریئوئیدها و دوکفه‌ای‌ها کاهش چشمگیری در بخش‌های بالایی کپیتانین می‌یابند و با تغییر محیط از ساب تایدال به ایتترتایدال و سوپراتایدال و با نهشته شدن دولومیت‌ها و استروماتولیت‌ها همراه است؛ بنابراین دولومیت‌ها و استروماتولیت‌های بخش رأسی زیر واحد 4a را به مثابه افق انقراض می‌توان در نظر گرفت. با واحد 4b که با حضور *Hemigordius irregulariformis* سن انتهای ترین بخش کپیتانین را نشان می‌دهد، فرامینفرهای کوچک، استراکدها و جلبک‌های آهکی، تعداد معدودی فوزولینیدهای کوچک دوباره ظاهر می‌شوند که با افزایش بیشتر آب دریا در بخش‌های میانی و بالایی زیر واحد 4b شرایط برای پیدایش سایر فوناها نیز فراهم می‌شود. نکته جالب توجه درباره فونای موجود در چینه‌های بالای افق انقراض در برش دره همبست، فراوانی بسیار کم براکیوپودها، دوکفه‌ای‌ها، استراکدها، کریئوئیدها، سوزن اسفنج و گاستروپودها و افزایش فوزولینیدهای با پوسته کوچک (به‌ویژه *Codonofusiella*) نسبت به چینه‌های پیش از افق انقراض طی کپیتانین است که می‌تواند شاهدی بر تأثیرپذیری از حادثه زیستی انتهای گوادالوپین باشد.

در برش پن گلیتن و تیکیانو در جنوب چین براساس مطالعات Jin et al. 2006 و Shen et al. 2007، آخرین حضور فوزولینیدهای بزرگ، براکیوپودها، فوزولینیدهای بزرگ و مرجان‌ها در بالاترین افق‌های عضو لایین از سازند مائو به سن کپیتانین پسین گزارش شده و شروع وچیاپینگین مصادف با اولین ظهور فوزولینیدهای کوچک مانند *Codonofusiella* و *Reichelina* است که زونی با همین نام به سن وچیاپینگین آغازی را مشخص می‌کند؛ همچنین ظهور زون آمونوئیدی *Roadoceras-Doulingoceras* معرف شروع وچیاپینگین آغازی است؛ بنابراین بالاترین بخش عضو لایین فاصله‌ای از

نبود ترکیب فونایی را نشان می‌دهد که بیان‌کننده یک Barren Interval Zone و وقوع انقراض در یک مرحله در انتهای ترین بخش کپیتانین است.

در ژاپن مرکزی با توجه به نحوه انتشار و گسترش ترکیبات زیستی در عضو بالایی سنگ آهک آکاساکا، Kofukuda et al. 2014 این بخش را زون فاقد فسیلی (Barren Interval Zone) معرفی کرده‌اند، ولی با توجه به حضور فرامینفرهای کوچک، استراکدها، کریئوئیدها، گاستروپودها، براکیوپودها، دوکفه‌ای‌ها و جلبک‌های آهکی اگرچه با فراوانی کمتر نسبت به لایه‌های پایین‌تر در این زون، نمی‌توان این بخش را آهک‌های فاقد فسیلی در نظر گرفت؛ در واقع لایه‌های بسیار نازک متشکل از دانه‌های بسیار ریز رسی را که بین آهک‌های عضو ۳ (آهک‌های راه‌راه) آکاساکا و آهک‌های دولومیتی سازند ایچی هاشی است، می‌توان زون فاقد فسیلی معرفی کرد؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که افق انقراض در مقطع آکاساکا در ژاپن مرکزی در بالاترین افق آهک‌های آکاساکا و در کپیتانین پسین قرار گرفته است. حضور زون *Codonofusiella*-*Reichelina* در اولین لایه‌های آهک‌های دولومیتی سازند ایچی هاشی، شروع وچیاپینگین آغازی و بازگشت فونای دریایی پس از انقراض کوتاه‌مدت اواخر پرمین میانی را نشان می‌دهد. اگرچه در ژاپن مرکزی لایه هیاتوس در مرز پرمین میانی و پسین گزارش شده که می‌تواند ناشی از یک دوره کوتاه افت سطح آب دریا در مرز مدنظر باشد، یافتن شواهدی از نبود رسوب‌گذاری در این فاصله زمانی در جنوب چین و منطقه آباد مشکل است؛ علاوه بر این افق انقراض در برش دره همبست پیش از پایان کپیتانین گزارش شده است؛ در صورتی که در جنوب چین و ژاپن این افق در بالاترین بخش نهشته‌های کپیتانین مشاهده می‌شود. شواهدی از کم‌عمق شدن آب دریا در انتهای کپیتانین در جنوب چین و برش دره همبست وجود دارد، ولی هیچ‌گونه شواهدی دال بر خروج توالی‌های اواخر پرمین میانی گزارش نشده است؛ بنابراین پس‌روی آب دریا به مثابه یکی از عوامل احتمالی انقراض انتهای گوادالوپین در مناطقی نظیر برش‌های مطالعه‌شده در جنوب چین و منطقه آباد به صورت کم‌عمق‌شدگی نمود

- Sciences. 34: 127-155.
- Bond D. P. G. and Wignall P. B. 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: an update. In: Keller G. Kerr A.C. (Eds.), *Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects*: Geological Society of America Special Paper. 505: 1-28.
- Bond D. P. G. Wignall P. B. Wang W. Izon G. Jiang H.-S. Lai X.-L. Sun Y.-D. Newton R. J. Shao L.-Y. Veldre S. and Cope H. 2010. The mid-Capitanian (Middle Permian) mass extinction and carbon isotope record of South China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 292: 282-294.
- Clapham M. E. Shen S. and Bottjer D. J. 2009. The double mass extinction revisited: reassessing the severity, selectivity, and causes of the end-Guadalupian biotic crisis (Late Permian). *Paleobiology*. 35(1): 32-50.
- Ervin D. H. 2006. *Extinction: How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princeton University Press, Princeton. 296 p.
- Groves J. R. and Wang Y. 2013. Timing and size selectivity of the Guadalupian (Middle Permian) fusulinoidean extinction. *Journal of Paleontology*. 87: 183-196.
- Haq B. U. and Schutter S. R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*. 322: 64-68.
- He B. Xu Y.-G. Guan J.-P. and Zhong Y.-T. 2010. Paleokarst on the top of the Maokou Formation: further evidence for domal crustal uplift prior to the Emeishan flood volcanism. *Lithos*. 119: 1-9.
- Henderson C. M. Mei S. L. and Wardlaw B. R. 2002. New conodont definitions at the Guadalupian-Lopingian boundary. In: Hills L. V. Henderson C. M. and Bamber E. W. (Eds.), *Carboniferous and Permian of the World*: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 19: 725-735.
- Heydari E. Hassanzadeh J. and Wade W. J. 2000. Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran. *Sedimentary Geology*. 137: 85-99.
- Isozaki Y. 2009. Illawarra Reversal: the fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction, *Gondwana Research*. 15: 421-432.
- Isozaki Y. Kawahata H. and Ota A. 2007a. A unique carbon isotope record across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleoatoll carbonates: the high-productivity "Kamura event" and its collapse in Panthalassa. *Global Planetary Change*. 55: 21-38.
- Isozaki Y. Kawahata H. and Minoshima K. 2007b. The Capitanian (Permian) Kamura Cooling Event: the beginning of the Paleozoic-Mesozoic transition. *Palaeoworld*. 16: 16-30.
- Isozaki Y. Aljinović D. and Kawahata H. 2011. The

داشته و با وجود این بر تغییرات فونایی و انقراض گروههایی از ارگانسیم‌ها و فراوانی کمتر گروههای دیگر در نهشته‌های دریایی جدیدتر تأثیرگذار بوده است.

نتیجه

به‌منظور بررسی چگونگی تأثیر انقراض اواخر پرمین میانی بر تنوع زیستی توالی‌های موجود در برش دره همبست، چینه‌های بخش‌های میانی و بالایی واحد ۳ سازند سورمق و سازند آباده در دره همبست مطالعه شد. مقایسه افق انقراض در برش دره همبست با برش‌های همزمان در جنوب چین و ژاپن در حوضه تیس نشان‌دهنده این است که انقراض اواخر پرمین میانی در برش دره همبست پیش از انتهای کپتانین بوده است، در صورتی که در برش‌های مطالعه‌شده در جنوب چین و ژاپن در بالاترین افق‌های کپتانین روی داده است. در ژاپن وجود هیاتوس گزارش شده در مرز پرمین میانی و پسین نشان‌دهنده افت سطح آب دریا و پس‌روی و تأثیر آن بر فقدان زیستی در انتهای پرمین میانی است؛ در حالی که در جنوب چین و آباده شواهدی از کم‌عمق‌شدگی وجود دارد که تأثیر آن در تغییرات فونایی کاملاً مشهود است. در برش آباده زون فرامینیفری *Hemigordius irregulariformis* به سن بالاترین بخش کپتانین، بازگشت دوباره فونای فرامینیفری را پس از انقراض انتهای پرمین میانی نشان می‌دهد؛ ولی در جنوب چین و ژاپن زون فوزولینیدی *Codonofusiella-Reichelina* به سن و چیاپینگین آغازی نشان‌دهنده ظهور دوباره فرامینیفرها پس از انقراض مدنظر است.

References

- Arefifard S. 2017. Sea level drop, palaeoenvironmental change and related biotic responses across Guadalupian-Lopingian boundary in southwest, North and Central Iran. *Geological Magazine*. 155 (4): 1-23.
- Baghbani D. 1993. The Permian sequence in the Abadeh region, central Iran. *Contributions to Eurasian Geology, Occasional Publications, Earth Sciences Research Institute, University of South Carolina*. 9B: 7-22.
- Baghbani D. 1997. Correlation charts of selected Permian strata from Iran. *Permophiles*. 30: 24-25.
- Bambach R. K. 2006. Phanerozoic biodiversity mass extinctions. *Annual Review of Earth Planetary*



- 1398-1411.
- Shahinfar S. Yousefi Yeganeh B. Arefifard S. Vachard D. and Payne J. L. 2020. Refined foraminiferal biostratigraphy of upper Wordian, Capitanian and Wuchiapingian strata in Hambast Valley, Abadeh region (Iran), and paleobiogeographic implications. *Geological Journal*. 55: 6255-6279.
- Shen S.-Z. and Shi G.-R. 1996. Diversity and extinction patterns of Permian Brachiopoda of South China. *Historical Biology*. 12: 93-110.
- Shen S.-Z. and Mei S.-L. 2010. Lopingian (Late Permian) high-resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation. *Geological Journal*. 45: 135-161.
- Shen S.-Z. Wang Y. Henderson C. M. Cao C.-Q. and Wang W. 2007. Biostratigraphy and lithofacies of the Permian System in the Laibin-Heshan area of Guangxi, South China. *Palaeoworld*. 16: 120-139.
- Stanley S. M. and Yang X. 1994. A double mass extinction at the end of the Paleozoic era. *Science*, 266: 1340-1344.
- Taraz H. 1969. Permo-Triassic section in central Iran. *American Association of Petroleum Geologists*. 53: 688-693.
- Taraz H. 1971. Uppermost Permian and Permo-Triassic transition beds in central Iran. *American Association of Petroleum Geologists*. 55: 1280-1294.
- Taraz H. 1973. Correlation of uppermost Permian in Iran, central Asia, and South China. *Association of Petroleum Geologists*. 57: 1117-1133.
- Taraz H. Golshani F. Nakazawa K. Shimizu D. Bando Y. Ishii K.-I. Maurata M. Okimura Y. Sakagami S. Nakamura K. and Tukuoka T. 1981. The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, central Iran. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*. 47: 62-133.
- Veizer J. Ala D. Azmy K. Bruckschen P. Buhl D. Bruhm F. Carden G. A. F. Diener A. Ebner S. Godderis Y. Jasper T. Korte C. Pawellek F. Podlaha O. G. and Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*. 161: 59-88.
- Wang X. D. and Sugiyama T. 2001. Middle Permian rugose corals from Laibin, Guangxi, South China. *Journal of Paleontology*. 75: 758-782.
- Wingall P. B. Veldre S. Bond D. P. G. Wang W. Lai X.-L. Ali J. R. and Jiang H.-S. 2009. Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian-Lopingian Global Stratotype (Laibin, Sout China) and its bearing on the end-Guadalupian mass extinction. *Journal of Geological Society*. 166: 655-666.
- Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 308: 12-21.
- Jin Y.-G. Zhang J. and Shang Q.-H. 1994. Two phases of the end-Permian mass extinction. *Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir*. 17: 813-822.
- Jin Y.-G. Shen S.-Z. Henderson C. M. Wang X.-D. Wang W. Wang Y. Cao C.-Q. and Shang Q.-H. 2006. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Wuchiapingian Stage and base-Lopingian (Upper Permian) Series. *Episodes*. 29 (4): 253-262.
- Kani T. Fukui M. Isozaki Y. and Nohda S. 2008. The Paleozoic minimum of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in the Capitanian (Permian) mid-oceanic carbonates: a critical turning point in the Late Paleozoic. *Journal of Asian Earth Science*. 32: 22-33.
- Kobayashi F. and Ishii K.-I. 2003. Permian fusulinaceans of the Surmag Formation in the Abadeh region, central Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 109(2): 307-337.
- Kofukuda D. Isozaki Y. and Lgo H. 2014. A remarkable sea level drop and relevant biotic responses across the Guadalupian-Lopingian (Permian) boundary in low latitude mid-Panthalassa: Irreversible change recorded in accreted paleo-atoll limestone in Akasaka and Ishiyama, Japan. *Journal of Asian Earth Science*. 82: 47-65.
- Kolodka C. Vennin E. Vachard D. Trocme V. and Goodarzi M. 2012. Timing and progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars province (Dalan Formation, Kuh-e Gakhum, Iran) constrained by foraminifers and other carbonate microfossils. *Facies*. 58(1): 131-153.
- Korte C. Jasper T. Kozur H. W. and Veizer J. 2005. $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of Permian brachiopods: a record of seawater evolution and continental glaciation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 224: 333-351.
- Ota A. and Isozaki Y. 2006. Fusuline biotic turnover across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic carbonate buildups: biostratigraphy of accreted limestone, *Journal of Asian Earth Sciences*. 26: 353-368.
- Payne J. L. and Clapham M. E. 2012. End-Permian mass extinction in the oceans: an ancient analog for the twenty-first century? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 40: 89-111. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105329>.
- Retallack G. J. Metzger C. A. Greaver T. Jahren A. H. Smith R. M. H. and Sheldon N. D. 2008. Middle- Late Permian mass extinction on land. *Geological Society of America Bulletin*. 118:

Plate 1

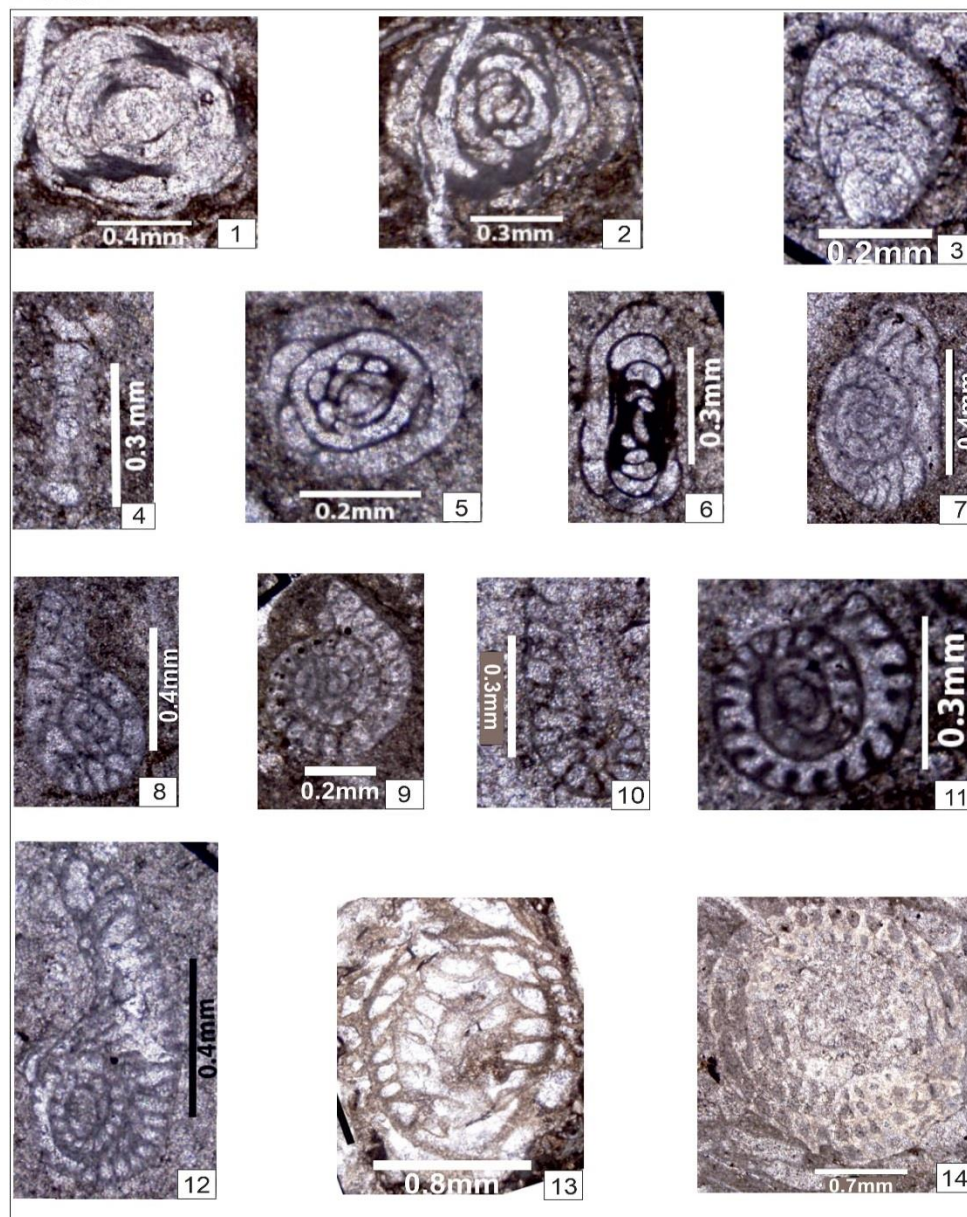


Plate 1

1. *Hemigordiopsis luquensis* (Wang and Sun 1973), Axial section, Sample HS-31.
2. *Baisalina pulchra* (Reitlinger 1965), Transverse section, Sample HS-18.
3. *Ichthyofrondina laxa* (Lin, Li and Sun 1990), Subaxial section, Sample HS-156.
4. *Altineria bacillaeformis* (Pronina and Gubenko 1990), Axial section, Sample HS-2.
5. *Baisalina* cf. *guizhouensis* (Wang in Lin 1978), Oblique section, Sample HS-74.
6. *Hemigordius irregulariformis* (Zaninetti et al. 1981), Subaxial section, Sample HS-160.
7. *Pseudodunbarula* sp., Subtransvers section Sample HS-190.
8. *Codonofusiella dzhulfensis* (Rauzer-Chernousova in Rozovskaya and Rauzer-Chernousova 1965), Axial section, Sample HS-158.
9. *Codonofusiella kwangiana* (Sheng 1963), transverse section, Sample HS-166.
10. *Codonofusiella* aff. *abukumaensis* (Ueno 1992), Subtransverse section, Sample HS-267.
11. *Reichelina* cf. *changhsingensis* (Sheng and Zhang 1958), Axial section, Sample HS-267.
12. *Codonofusiella nachodkaensis* (Sosnina 1968), Transverse section, Sample HS-79.
13. *Nankinella* cf. *minor* (Sheng 1955), Oblique section, Sample HS-17.
14. *Nankinella* cf. *shengi* (Toriyama and Kanmera 1979), Subtransverse section, Sample HS-75.

Plate 2

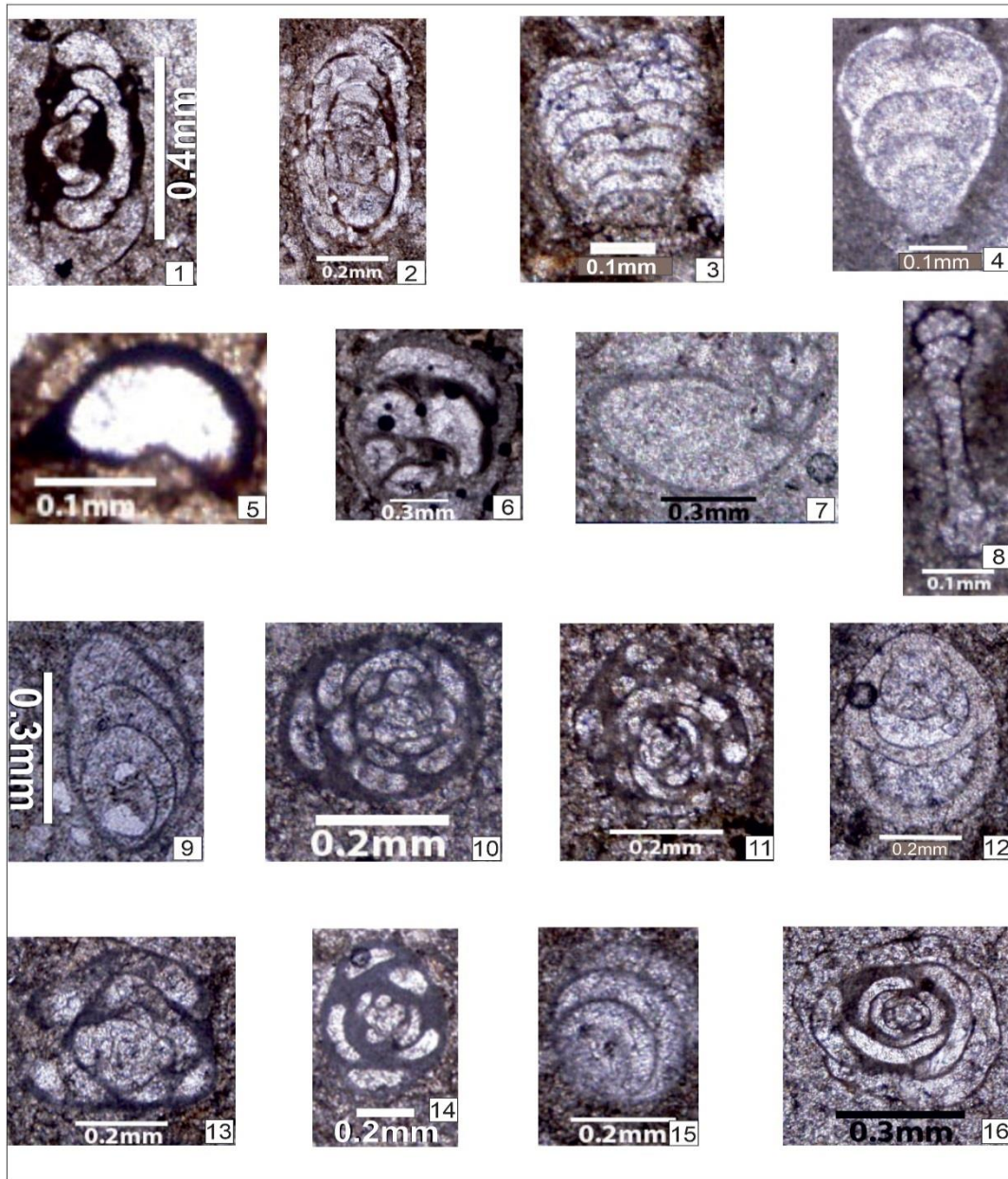


Plate 2

1. *Agathammina ampla* (Lin 1984), Axial section, Sample HS-5.
2. *Agathammina subfusiformis* (Okimura and Ishii 1981), Axial section, Sample HS-11.
3. *Geinitzina cf. araxensis* (Pronina in Kotlyar et al. 1989), Axial section, Sample HS-9.
4. *Nestellorella acus* (Pronina in Kotlyar et al. 1989), Axial section, Sample HS-49.
5. *Eotuberitina reitlingerae* (Miklukho-Maklay 1958), Axial section, HS-17.
6. *Labioglobivalvulina cf. baudi* (Gaillot and Vachard 2007), Oblique subaxial section, Sample HS-30.
7. *Globivalvulina ex gr. graeca* (Reichel 1946), Subtransverse section, Sample HS-74.
8. *Cornuspira microsphaerica* (K.V. Miklukho-Maklay 1968), Axial section, Sample HS-71.
9. *Ichthyofrondina latilimbata* (Sellier de Civrieux and Dessauvagine 1965), Subaxial section, Sample HS-83.
10. *Glomomidiella nestellorum* (Vachard et al. 2008), Random Section, Sample HS-88.
11. *Olgaorlovella* sp., random section, Sample HS-88.
12. *Langella ex gr. Pulchra*, (Lange 1925), Axial section, Sample HS-111.
13. *Crassiglomella cf. guangxiensism* (Lin 1978), Random section, Sample HS-111.
14. *Neodiscus abadehensis* (Okimura and Ishii 1981), subaxial section, Sample HS-120.
15. *Frondina lauta* (Lin, Li and Sun 1990), Subaxial section, Sample HS-171.
16. *Septigordius cf. turgidus* (Sosnina 1983), Transverse section, Sample HS-190.



<http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.126921.1197>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.4.4>