

В Е С Т Н И К

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ГЕОЛОГИЯ ГЕОГРАФИЯ



САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ОСНОВАН В 1724 ГОДУ. 1824 – ГОД ВЫХОДА В СВЕТ ПЕРВОГО ИЗДАНИЯ УНИВЕРСИТЕТА

Серия 7

2010

Выпуск 2

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.763.1:550.384(477.9)

В. В. Аркадьев, М. И. Багаева, А. Ю. Гужиков, А. Г. Маникин,
В. А. Перминов, О. Б. Ямпольская

**БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО БЕРРИАСА «ЗАВОДСКАЯ БАЛКА»
(ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ, ФЕОДОСИЯ)*****Геологическая и биостратиграфическая характеристика**

В Восточном Крыму широко распространены морские терригенные и карбонатно-терригенные отложения берриаса, охарактеризованные аммонитами. Они неоднократно привлекали внимание специалистов, прежде всего, с точки зрения установления границы юры и мела. Этот вопрос, как известно, до настоящего времени остается остро дискуссионным для надобласти Тетис и других палеобиогеографических провинций Земли.

Разрез берриаса Восточного Крыма изучался многими исследователями, начиная с XIX в. [1]. Подробно история этого вопроса изложена В. В. Аркадьевым [2]. При этом основное внимание авторов уделялось разрезу берриаса на мысе Святого Ильи [3, 4, 5, 6], где обнажается нижнеберриасская зона *jacobi*. Позднее были установлены и описаны пограничные уровни разреза титона — берриаса в Двухкорной бухте [2], уточнена литологическая и палеонтологическая характеристика свит [7].

Вышележащие уровни берриаса (зоны *occitanica* — *boissieri*) в Восточном Крыму, к сожалению, пока не зафиксированы в непрерывном разрезе. Разрез берриаса наращивается к северу от мыса Святого Ильи, на окраине Феодосии, в так называемой Заводской балке (координаты: 45°01'48" N, 35°20'59" E) (рис. 1), где обнажаются темно-серые глины с редкими сидеритовыми конкрециями. Эти отложения выделены Л. Ф. Плотниковой и др. [8] в султановскую свиту, которая без видимого перерыва залегает на двухкорной свите. Однако непосредственный контакт свит в настоящее время не обнажен.

О. Ретовским [1] был описан зональный вид *Tirnovella occitanica*, экземпляры которого, возможно, происходят из глин султановской свиты, на основании чего в феодосийском разрезе была выделена зона *occitanica* [9]. В Заводской балке найдены аммониты *Retowskiceras retowskyi* Кван., определенные Т. Н. Богдановой (устное сообщение). Для Восточного Крыма В. В. Друщиц [10] указал на присутствие в глинах феодосийского разреза (скорее всего, в Заводской балке) представителей рода *Dalmasiceras*, что подтверждено результатами изучения образцов из его коллекции, находящихся в распоряжении В. В. Аркадьева (достоверно определен *Dalmasiceras* sp.). На основании этого

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 08-05-00385).

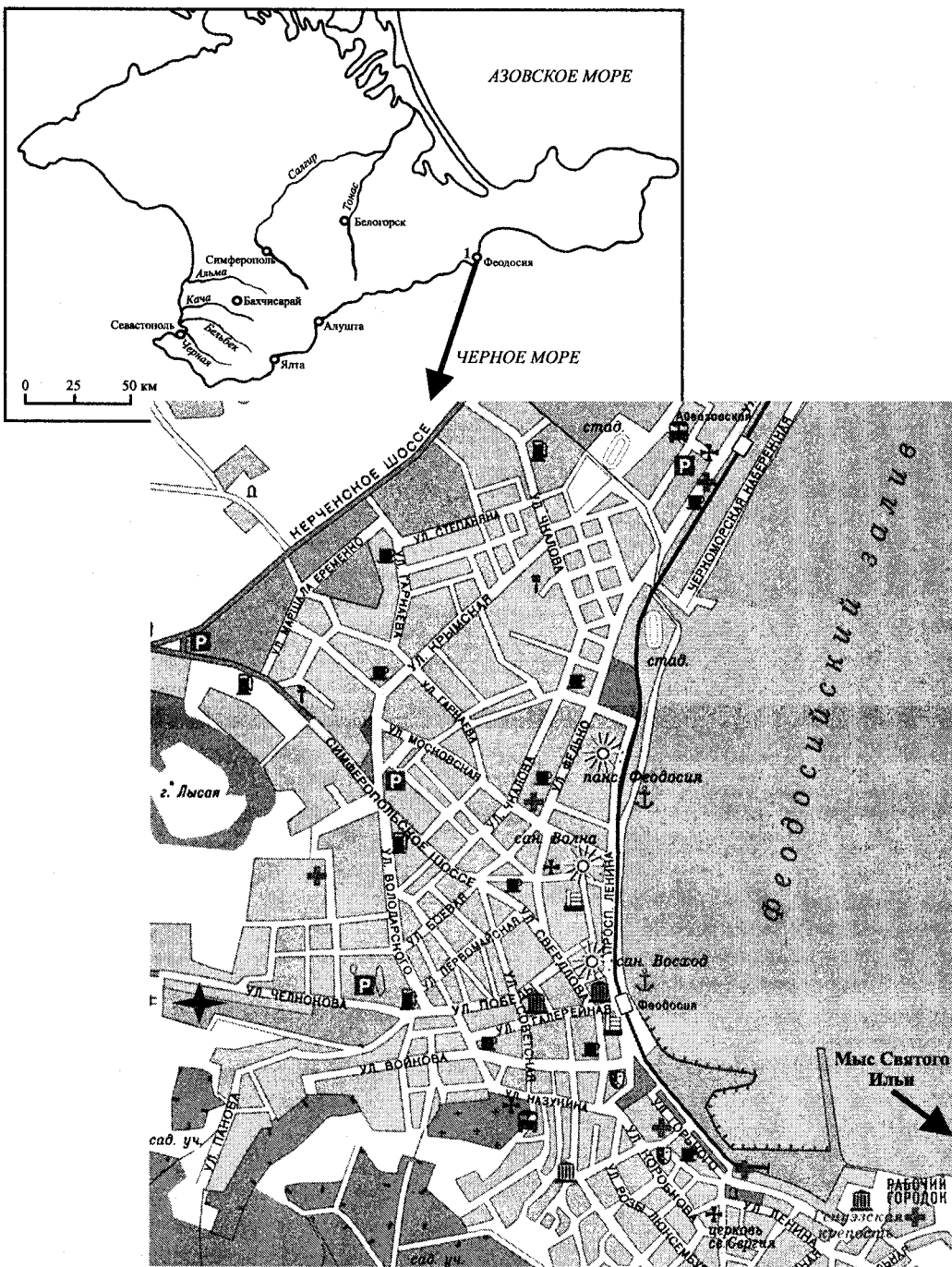


Рис. 1. Схема расположения разреза берриаса «Заводская балка»: 1 — на карте Крыма, * — на плане г. Феодосия .

в составе зоны *occitanica* в Восточном Крыму В. В. Аркадьевым выделяются следующие биостратиграфические подразделения (снизу вверх): слои с *Tirnovella occitanica* и *Retowskiceras retowskyi*, подзона *Dalmasiceras tauricum* [11]. Однако интервал геологического разреза, соответствующий этим подразделениям, в настоящее время не обнажен. Наиболее вероятно, что это связано с застройкой г. Феодосии в XX в.

Верхняя часть берриаса в наши дни открыта в действующем карьере глин, расположенном в Заводской балке. Разрез неоднократно изучался В. В. Аркадьевым, а в 2009 г., в рамках работ по магнитостратиграфическому изучению пограничного юрского-мелового интервала Восточного Крыма, начатых группой геологов Саратовского университета совместно с В. В. Аркадьевым, он подвергнут палеомагнитному опробованию А. Ю. Гужиковым, А. Г. Маникиным, В. В. Аркадьевым и В. А. Перминовым.

Мощность опробованного интервала составляет около 50 м. Разрез представлен весьма однородными карбонатными глинами, серыми, во влажном состоянии темно-серыми и пластичными, жирными, слабо алевритистыми (до 5%), слабо слюдистыми (до 5% чешуек слюды), неслоистыми, с малым количеством биогурбаций светло-серой окраски. Азимут падения слоев варьирует от 50° до 87°, а угол падения — от 23° до 48°.

В глинах найдены следующие аммониты: *Neocosmoceras euthymi* (Pictet) (рис. 2, фиг. 1), *Neocosmoceras* sp., *Fauriella* cf. *boissieri* (Pictet) (рис. 2, фиг. 2), *Fauriella* sp., *Malboliceras malbosi* (Pictet) (рис. 2, фиг. 3). Этот комплекс аммонитов характерен для зоны *boissieri*, подзоны *Neocosmoceras euthymi* [11, 12], которая по присутствию руководящих видов коррелируется с подзоной *Malboliceras paramimounum* зоны *boissieri* стандартной шкалы надобласти Тетис [13]. Экземпляр *Neocosmoceras euthymi* из Заводской балки был изображен ранее [12] (коллекция № 13175 в ЦНИГРМузее, г. Санкт-Петербург). Экземпляры *Fauriella* cf. *boissieri* (Pictet) и *Malboliceras malbosi* (Pictet) хранятся в

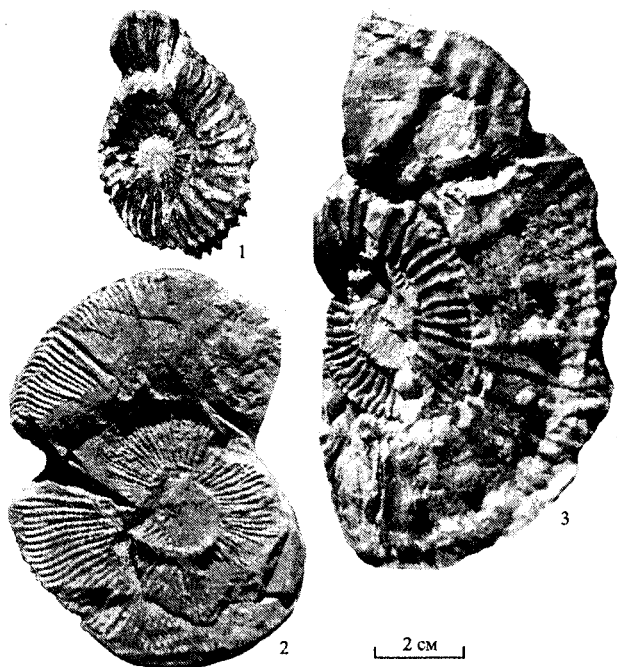


Рис. 2. Верхнеберриасские аммониты из карьера в Заводской балке.

1 — *Neocosmoceras euthymi* (Pictet), экз. № 80/13175 сбоку (x0,6) (сборы В. В. Аркадьева); 2 — *Fauriella* cf. *boissieri* (Pictet), экз. № 1/381 сбоку (x0,6) (сборы В. А. Перминова); 3 — *Malboliceras malbosi* (Pictet), экз. № 2/381 сбоку (x0,6) (сборы В. В. Аркадьева). Все экземпляры — зона *boissieri*, подзона *euthymi*.

палеонтолого-стратиграфическом музее кафедры динамической и исторической геологии Санкт-Петербургского государственного университета (коллекция № 381).

Верхнеберриасские глины в Заводской балке согласно перекрываются глинами наниковской толщи. В них, по устному сообщению Е. Ю. Барабошкина (МГУ), найдены валанжинские аптихи, однако аммониты валанжина здесь до сих пор не обнаружены.

Магнитостратиграфические исследования

Ориентированные штUFFы для палеомагнитного анализа, из которых впоследствии выпиливалось по 3–4 образца в виде кубиков с ребрами по 2 см, отобраны с 36 стратиграфических уровней. Отбор палеомагнитных проб, начатый от основания карьера, проводился через каждые 0,9 м, но по условиям обнаженности в интервале между уровнями 26 и 31 (мощностью ~ 23 м) опробованы всего 4 уровня (рис. 3). Палеомагнитные образцы надежно увязаны с находками аммонитов в разрезе (см. рис. 3).

С целью выделения характеристической компоненты намагниченности (ChRM) все ориентированные образцы подвергались последовательным магнитным чисткам переменным полем на установке LDA-3 AF в диапазоне от 5 до 50 мТл (с шагом 5 мТл), а часть кубиков-дублей — температурой в печи конструкции Апарина от 100° до 300°С (с шагом 100°С). Лабораторные петромагнитные и магнито-минералогические исследования включали: изучение магнитной восприимчивости (K), ее анизотропии и FD-фактора ($FD = [(K_{LF} - K_{HF})/K_{LF}] \cdot 100\%$, где K_{LF} и K_{HF} — K , измеренные при низкой и высокой частоте поля соответственно); опыты магнитного насыщения с последующими определениями остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}); дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА); термокаппаметрию (определение прироста магнитной восприимчивости (dK) после прогрева пород при температуре 500°С в течение часа). Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6, магнитной восприимчивости — на мультичастотном каппабридже MFK-1FB. Для ДТМА использовался термоанализатор фракций ТАФ-2. Компонентный анализ проводился с помощью программы Remasoft 3.0, анализ анизотропии магнитной восприимчивости — с помощью программы Anisoft 4.2.

Судя по кривым ДТМА, основным носителем естественной остаточной намагниченности (J_n) в породах является магнетит или близкие к нему минералы, диагностируемые по спаду намагниченности в районе температуры Кюри (T_c) магнетита 578°С (рис. 4, а), иногда, наряду с маггемитом, который определяется по превращению в гематит при повторном нагреве (показателем гематита служит исчезновение намагниченности в районе его $T_c = 675^\circ\text{C}$) (рис. 4, б). Маггемит, скорее всего, является продуктом однофазного окисления магнетита. Наличие магнитомягкой фазы подтверждается материалами магнитного насыщения: поле насыщения составляет в основном около 100 мТл, H_{cr} варьирует от 27 до 33 мТл (рис. 4, в), что характерно для тонкодисперсного Fe_3O_4 . В некоторых образцах фиксируется пирит по росту намагниченности в районе 400°–500°С соответственно, что связано с фазовым превращением этих минералов в магнетит (рис. 4, г). На этом же эффекте базируется термокаппаметрия, поэтому график dK дает представление о распределении сульфидов железа в разрезе, концентрации которых, судя по небольшим величинам прироста K , за исключением уровня образца 32, невелики (см. рис. 3).

Исследованные породы сильномагнитны (см. рис. 3): средние значения K и J_n составляют $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $19 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно, что свидетельствует о высоких концентрациях в них ферромагнитного материала (в первую очередь магнетита).

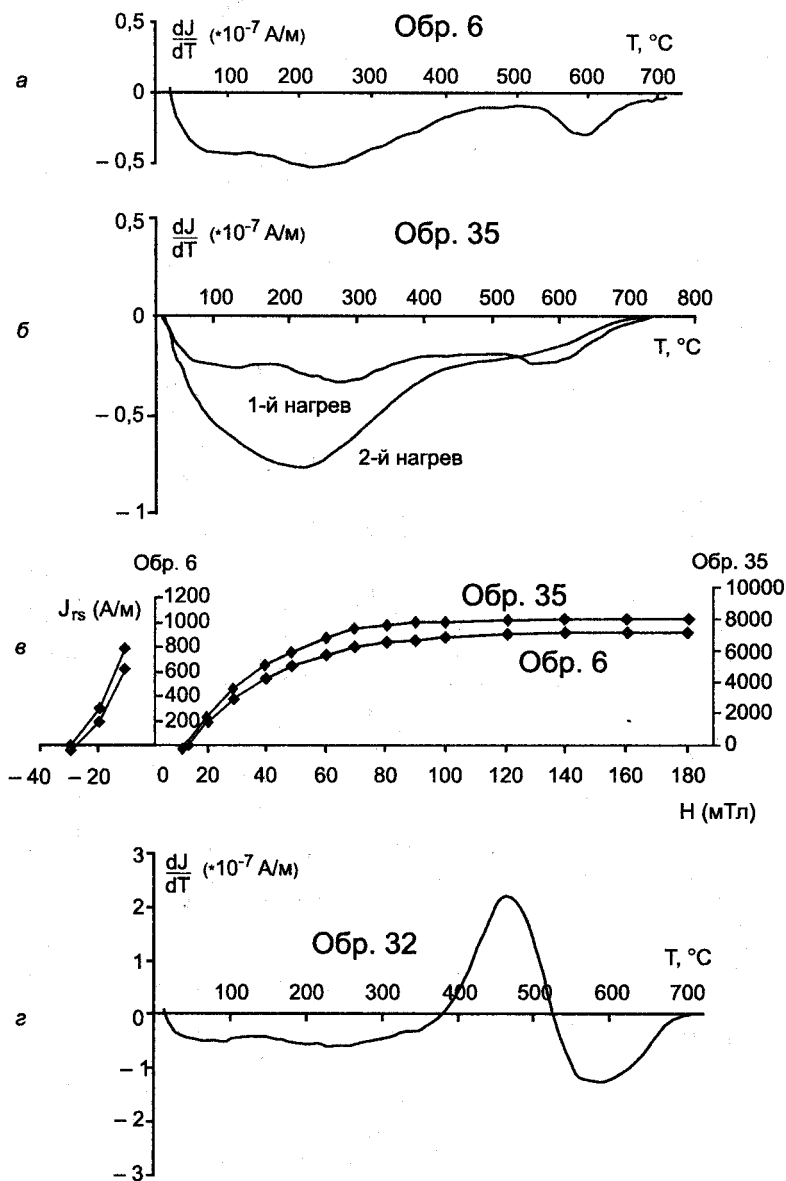


Рис. 4. Результаты магнито-минералогического анализа: кривые а, б, г — ДТМА (первые производные по кривым термомагнитного анализа) и в — магнитного насыщения.

Наибольшими величинами естественной остаточной намагниченности (до 70×10^{-3} А/м) выделяется интервал в середине разреза (уровни образцов с 20 по 25). Для верхней части разреза (начиная с уровня образца 20) свойственны в целом более высокие, чем для нижней, значения J_n и фактора Q ($Q = J_n / (0,5 \cdot K)$), что отражает степень упорядоченности магнитных моментов частиц.

Отношение величин магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности насыщения является хорошим показателем среднего размера ферромагнитных зерен в

породе: минимальные значения K/J_{rs} (см. рис. 3) фиксируют наименьшую среднюю размерность ферромагнитных частиц.

Информацию о присутствии в породах тонкодисперсного суперпарамагнитного (СПМ) магнетита (с размером зерен $< 0,03$ мкм) дает **FD**-фактор (см. рис. 3). Значения **FD** превышают 2% (в основном около 3%, достигая на некоторых уровнях 4,5%), что можно рассматривать как индикатор повсеместного распространения в разрезе СПМ-магнетита.

СПМ-частицы вносят вклад в величину магнитной восприимчивости, но не сказываются на значениях остаточной намагниченности. Поэтому значимая корреляция **FD** как с **K**, так и с J_n , и с J_{rs} (табл. 1) указывает на определяющий вклад в ферромагнитные свойства пород тонкодисперсной фракции, близкой к критическому размеру магнетитовых частиц (0,029 мкм), но все же превышающем его. Практическое отсутствие корреляции **dK** и H_{cr} с другими параметрами (табл. 1) свидетельствует о том, что другие минералы, кроме магнетита и связанного с ним маггемита, не вносят заметного вклада в магнитные свойства. Оба отмеченных обстоятельства являются благоприятными предпосылками для получения палеомагнитной информации.

Таблица 1. Коэффициенты линейной корреляции между величинами петромагнитных параметров в разрезе «Заводская балка»

K	1								
J_n	<i>0,74</i>	1							
Q	<i>0,63</i>	<i>0,96</i>	1						
J_{rs}	<i>0,96</i>	<i>0,80</i>	<i>0,70</i>	1					
K/J_{rs}	<i>-0,81</i>	<i>-0,62</i>	<i>-0,62</i>	<i>-0,83</i>	1				
FD	<i>0,71</i>	<i>0,70</i>	<i>0,60</i>	<i>0,67</i>	<i>-0,51</i>	1			
H_{cr}	0,16	0,20	0,28	0,19	-0,17	-0,10	1		
dK	-0,06	0,04	0,12	-0,14	0,11	0,02	0,36	1	
	K	J_n	Q	J_{rs}	K/J_{rs}	FD	H_{cr}	dK	

n = 35
критическое значение r (0,01) = 0,43

Примечание. n — число образцов в исследованной выборке. Полужирным шрифтом и курсивом выделены значимые коэффициенты корреляции на уровне значимости (p) 0,01.

Результаты компонентного анализа представлены на рис. 5. Закономерное перемещение проекций векторов естественной остаточной намагниченности (J_n) по сфере и неуклонное уменьшение величины J_n , фиксируемое на кривых размагничивания образцов в переменном поле, по крайней мере, до 35 мТл свидетельствуют о хорошем качестве проведенных чисток. Незначительные возрастания намагниченности, фиксируемые в ряде случаев в полях 40–50 мТл, связаны, скорее всего, с вкладом J_n от наиболее крупных магнетитовых зерен. Из 36 образцов, подвергнутых чисткам, отбраковано только 3, в которых невозможно надежно выделить результирующую компоненту J_n , характеризующуюся максимальным углом отклонения $< 15^\circ$ (см. рис. 3). По диаграммам Зийдервельда в большинстве остальных образцов фиксируется двухкомпонентный состав J_n : низкокоэрцитивная компонента, которая разрушается после 5–15 мТл (и связана, вероятно, с маггемитом), и высококоэрцитивная, сохраняющаяся до 35–50 мТл (носителем которой является магнетит) и отождествляемая нами с ChRM, учитывая направленность отрезков на диаграммах Зийдервельда к центру координат (рис. 5, а). Направления J_n , близкие к векторам высококоэрцитивной компоненты, выделяются и в результате контрольных термочисток (от 100 до 300°C) кубиков-дублей (рис. 5, б).

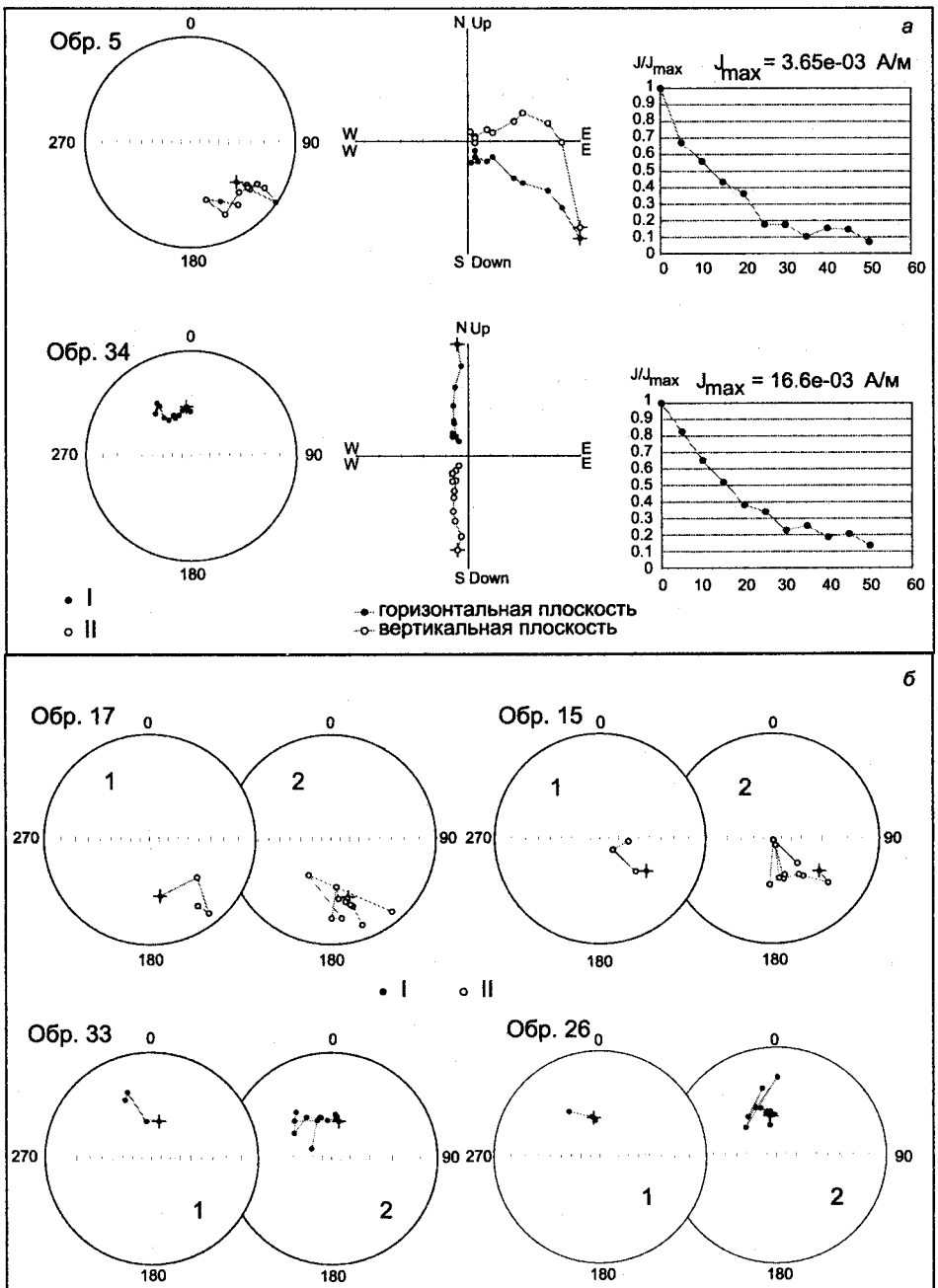


Рис. 5. Результаты компонентного анализа по разрезу «Заводская балка»: а — (слева направо) стереографические изображения изменения векторов \mathbf{J}_n в процессе чисток переменным полем (в древней системе координат), диаграммы Зийдвервельда (в древней системе координат), графики размагничивания образцов; б — стереографические изображения изменения векторов \mathbf{J}_n в процессе чисток переменным полем (1) и температурных чисток (2).

Условные обозначения: стереографические проекции направлений \mathbf{J}_n (в древней системе координат): I — на нижнюю полусферу, II — на верхнюю полусферу.

Сходимость результатов двух разных видов магнитных чисток повышает качество и надежность полученных палеомагнитных данных.

Характеристические компоненты J_n на стереограмме обнаруживают четкую тенденцию к обособлению в двух группах: в северных — северо-западных румбах нижней полусферы и в юго-восточном секторе верхней полусферы (рис. 6). В предположении, что направления первой группы соответствуют прямой (N), а второй группы — обратной (R) полярности древнего геомагнитного поля, построена палеомагнитная колонка разреза (см. рис. 3), в которой выделяются две магнитозоны: обратная полярности, видимой мощностью ~ 18 м (образцы 1–20) и прямой, видимой мощностью $\sim 5,5$ м (образцы 21–26). Согласно стратиграфическому кодексу РФ [14], они должны быть классифицированы как субзоны. Выше по разрезу фиксируется интервал обратной (обр. 27) и два интервала прямой полярности (обр. 29, 30 и обр. 31–34), но ранжирование палеомагнитной зональности в этих отложениях не может быть, пока, установлено из-за крупных пропусков в опробовании.

Природа намагниченности

Для обоснования древней природы намагниченности, использованной для определения знака полярности, применялись следующие критерии и тесты:

1. Направления ChRM не совпадают с вектором перемагничивания современным геомагнитным полем (см. рис. 6).

2. В разрезе выделяются направления ChRM, соответствующие как прямой, так и обратной полярности (рис. 3, 6).

3. Геомагнитные инверсии — явления планетарного масштаба, поэтому в конкретных разрезах, при условии первичности намагниченности и отсутствии перерывов в осадконакоплении, мала вероятность совпадения границ магнитополярных зон с рубежами, обусловленными местными и региональными факторами. Независимость же палеомагнитной зональности от литолого-минералогических признаков хорошо соответствует гипотезе о связи знака J_n с режимом древнего поля. В исследованном разрезе знак полярности индифферентен как к литологии, так и к петромагнитным вариациям, отражающим особенности состава ферромагнитной фракции пород (см. рис. 3).

4. Значимая обратная корреляция между параметрами K/J_{rs} и Q (см. табл. 1) и трех-, четырехкратное увеличение палеомагнитных кучностей в выборке из образцов с минимальным средним размером ферромагнитных зерен (см. табл. 2), характерны для ориентационной (посториентационной) природы намагниченности, обоснование которой тождественно доказательству первичности ChRM. Обратные связи между размерностью и степенью упорядоченности ферромагнитных зерен, между размерностью и палеомагнитными кучностями объясняются тем, что мелкие частицы на стадиях осадконакопления и раннего диагенеза (в полужидком осадке) точнее ориентируются по геомагнитному полю, вследствие чего создаваемый ими суммарный магнитный момент получается больше, чем у крупных частиц. Значимая прямая корреляция между значениями FD и Q (см. табл. 1) косвенно подтверждает связь высоких величин фактора Q с минимальным размером ферромагнитных зерен.

5. Тест инверсий (обращения) положителен для выборки, состоящей из образцов с минимальным средним размером ферромагнитных зерен (угол между средними направлениями, соответствующими прямой и обратной полярности, значимо не отличается от 180°) (см. рис. 6, б, табл. 2). Но отрицателен, как для выборки из образцов с более крупной средней размерностью ферромагнитных частиц (см. рис. 6, в, табл. 2),

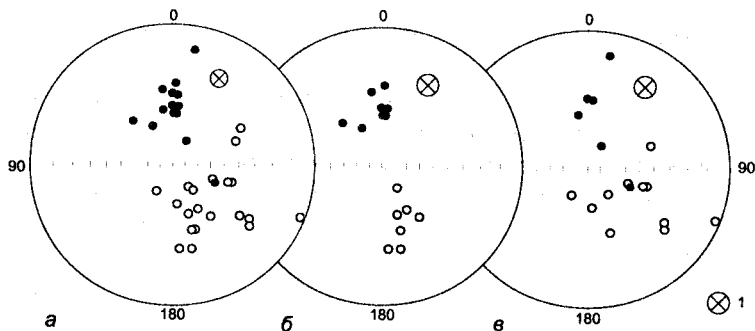


Рис. 6. Стереографические проекции ChRM (в древней системе координат): а — во всех образцах, б, в — в образцах с наименьшим и наибольшим средним размером ферромагнитных зерен соответственно (табл. 2).

Условные обозначения: 1 — направление современного геомагнитного поля. Остальные обозначения см. на рис. 5.

Таблица 2. Палеомагнитные характеристики разреза верхнего берриаса в Заводской балке

Показатель средней размерности ферромагнитных зерен $K/J_{rs} (\cdot 10^{-7})$	Полярность	$D_{cp.}^{\circ}$	$I_{cp.}^{\circ}$	Δ°	n	к	α_{95}°
0,8–3,4	N	0,9	+ 46,9	149,5	14	11,0	12,5
	R	135,3	- 47,5		19	7,1	13,5
0,8–1,4	N	352,6	+ 45,2	170,8	8	30,2	10,2
	R	159,8	- 44,0		7	23,7	12,7
1,4–3,4	N	14,1	+ 48,1	134,6	6	6,0	29,9
	R	124,8	- 46,4		11	6,9	18,7
(Печерский, Сафонов, 1993)	N	344	+51		10	70	5,3

Примечание. $D_{cp.}$, $I_{cp.}$ — средние значения склонения и наклонения ChRM, соответственно; Δ — угол между средними направлениями ChRM, соответствующими N- и R-полярности; n — количество образцов в выборке; к — палеомагнитная кучность; α_{95}° — радиус круга доверия для среднего направления ChRM (при уровне значимости $p = 0,05$).

Данные Д. М. Печерского и В. А. Сафонова [15] получены по двукорной свите (титон — нижний берриас) в районе Феодосии.

так и для всей совокупности палеомагнитных векторов в целом (рис. 6, а, табл. 2). На возможную причину, по которой вектора J_n , соответствующие N- и R-полярности, не антипараллельны, указывают результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости (рис. 7). Все частицы, определяющие магнитную текстуру пород в разрезе, имеют уплощенную форму, показателем чего является характер взаимосвязи параметров L и F (рис. 7, а). Скорее всего, ферромагнитные частицы субмикронной размерности и мельче заключены в глинистых минералах плоской формы (размером порядка десятков мкм). Проекции коротких осей магнитных эллипсоидов характеризуются значи-

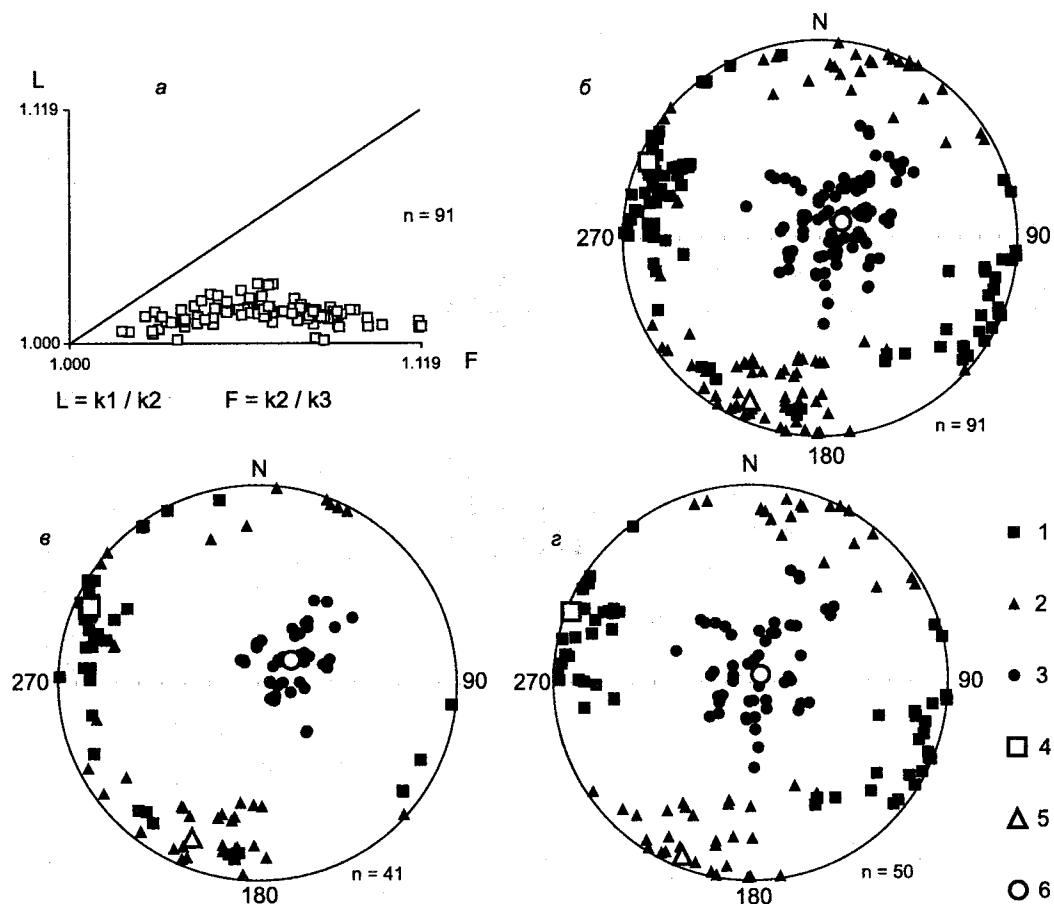


Рис. 7. Результаты анализа магнитной текстуры образцов: а, б, в — распределения направлений осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (в древней системе координат) для всех образцов (а), для образцов с наименьшим ($K/J_{rs} = 0,8 - 1,4 \cdot 10^{-7}$) и наибольшим ($K/J_{rs} = 1,4 - 3,4 \cdot 10^{-7}$) средним размером ферромагнитных зерен (б и в соответственно); г — зависимость параметров L от F, характеризующую в данном случае плоскую форму ферромагнитных зерен. n — количество образцов в выборке.

Условные обозначения: 1, 2, 3 — длинные (k1), средние (k2) и короткие (k3) оси эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости; 4, 5, 6 — средние значения k1, k2 и k3 соответственно.

тельным разбросом на стереопроекции, а среднее направление короткой оси отклонено от центра сферы к северо-востоку (рис. 7, б). Это отклонение, вероятно, обусловлено суперпозицией механического момента, стремящегося расположить частицу в горизонтальной плоскости, и магнитного, ориентирующего частицу по полю в наклонном положении. Поэтому наибольшее отклонение среднего направления коротких осей от вертикального положения наблюдается у самых мелких частиц (у которых преобладает магнитный момент) (рис. 7, в), а среднее направление коротких осей у крупных частиц (у которых доминирует механический момент) практически совпадает с центром сферы (рис. 7, г). Длинные оси магнитных эллипсоидов обнаруживают закономерную ориентировку с северо-востока на юго-запад, отражающую, возможно, направление смещения нелитифицированного осадка. Вязко-текучие перемещения исходного глиняного осадка

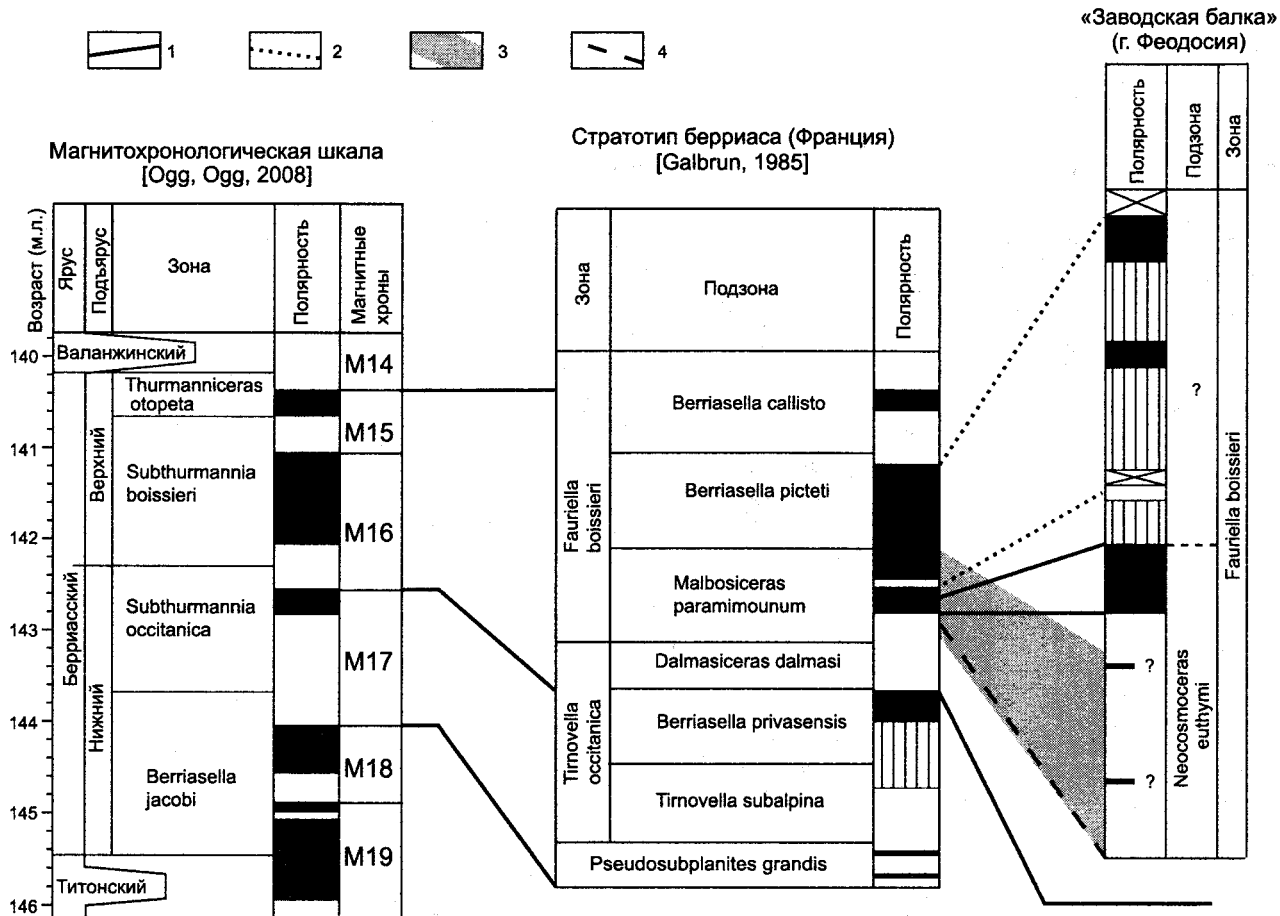


Рис. 8. Сопоставление магнитостратиграфических данных по разрезу «Заводская балка» и стратотипу берриаса с магнитохронологической шкалой.

Условные обозначения: 1 — линии палеомагнитной корреляции, 2 — линии предполагаемой палеомагнитной корреляции. 3 — линии биостратиграфической корреляции [11, 12], 4 — линия комплексной палеомагнитной и биостратиграфической корреляции. Остальные обозначения см. на рис. 3.

способны объяснить и большой разброс направлений коротких осей магнитных эллипсоидов, и смещение проекции их среднего направления именно к северо-востоку (за ориентировки длинных осей по направлению смещения, т. е. к юго-востоку). При этом средние палеомагнитные векторы также должны были бы сместиться к востоку, но, вероятно, в полужидком осадке ферромагнитные частицы улучшили свою ориентировку по магнитному полю. В большей степени это удалось самым мелким частицам, а в образцах с более крупными частицами палеомагнитные направления остались искаженными. Обоснование синседиментационных деформаций в данном разрезе будет предметом отдельной публикации.

6. Среднее направление, соответствующее прямой полярности в выборке из образцов с минимальной средней размерностью ферромагнитных зерен, практически совпадает с направлениями, полученными ранее по двукорной свите (титон — нижний берриас) Восточного Крыма [15] (см. табл. 2).

7. Возрастной аналог разреза «Заводская балка» в стратотипе берриаса (Франция) — подзона *Malbosiceras paramimounum* — характеризуется схожей палеомагнитной зональностью: низам подзоны соответствует обратная, а верхам — прямая полярность [16] (рис. 8).

Совокупность вышеперечисленных пунктов, каждый из которых согласуется с предположением о первичности намагниченности, убедительно свидетельствует в пользу надежности сделанных нами магнитополярных определений.

Стратиграфические результаты

В разрезе Заводской балки в окрестностях г. Феодосии на основании комплекса аммонитов установлена подзона *Neocosmoceras euthymi*, которая коррелируется с подзоной *Malbosiceras paramimounum* зоны *boissieri* стандартной шкалы надобласти Тетис. По результатам палеомагнитного сопоставления разреза «Заводская балка» и стратотипа берриаса (см. рис. 8) сделаны следующие выводы:

1. Исходя из результатов корреляции по палеонтологическим данным, граница магнитозон обратной и прямой полярности в Заводской балке является аналогом геомагнитной инверсии, установленной в стратотипе в пределах подзоны *Malbosiceras paramimounum* зоны *boissieri*. Таким образом, впервые в берриасе Крыма обоснован изохронный стратиграфический уровень, прослеживаемый в глобальном масштабе.

2. Нижняя часть изученного разреза, по крайней мере, до уровня образца 26 включительно, является возрастным аналогом подзоны *paramimounum*. Скорее всего, вышележащие отложения не моложе подзоны *picteti*, а интервал обратной полярности (на уровне образца 27) соответствует аналогичному интервалу внутри подзоны *paramimounum* в стратотипе. Однако для доказательства этого предположения необходимо получить палеомагнитные данные по пропущенным при опробовании разреза интервалам и убедиться в том, что им соответствует прямая полярность (дополнительный отбор образцов в Заводской балке планируется в 2010 г.).

3. По аналогии с результатами магнитохронологической калибровки стратотипа [17] R- и N-субзоны крымского разреза отождествляются с магнитными субхронами M16r и M16n соответственно. Идентификация субзон, выделенных нами в Заводской балке, с хронем M16 магнитохронологической шкалы имеет важнейшее значение для продолжения работ по магнитостратиграфическому изучению титона — берриаса Крыма, так как будет способствовать решению проблемы опознавания магнитных хронов в остальных частях сводного разреза [18, 19].

Литература

1. *Retowski O.* Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia // Bull. Soc. Natur. Mosc. N. sér. 1893. Vol. 7. N 2–3.
2. *Аркадьев В. В., Федорова А. А., Савельева Ю. Н., Тесакова Е. М.* Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3.
3. *Аркадьев В. В.* Зона *Berriassella jacobii*-*Pseudosubplanites grandis* берриаса Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 6.
4. *Богданова Т. Н., Лобачева С. В., Прозоровский В. А., Фаворская Т. А.* О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестн. Ленингр. ун-та. Геол., геогр. 1981. № 6. Вып. 1.
5. *Богданова Т. Н., Лобачева С. В., Прозоровский В. А., Фаворская Т. А.* Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела / Пограничные ярусы юрской и меловой систем / Ред. В. В. Меннер. М., 1984.
6. *Глушков А. Ю.* О первой находке вида-индекса нижней зоны берриасского яруса в Крыму // Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7. Геол., геогр. 1997. Вып. 1 (№ 7).
7. *Аркадьев В. В.* Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2007. Вып. 2.
8. *Астахова Т. В., Горак С. В., Краева Е. Я.* и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев, 1984.
9. *Богданова Т. Н., Калачева Е. Д., Сей И. И.* О присутствии зоны *Tirnovella occitanica* (нижний мел, берриас) в феодосийском разрезе Восточного Крыма // Региональная геол. и металлогения. 1999. № 9.
10. *Druschits V. V.* The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations / Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon, Neuchâtel, September 1973) // Mém. Bur. Rech. Géol et Minières. 1975. Vol. 86.
11. *Аркадьев В. В.* Берриасский ярус восточной части области Тетис: аммониты и биостратиграфия / Автор. дис. д. г.-м. наук. СПб., 2008.
12. *Аркадьев В. В., Богданова Т. Н.* Представители рода *Neocosmoceras* (*Neocomitidae*, *Ammonoidea*) из берриаса Горного Крыма и их стратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 4.
13. *Reboulet S., Hoedemaeker P., Aguirre-Urreta M.* et al. Report on the 2nd international meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the «Kilian Group» (Neuchâtel, Switzerland, 8 September 2005) // Cretaceous Res. 2006. Vol. 27.
14. Стратиграфический кодекс России. СПб., 2006.
15. *Печерский Д. М., Сафонов В. А.* Палинпластическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре — раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1.
16. *Galbrun B.* Magnetostratigraphy of the Berriasian stratotype section (Berrias, France) // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74.
17. *Ogg J., Ogg G.* Late Jurassic (139–169 Ma time-slice). 2008 // URL: http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5_JurCret_Sept08.pdf
18. *Ямполская О. Б., Барабошкин Е. Ю., Гужиков А. Ю.* и др. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестник Московского университета (Серия Геология). 2006. № 1.
19. *Ямполская О. Б., Гужиков А. Ю., Барабошкин Е. Ю., Багаева М. И.* Магнито-стратиграфическая характеристика пограничных отложений юры — мела Восточного Крыма / Ма-лы 3-го Всерос. совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» (Саратов, 23–27 сентября 2009 г.) / Ред. В. А. Захаров. Саратов, 2009.