

## برآورد دمای آب دریا در زمان ته نشینی و شوری دیرینه رسوبات سازند دلیچای در رشته

### کوه‌های بینالود با استفاده از داده های ایزوتوپی

رئوفیان، ا. \*، خانه باد، م.، عاشوری، ع.

دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

\*Raoufian\_a@yahoo.com

#### خلاصه

جهت بررسی دمای آب در زمان ته نشینی رسوبات و تعیین شوری دیرینه، سازند دلیچای در برش چینه شناسی قرونه (واقع در شمال غرب نیشابور) در صحرا بررسی، اندازه گیری و نمونه برداری شده است. ۲۸ نمونه سنگی (میکریت و بیومیکریت) از این سازند انتخاب و برای آنالیزهای ژئوشیمیایی آماده شدند. با توجه به داده ها و معادله آندرسون و آرتور (۱۹۸۳)، دمای آب دریا در زمان تشکیل سنگهای آهکی این سازند در حدود ۲۳ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. فراوانی موجودات استئوهایلین (وجود آمونیت های فراوان) و اندیس Z بیشتر از ۱۲۰ بدست آمده برای تمامی نمونه های آنالیز شده، نشان دهنده شرایط شوری نرمال آب دریا در زمان نهشته شدن کربنات های سازند دلیچای در یک محیط رمپ کربناته در برش مورد مطالعه است.

**کلمات کلیدی:** ایزوتوپ های پایدار کربن و اکسیژن، دما و شوری دیرینه، سازند دلیچای، بینالود.

#### مقدمه

رشته کوه های بینالود با طولی حدود ۴۰۰ کیلومتر در شمال شرق ایران در بین واحدهای ساختمانی کپه داغ در شمال، ایران مرکزی در جنوب و البرز در غرب قرار گرفته است (نبوی، ۱۳۵۵). حد غربی این کوه ها به البرز شرقی رسیده اگر چه نمی توان مرز مشخصی بین بینالود و البرز شرقی تعیین نمود، حد شرقی این رشته کوه ها تا حوالی مشهد بوده اگر چه احتمالاً امتداد آن تا افغانستان نیز کشیده می شود. نهشته های ژوراسیک میانی تا پسین در رشته کوه های بینالود از ستبرای زیادی برخوردار می باشند. این نهشته ها معادل سازند دلیچای در البرز در نظر گرفته شده اند. برش چینه شناسی قرونه در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان نیشابور (شکل ۱) جهت مطالعات ایزوتوپی انتخاب و مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. در طی چند دهه اخیر استفاده از ایزوتوپ های پایدار برای مطالعات ژئوشیمی کربنات ها و تلفیق آن با مطالعات پتروگرافی نتایج بهتری را برای شناخت فرآیندهای دیاژنزی در کربنات ها ارائه نموده است. آنالیز ایزوتوپ های کربن و اکسیژن همراه با پتروگرافی و دیگر شواهد ژئوشیمیایی، فراهم کننده اطلاعات مفیدی برای تفسیر شرایط محیط دیاژنتیکی و تعیین درجه حرارت های دیرینه است (Rao and Green, 1982; Adabi and Asadi, 2008). ترکیب ایزوتوپی تشکیل دهنده های کربناته بستگی به ۱- درجه حرارت و شوری آب دریا و آب متئوریک دیاژنتیکی ۲- عرض جغرافیایی، تغییرات فصلی در ترکیب ایزوتوپ اکسیژن آب های متئوریک ۳- تغییر جهانی و ۴- تفریق زیستی ایزوتوپ های کربن و اکسیژن در کربنات های بیوژنیک دارد (Hudson, 1977; Brand, 1982). مهمترین کاربرد مطالعات ژئوشیمیایی برای تعیین کانی شناسی اولیه، تعیین دمای قدیمه و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر کربنات ها می باشد.

#### بحث و نتیجه گیری

ضخامت سازند دلیچای در برش قرونه ۷۰۶ متر اندازه گیری شده است (شکل ۲). در مجموع تعداد ۱۰۳ نمونه سنگی تهیه و مقاطع نازک میکروسکوپی از آنها در کارگاه زمین شناسی گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شد. سنگهای آهکی از نظر پتروگرافی و میکروفاسیس براساس طبقه بندی های فولک (۱۹۸۰) و دانهام (۱۹۶۲) بررسی شده اند. مقاطع نازک توسط محلول آلزارین قرمز و مخلوط آن با فری سیانید پتاسیم به ترتیب برای تشخیص دولومیت از کلسیت و دولومیت و کلسیت های آهن دار از فاقد آهن، رنگ آمیزی شده اند (Dickson, 1966). ۲۸ نمونه میکریتی (مادستون و وکستون) از این سازند انتخاب و ابتدا از آنها مقطع میکروسکوپی تهیه و سپس پودر آنها توسط متد دندانپزشکی برای آنالیزهای ژئوشیمیایی آماده شد. ایزوتوپ های پایدار توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی مدل Finnigan- Mat E در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه ارلانگن-فرانکفورت (Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (FAU)) آلمان اندازه گیری شده است (جدول ۱). در این روش، ۱۵ میلی-گرم از پودر نمونه ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته تا گاز CO<sub>2</sub> متصاعد شده از

نمونه توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی (Finnigan-Mat Delta E mass spectrometer) اندازه گیری شود. خطای اندازه گیری ایزوتوپی دستگاه % 0.1 +/- است. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه ها به صورت دلتا ( $\delta$ ) و برحسب در هزار (permil) بیان می شود.

### تعیین روند دیاژنز موثر در سنگ آهک های سازند دلیچای:

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر ایزوتوپ کربن ۱۳ در شکل ۳ نشان داده شده است. مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ از تغییرات زیادی برخوردار است (بین ۸/۳۱- تا ۲/۶۶- در هزار) در صورتیکه مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ تغییرات کمی را دارند (بین ۱/۴۸ تا ۳/۳ در هزار). میزان  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  در کربناتهای سازند دلیچای نشان می دهد که اغلب دگرسانی دیاژنتیکی آنها در یک محیط تدفینی رخ داده است (شکل ۳). در دیاگرام مربوطه اغلب نمونه ها در محدوده تاثیر زون مخلوط و دیاژنز تدفینی قرار گرفته که با دیاگرام ارائه شده توسط چوکت و جیمز (۱۹۸۷) منطبق است. میزان کربن ۱۳ به خاطر انحلال کربنات و یا تولید مواد آلی در دیاژنز متئوریک و تدفینی مثبت است (Colombie *et al.*, 2011). تهی شدگی  $\delta^{18}\text{O}$  اغلب به خاطر افزایش درجه حرارت در دیاژنز تدفینی است.

### بر آورد دمای آب دریا در زمان نه نشینی رسوبات سازند دلیچای با استفاده از داده های ایزوتوپی:

استفاده از ایزوتوپ اکسیژن برای تعیین درجه حرارتهای دیرینه در علم اقیانوس شناسی دیرینه بسیار حائز اهمیت است. اگرچه معادلات زیادی برای این منظور وجود دارند اما معادله آندرسون و آرتور (۱۹۸۳) برای تعیین درجه حرارت دیرینه استفاده شده است.

$$T = 16 - 4.14 (\delta_c - \delta_w) + 0.13 (\delta_c - \delta_w)^2$$

T: دما بر حسب درجه سانتیگراد

$\delta_c$ : میزان ایزوتوپ اکسیژن محاسبه شده در پوسته کلسیتی براساس PDB

$\delta_w$ : میزان ایزوتوپ اکسیژن آب دریای زمان ژوراسیک براساس SMOW

برای تعیین دما از نمونه ای استفاده می شود که حداقل دگرسانی را تحمل نموده باشد. این نمونه دارای سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن است (نمونه ۲۳). مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریای زمان ژوراسیک (SMOW) ۱/۲- در نظر گرفته شده است (Marshall and Ashton, 1980; Price & Sellwood, 1994). با توجه به این داده ها و معادله فوق الذکر، دمای آب دریا در زمان تشکیل سنگهای آهکی این سازند در حدود ۲۳ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. مقایسه این عدد با نقشه های دیرینه جغرافیائی ژوراسیک میانی تا بالائی، یک آب و هوای گرم و سبب تروپیکال را برای این ناحیه نشان می دهد (Enay *et al.*, 1993). در طی این زمان کوههای بینالود در شمال اقیانوس نتوتیس ودر حاشیه جنوبی ورقه‌ی توران و تقریباً در محدوده ۳۰-۲۵ درجه شمالی قرار داشته است (Thierry, 2000). بررسی های رسوب شناسی و چینه شناسی نشان می دهد که در طی این زمان بخش های بزرگی از مرکز ایران و نیز کوههای بینالود توسط دریا پوشیده بوده است (Wilmsen *et al.*, 2009). برای تعیین دمای دیاژنتیکی از نمونه ای استفاده می شود که حداکثر دگرسانی را تحمل نموده باشد. این نمونه دارای سبک ترین ایزوتوپ اکسیژن است (نمونه ۶۳). با توجه به این داده ها و معادله فوق الذکر، دمای دیاژنتیکی که این سازند را تحت تاثیر قرار داده است ۵۲ درجه سانتیگراد بوده است.

### تعیین درجه شوری بر اساس داده های ایزوتوپی:

محیط رسوبگذاری سنگ های آهکی بوسیله فرمول ذیل که نوعی اندیس شوری است تعیین می گردد (Keith *et al.*, 1964):

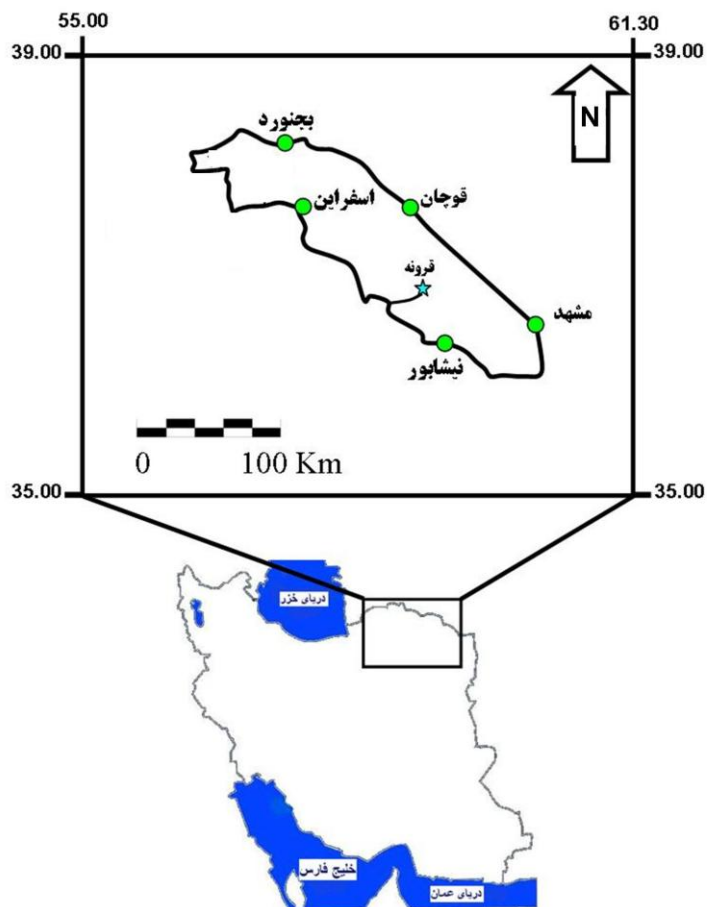
$$Z = 2.048 (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 (\delta^{18}\text{O} + 50)$$

در صورتیکه  $Z > 120$  باشد نشاندهنده رسوبگذاری در محیط دریایی با شوری نرمال است. اگر  $Z < 120$  باشد رسوبگذاری در محیط آب شیرین رخ داده است و اگر  $Z = 120$  باشد بیانگر نهشته شدن در محیط حدواسط بین آب شیرین و آب دریا است. این اندیس برای تمامی سنگ های آهکی مورد مطالعه، محاسبه شده که برای آنها بیشتر از ۱۲۰ بدست آمده است که نشان دهنده شرایط شوری نرمال آب دریا در زمان نهشته شدن کربنات های سازند دلیچای است.

همچنین دیاگرام اندیس Z در برابر این ایزوتوپها، شرایط محیط دیاژنتیکی را بطور واضح تری نشان می دهد. به علت اینکه ترکیب ایزوتوپ اکسیژن کانی های کربناته وابسته به درجه شوری، دما و ترکیب ایزوتوپ اکسیژن سیالات است، منفی تر شدن بیشتر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ این نمونه ها ممکن است در ارتباط با کاهش سالینیته و یا افزایش دما باشد.

داده های ایزوتوپ های پایدار رسوبات این سازند نشان دهنده نهشته شدن آنها در یک شرایط دریایی با شوری درحد نرمال ( $Z > 120$ ) است. بر اساس داده های ژئوشیمیایی، تغییرات وسیع در میزان ایزوتوپ اکسیژن و تغییرات جزئی تر در ایزوتوپ کربن حاکی از تاثیر دیاژنز تدفینی بر روی این سازند است.

با توجه به نتایج بدست آمده و وجود زیاده آمونیتی فراوان در سنگ‌های ژوراسیک میانی تا بالائی رشته کوه‌های بینالود (رئوفیان و همکاران، ۱۳۸۹ و ۱۳۸۶ و Aghaei *et al.*, 2012) همچنین استنوهالین بودن آمونیت‌ها (Heckel, 1974, Benton and Harper, 2009)، شرایط دریایی با شوری نرمال قابل تایید است. چنین شرایطی فقط در یک رمپ کربناته با چرخش آب زیاد ایجاد خواهد شد. به طور کلی در این زمان، کوه‌های بینالود در عرض جغرافیایی تقریباً ۳۰-۲۵ درجه شمالی خط استوا قرار داشته (Thierry, 2000) که در آن موقعیت، کربنات‌های دریایی کم عمق در یک محیط رمپ کربناته که دارای آب‌های گرم است، نهشته شده‌اند.

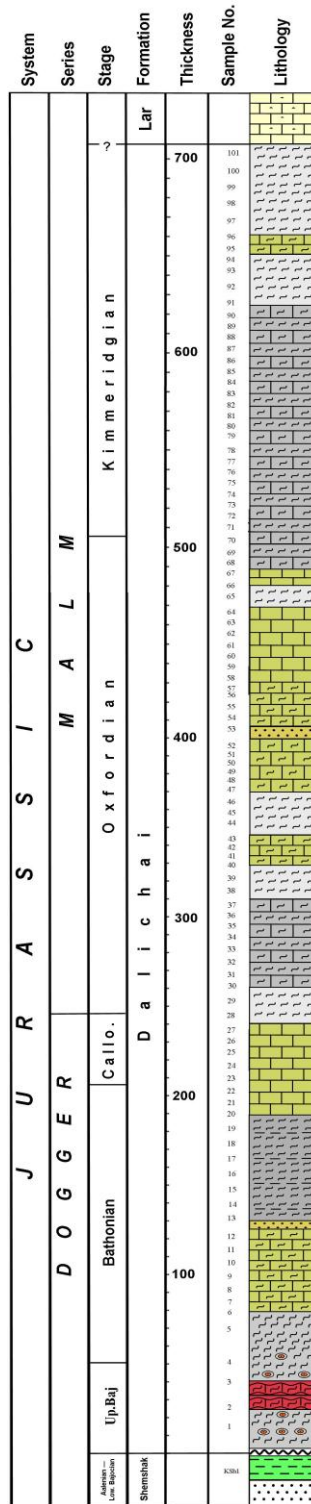


شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

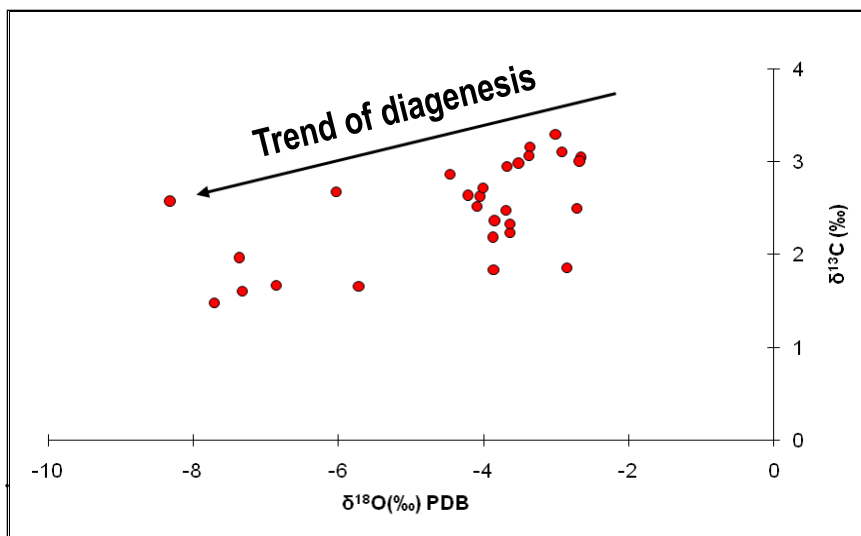


جدول (۱) آنالیزهای ایزوتوپی سنگ آهکهای سازند دلیچای در برش قرونه

Sample No.	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ PDB	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ PDB	T (°C)	Z
5	-2.85	1.86	23.18493	129.69
9	-3.64	2.24	26.87557	130.0748
14	-2.92	3.11	23.50539	132.2151
18	-3	3.3	23.8732	132.5644
21	-2.72	2.5	22.59315	131.0654
23	-2.66	3.04	22.32151	132.2012
26	-3.36	3.16	25.54893	132.0984
29	-3.64	2.33	26.87557	130.2591
31	-2.67	3	22.36672	132.1143
34	-3.51	2.98	26.25709	131.6551
37	-3.68	2.95	27.06675	131.509
39	-3.38	3.07	25.64301	131.9041
41	-4.05	2.62	28.85493	130.6489
43	-4.22	2.63	29.68845	130.5847
46	-6.03	2.68	39.02896	129.7857
48	-4.46	2.87	30.87799	130.9567
52	-3.69	2.48	27.11461	130.5414
55	-3.87	2.18	27.98056	129.8374
58	-3.84	2.36	27.83565	130.221
63	-8.31	2.57	52.00717	128.425
68	-4.01	2.72	28.65989	130.8736
71	-3.85	1.84	27.88393	129.151
76	-4.09	2.52	29.05037	130.4241
80	-7.71	1.48	48.46081	126.4915
85	-5.71	1.66	37.31561	127.8561
90	-7.37	1.96	46.49276	127.6438
94	-7.33	1.61	46.2632	126.9469
100	-6.86	1.67	43.59703	127.3039



شکل ۲- ستون چینه شناسی برش مطالعه شده که محل نمونه برداری از سازند دلیچای بر روی آن نشان داده شده است.



#### منابع:

رنو فیان، ا.، عاشوری، ع.، مجیدی فرد، م.، وحیدی نیا، م.، ۱۳۸۶. بایواستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک پسین در دهانه حیدری تا بجنو (شمال غرب نیشابور) بر مبنای فونای آمونیتی، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین کشور.

رنو فیان، ا.، سیدامامی، ک.ک.، عاشوری، ع.، مجیدی فرد، م.، ژولی، ب.، ۱۳۸۹. فیلسراتیدهای (آمونوئیدآ) ژوراسیک میانی و پسین رشته کوه‌های بینالود (شمال خاوری ایران)، مجله رخساره های رسوبی، ۳ (۲): ۷۲-۹۲.

نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

ADABI, M.H., ASADI MEHMANDOS, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang- e Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3-4), 267-277.

AGHAEI, A., MAHBOUBI, A., MOUSAVI-HARAMI, HEUBECK, C., NADJAFI, M., 2012. Facies analysis and sequence stratigraphy of an Upper Jurassic carbonate ramp in the Eastern Alborz range and Binalud Mountains, NE Iran, *Facies*, DOI 10.1007/s10347-012-0339-8.

ANDERSON, T. F., and ARTHUR, M. A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J., and Land, L. S., eds., *Stable isotopes in sedimentary geology*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course no. 10, 1-151.

BENTON, M. J., HARPER, D. A. T., 2009. Introduction to paleobiology and the fossil record, *Wiley-Blackwell*, Singapore, pp. 592.

BRAND, U., 1982. The oxygen and carbon isotope composition of Carboniferous fossil components: sea-water effects, *Sedimentology*, 29, 139-147.

COLOMBIE, C., LECUYER, C., STRASSER, A., 2011. Carbon and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine carbonates (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Geological Magazine*, 148 (1), 133-153.

CHOQUETTE, P. W., JAMES, N. P., 1987. Limestone 3 – The deep burial environment. *Geoscience Canada*, 14, 3-35.

DICKSON, J. A. D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 441-505.



- DUNHAM, R. J., 1962. Classification of carbonate rock according to depositional texture, In W. E., Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*, 108-121.
- ENAY, R., GUIRAUD, R., RICOU, L.E., MANGOID, C., THIERRY, J., CARIOU, E., BELLION, Y., DERCOURT, J. 1993. Callovian (162 to 158 Ma). In *Dercourt J., Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (eds.): Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory notes. Gauthier-Villars, Paris, 85-95.*
- FOLK, R. L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182p.
- HUDSON, J. D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of Geological Society of London*, 133, 637-660.
- HECKEL, P. H., 1974. Carbonate buildups in the geologic record: a review, In: *Reefs in Time and Space* (Ed. By L.F. Laporte), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 18, 90-154.
- KEITH, M. L., ANDERSON, G. M., EICHLER, R., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 28, 1757-1786.
- MARSHALL, J. D. and ASHTON, M., 1980. Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardground in Jurassic of England. *Sedimentology*, v.27, pp.271-289.
- PRICE, G. D. and SELLWOOD, B. W., 1994. Palaeotemperature indicated by Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) fossils from Mallorca determined by oxygen isotope composition. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.110, pp.1-10.
- RAO, C. P., GREEN, D. C., 1982. Oxygen and carbon isotopes of early Permian cold-water carbonates, Tasmania, Australia, *Journal Sedimentary Petrology*, 52, 1111-1125.
- THIERRY, J. 2000. Middle Callovian (157-155 Ma). In: DERCOURT, J., GAETANI, M. ET AL. (eds) *Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps, CCGM/CGMW, Paris, 71-97.*
- WILMSEN, M., FURSICH, F.T., TAHERI, J., 2009. The Shemshak group (Lower – Middle Jurassic) of the Binalud mountains, NE Iran: stratigraphy, depositional environments and geodinamics implications. *Geological Society, London, Special Publications*. 312: 175-188.