

УДК 551.762.3:551.763.1:550.838.5(477.9)

НОВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ, БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПОГРАНИЧНОМУ ЮРСКОМУ-МЕЛОВОМУ ИНТЕРВАЛУ ВОСТОЧНОГО КРЫМА (г. ФЕОДОСИЯ)

© 2011 г. А. Ю. Гужиков*, В. В. Аркадьев**, Е. Ю. Барабошкин***, М. И. Багаева*, В. К. Пискунов****, С. В. Рудько****, В. А. Перминов*****, А. Г. Маникин*

* Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов
e-mail: aguzhikov@yandex.ru

** Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

*** Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

**** Геологический институт РАН, Москва

***** Центр эколого-натуралистического творчества учащейся молодежи “Интеллект”, Феодосия, Украина

Поступила в редакцию 13.04.2011 г., получена после доработки 19.09.2011 г.

Составлен сводный разрез, в котором путем изучения и увязки ряда разрозненных обнажений впервые описана непрерывная последовательность верхнего титона–нижнего берриаса (зона Jacobi) Феодосийского района. Впервые получены магнитостратиграфическая и седиментологическая характеристики разреза. Структура палеомагнитной колонки идентифицирована с последовательностью магнитных хронов M20n, M19r, M19n, M18r, M18n и субхроном M19n.1r (“Бродно”). Проведена детальная комплексная био- и магнитостратиграфическая корреляция верхнего титона–нижнего берриаса (зоны Jacobi) Западного Тетиса и Восточного Перитетиса, в результате которой впервые в Горном Крыму обосновано наличие возрастных аналогов зоны Durangites и наиболее точно определено местоположение границы юрской и меловой систем, а также установлен позднетитонский возраст палеонтологически “немых” слоев в разрезе Двужкорная бухта.

Ключевые слова: граница юры и мела, титон, берриас, Крым, седиментология, аммониты, биостратиграфия, магнитостратиграфия, палеомагнетизм, магнитная полярность, магнитные хроны.

ВВЕДЕНИЕ

Проведение детальных (зональных и инфразональных) корреляций титона–берриаса Западного Тетиса и Восточного Перитетиса, к которому относится Горный Крым, и в частности прослеживание в Крыму границы юры–мела, определяемой в надобласти Тетис рядом исследователей по основанию аммонитовой зоны Jacobi (Reboulet et al., 2009), является актуальной проблемой современной стратиграфии. До последнего времени их решение сдерживалось редкими находками аммонитов в титоне–берриасе Крыма, отсутствием седиментологических данных, позволяющих судить о полноте разрезов, магнитостратиграфических, изотопных, хемотратиграфических характеристик и других материалов, которые на современном этапе развития науки необходимы для обоснования границ стратиграфических подразделений.

В настоящей статье впервые дано описание сводного разреза, в котором в непрерывную последовательность увязаны многочисленные обна-

жения глинисто-карбонатной флишоидной двужкорной свиты, расположенные в береговых обрывах Черного моря на мысе Феодосийский, мысе Святого Ильи и в Двужкорной бухте на южной окраине г. Феодосия (рис. 1). Представлены новые палеонтологические (находки аммонитов), седиментологические и магнитостратиграфические данные по этим разрезам, которые позволили достигнуть существенного прогресса в детальных межрегиональных корреляциях верхнего титона–нижнего берриаса с западнететическими возрастными аналогами.

В целях исключения возможных ошибок и неточностей в увязке результатов, полученных различными методами, опробование разреза на все виды анализов велось по схеме “образец в образец”, одновременно с геологическим описанием и палеонтологическим изучением разреза. Вместе с ориентированными штуфами для палеомагнитных исследований, результаты которых изложены в настоящей статье, отбирались пробы для микропалеонтологического (кальпионеллиды), литолого-минералого-рентгенографического и

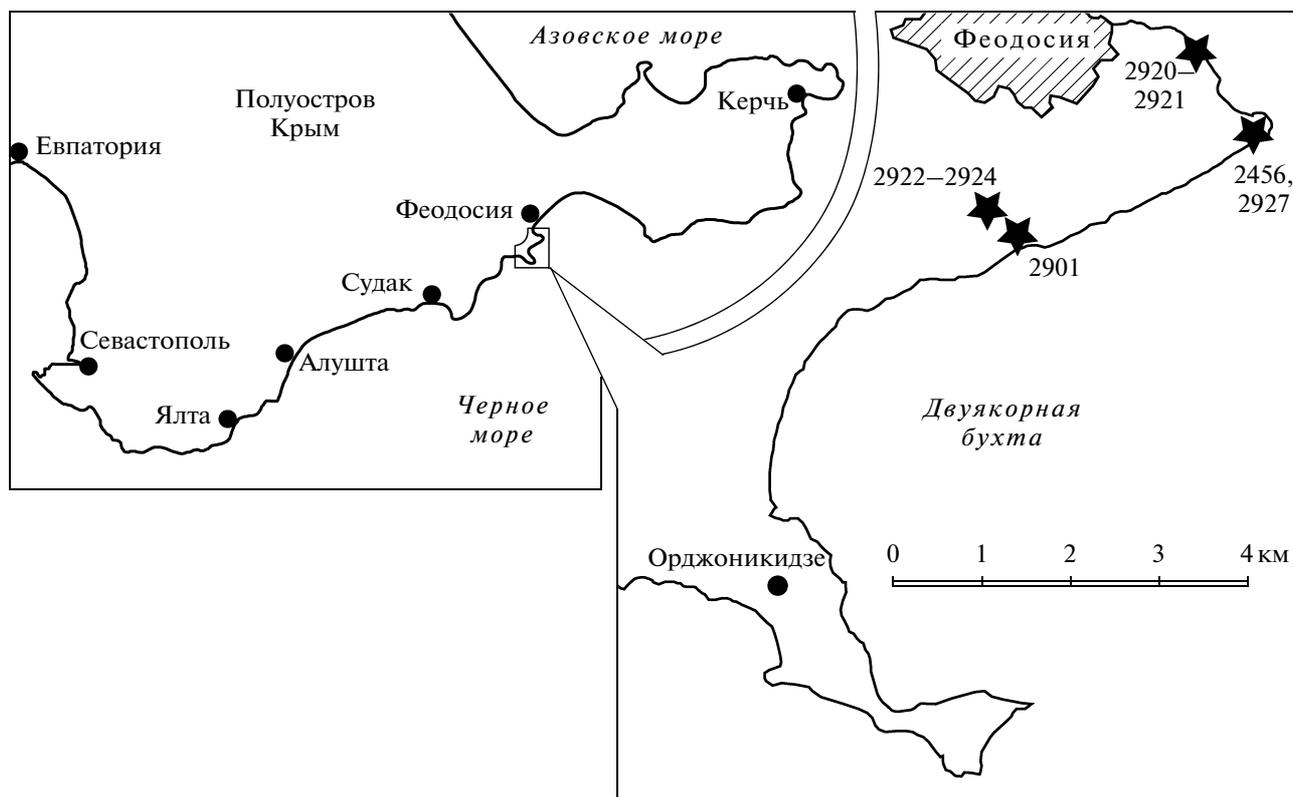


Рис. 1. Схема расположения обнажений верхнего титона и нижнего берриаса близ г. Феодосия (обнажения обозначены звездочками).

Обнажения 2901 и 2922–2924 – Двужакорная бухта, 2456 и 2927 – мыс Святого Ильи, 2920 и 2921 – мыс Феодосийский.

изотопного анализа, которые проводятся в настоящее время. Всего опробовано 240 стратиграфических уровней при общей мощности разреза около 350 м.

В изучении разреза и сборе образцов участвовали все авторы. Седиментологические исследования проведены Е.Ю. Барабошкиным, В.К. Пискуновым и С.В. Рудько, палеомагнитные данные получены А.Ю. Гужиковым и М.И. Багаевой, описания аммонитов выполнены В.В. Аркадьевым и Е.Ю. Барабошкиным.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА

История изучения феодосийского разреза пограничных юрских и меловых отложений и, главным образом, найденной здесь фауны началась еще в XIX в. (Соколов, 1886; Retowski, 1893 и другие) и изложена в недавней публикации (Аркадьев и др., 2006). Более полное описание разреза было дано М.В. Муратовым (1937), отметившим постепенность перехода между юрой и мелом и условно принявшим границу между ними в подошве метрового конгломератовидного известняка, прослеживающегося в разрезе мыса Св. Ильи (Муратов, 1937, с. 57).

В 1954–1956 гг. нижнемеловые отложения Крыма и их фауна изучались геологами из МГУ под руководством В.В. Друщица, впервые приведшего подробный разрез берриаса “феодосийского типа” и пограничных слоев с титоном и давшего их зональное расчленение. Вначале берриасский ярус включался в состав валанжина (Друщиц, Кудрявцев, 1960). Позже, вслед за М.В. Муратовым (1937), в основании мощного (1.25 м) конгломератовидного известняка феодосийского разреза была намечена граница между титоном и берриасом по смене комплекса аммонитов с “*Substreblites zonaria*, *Cyrtosiceras macrotela*” на комплекс с “*Pseudosubplanites euxinus*, *P. ponticus*, *Himalayites cortazari*” и др. (Drushchits, 1975, с. 338). При этом часть берриаса, в современном понимании, В.В. Друщиц (Друщиц, 1969; Drushchits, 1975) отнес к среднему титону, а часть – к верхнему. Основные особенности распространения различных групп фауны и флоры были рассмотрены Т.Н. Горбачик (1969) – фораминиферы, С.Б. Куваевой (Куваева, Янин, 1973) – споропыльцевые комплексы, Б.Т. Яниным (Янин, Смирнова, 1981) – двустворки, Т.Н. Смирновой (1962; Янин, Смирнова, 1981), а также С.В. Лобачевой и Т.Н. Смирновой (2002, 2006) – брахиоподы. Анализ распространения различных органи-

ческих остатков и следов жизнедеятельности в нижнем мелу Крыма, включая феодосийский разрез, был дан Т.Н. Горбачик, В.В. Друщицем, Б.Т. Яниным (1970).

В 70-х годах прошлого века феодосийский разрез изучался К.И. Кузнецовой, Н.П. Михайловым и Е.А. Успенской. Попачечное описание (начиная с верхнего титона), анализ комплексов фораминифер и их зональная разбивка приведены в работе К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик (1985). Сами комплексы были увязаны с аммонитовой последовательностью В.В. Друщица (Кузнецова, Горбачик, 1985). Подошва достоверного берриаса принималась этими авторами, так же как и предшественниками, в основании мощного пласта конгломератовидного известняка, однако ниже выделялась мощная (143 м) толща, стратиграфическое положение которой не было точно определено (“верхний титон–нижний берриас”).

В 1980-х годах разрез неоднократно посещали многие геологи. В частности, И.Г. и Н.Т. Сазоновы (1974) предложили для него новое зональное деление по аммонитам, а позже (Сазонова, Сазонов, 1984) сообщили о комплексах кальпионелл из этого же разреза. К сожалению, эти находки не привязаны к разрезу и не могут быть учтены.

В это же время комплексные работы по изучению берриаса Горного Крыма, в том числе Феодосийского района, проводились геологами Всесоюзного (ныне Всероссийского) геологического института (ВСЕГЕИ) (Богданова и др., 1981). Эти исследователи детально изучили разрез на мысе Святого Ильи и выделили здесь зону *Pseudosubplanites ponticus*–*P. grandis* – нижнюю зону берриаса (Богданова и др., 1984). К титону ими условно была отнесена толща глин с тонкими прослоями ожелезненных песчаников, залегающая стратиграфически ниже мощного пласта конгломератовидного известняка. Характерных титонских аммонитов Т.Н. Богдановой и коллегами найдено не было, поскольку в 1970-е годы разрезы в Двукорной бухте (кроме разреза на мысе Святого Ильи) были недоступны для изучения.

Начиная с 2001 г. феодосийский разрез ежегодно изучается В.В. Аркадьевым. В результате того, что стали доступны для исследования обнажения двукорной свиты, расположенные в глубине Двукорной бухты, удалось, во-первых, описать нижнюю часть разреза двукорной свиты, во-вторых, найти здесь аммонитов. В 2002 г. В.В. Аркадьевым была сделана первая находка верхнетитонского аммонита *Oloriziceras cf. schneidi* Tavera (Аркадьев, 2004). Впоследствии им была разработана предварительная зональная схема пограничного интервала юры и мела Восточного Крыма, в которой было обосновано присутствие в разрезе аналогов верхнетитонской зоны *Microcanthum* (Аркадьев и др., 2006; Аркадьев, 2008).

Микрофаунистическое изучение пограничных отложений юры и мела феодосийского разреза было продолжено А.А. Федоровой (Аркадьев и др., 2006), выделившей зональные комплексы фораминифер верхнего титона–нижнего берриаса, близкие к последовательности предшественников (Кузнецова, Горбачик, 1985) и надежно увязанные с аммонитами. Остракоды из разрезов на мысе Святого Ильи и в Двукорной бухте изучены Ю.Н. Савельевой и Е.М. Тесаковой (Аркадьев, Савельева, 2002; Аркадьев, 2003; Аркадьев и др., 2004, 2006; Тесакова и др., 2004; Тесакова, Савельева, 2005). Это изучение показало большое разнообразие остракод (более 100 видов, из которых несколько десятков являются новыми) и существенное отличие верхнеюрского комплекса от берриасского. Диноцисты из феодосийского разреза изучаются О.В. Шурековой (материалы не опубликованы). В 2009–2010 гг. впервые из разреза двукорной свиты в Двукорной бухте были изучены кальпионеллиды (Шенникова, Аркадьев, 2009; Платонов, Аркадьев, 2011). По предварительным данным, из пачки с аммонитами *Paraulacosphinctes cf. transitorius* Е.С. Платонов определил *Calpionellites sp.*, распространение которого ограничено берриасом–готеривом, а из пачки с аммонитами *Neoperisphinctes cf. falloti* – *Remaniella sp.* (верхний титон–готерив). В 2010 г. из пограничного интервала титона–берриаса в Двукорной бухте были отобраны образцы из каждого прослоя известняка. Из этих образцов было изготовлено 400 шлифов для определения кальпионеллид, которые изучаются в настоящее время.

Сведения об изученности и зональном делении феодосийского разреза по различным группам фауны и флоры приведены в табл. 1.

В конце 1980-х годов сотрудниками Института физики Земли АН СССР (ныне ИФЗ РАН), совместно с коллегами из Института минеральных ресурсов Мингео УССР, проводились палеомагнитные исследования мезозоя Горного Крыма с целью уточнения геодинамической истории региона, и в том числе образцов из титона–берриаса Двукорной бухты (Печерский, Сафонов, 1993). Полученные по этим образцам данные, несмотря на отсутствие их привязки к разрезу, актуальны для магнитостратиграфических исследований в плане обоснования возраста остаточной намагниченности. В 2004 г. геологами Саратовского государственного университета (СГУ) О.Б. Ямпольской и М.В. Пименовым впервые было проведено детальное палеомагнитное опробование разреза на мысе Святого Ильи (Ямпольская и др., 2006, 2009). В 2009 г. во время комплексных био- и магнитостратиграфических исследований разреза Двукорная бухта, проводившихся палеомагнитологами СГУ совместно с В.В. Аркадьевым, были найдены верхнетитонские аммониты

Paraulacosphinctes cf. transitorius (Oppel) и *P. cf. senoides* Tavera (Аркадьев, 2011). На основе комплексного анализа новых био- и магнитостратиграфических данных в разрезе были обоснованы аналоги зоны Durangites верхнего титона (Аркадьев и др., 2010). В 2010 г. комплексные исследования титона–берриаса Феодосийского района были продолжены и расширены за счет детального седиментологического изучения разрезов Е.Ю. Барабошкиным, В.К. Пискуновым и С.В. Рудько. Итогом этих работ стали послойное (без пропусков) опробование всего разреза верхнего титона и зоны Jacobi в Двужкорной бухте и на мысе Феодосийском, дублирующим разрез на мысе Святого Ильи, и находки аммонитов на уровнях, ранее не охарактеризованных фауной. По системе “образец в образец” были отобраны пробы для палеомагнитного, микропалеонтологического (кальпионеллиды), литолого-минералого-рентгенографического и изотопного анализов.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Обнажение 2901

Обнажение 2901 в бухте Двужкорная (45°00.060' с.ш., 35°23.349' в.д.) представлено чередованием темно-серых глин, известняков и сидеритовых прослоев. На фоне общего преобладания глин отмечаются уровни увеличения концентрации известняков или сидеритов и уровни их почти полного отсутствия (рис. 2а, 2б). Известняки в этом разрезе и далее в основном представлены грейнстоунами, встречаются немногочисленные относительно более мощные прослои, представленные рудстоунами. По всей мощности разреза в известняковых горизонтах отмечаются следы биотурбаций. Глины и известняки иногда содержат лимонитовые конкреции. Падение пластов изменяется от северо-восточного в нижней части разреза до преимущественно северо-западного в верхней части обнажения, углы падения варьируют в основном от 20° до 40°.

Разрез имеет циклическое строение, снизу вверх (рис. 3):

Пачка 1 (обр. 2901/1-38) представлена темно-серыми, зеленовато-серыми глинами (20–170 см) с частыми прослоями светло-серых и розоватых известняков – грейнстоунов (1–30 см), наиболее тонкие из которых быстро выклиниваются по латерали. Грейнстоуны сложены карбонатными литокластами, пелоидами, биокластами фораминифер и водорослей, в том числе дазикладовых (табл. I, фиг. 6). Подошва грейнстоунов эрозионная; наиболее мощные прослои имеют нормальную градационную текстуру. В кровле часто наблюдаются бурые сидеритовые корки (1–3 см) и биотурбации (3–5 см ниже кровли), в одном слу-

чае отмечается миллиметровая рябь течения. В средней и верхней частях пачки встречаются отдельные тонкие (1–5 см) сидеритовые прослои. В глинах отмечаются биотурбации *Phycosiphon incertum* Fisch.-Oost. (табл. I, фиг. 5). В пачке встречены *Ptychophylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Naoloceras* sp., *Lytoceras* sp. (азимут падения пластов изменяется от 20° до 68°, угол падения от 20° до 37°). Видимая мощность 72.5 м.

Пачка 2 (обр. 2901/39-56) начинается прослоем розовых рудстоунов с нормальной градационной слоистостью, надстраивающихся интервалом темно-серых глин. В средней части она содержит прослой светло-серых и розоватых грейнстоунов (3–10 см), в кровле которых встречаются ветвящиеся норы *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.), выполненные ожелезненным карбонатным материалом с сидеритовым цементом. Данная пачка отличается от пачки 1 меньшим количеством прослоев грейнстоунов. В пачке найден *Oloriziceras cf. schneidi* Tavera (табл. II, фиг. 1). Мощность 48.2 м.

Пачка 3 (обр. 2901/57-60) представлена частым чередованием зеленовато-серых глин с биотурбациями *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Taenidium* isp. и мощных (50 см) линзовидных (5–10 м) градационных грейн-рудстоунов с редкими ооидами и биокластами, а также единичными прослоями розоватых грейнстоунов (5–10 см). В кровле грейнстоунов средней части пачки отмечаются сидеритовые корочки, но *Ophiomorpha* отсутствуют. Мощность 5.8 м.

Пачка 4 (обр. 2901/61-73) отличается существенно меньшим количеством грейнстоунов: их маломощные (2–7 см) прослои расположены через 1–3 м, часто ожелезнены, имеют бурый цвет. В средней и верхней частях пачки встречаются прослои грейн-рудстоунов (20–65 см) с редкими биокластами. Внутри наиболее мощных пластов отмечаются наложенные ритмы (5–10 см) с нормальной градационностью от руд- до грейнстоунов с последовательным уменьшением размерности от ритма к ритму. Следы биотурбаций редки, отмечаются *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) в прикровельных частях грейн- и рудстоунов. Из пачки происходят находки *Paraulacosphinctes cf. transitorius* (Oppel) (табл. II, фиг. 2-3) и *P. cf. senoides* Tavera. Мощность 28.6 м.

Пачка 5 (обр. 2901/74-95) характеризуется частым чередованием серо-зеленых глин (20–100 см), светло-серых и розоватых грейнстоунов (1–10 см), часто с сидеритовыми корками, и прослоев сидеритов. Отмечаются уровни концентрации сидеритовых прослоев и грейнстоунов с сидеритовыми корками. В верхней части пачки мощность глинистых прослоев постепенно увеличивается (50–180 см), отмечается единичный прослой массивного рудстоуна (35 см). Присут-

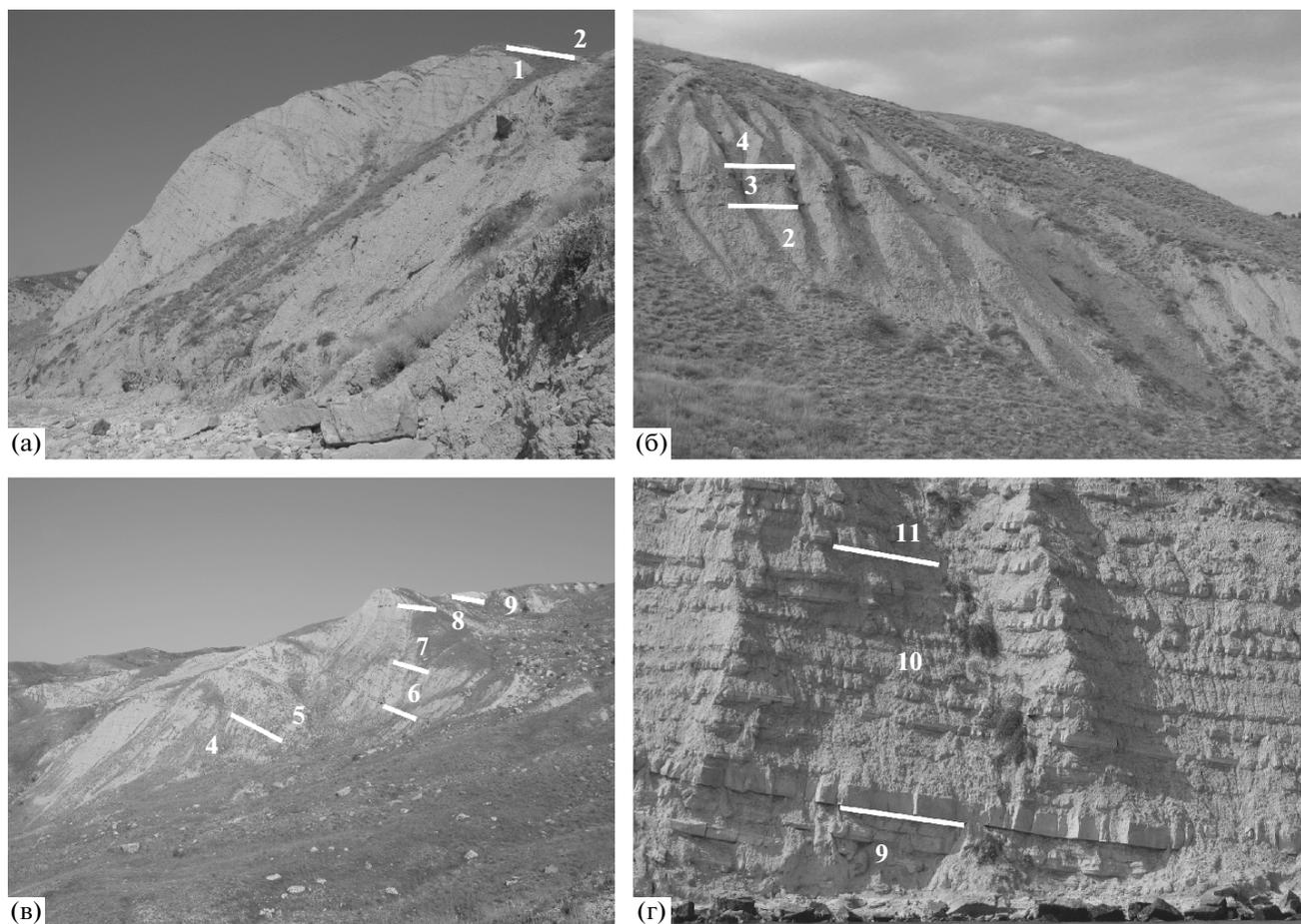


Рис. 2. Фотографии обнажений 2901 (а, б) и 2922–2924 (в) в Двужкорной бухте, 2920 и 2921 (г) на мысе Феодосийский. Фото Е.Ю. Барабошкина, А.Ю. Гужикова, В.А. Перминова. Отмечены границы пачек, цифры означают номера пачек.

ствуют биотурбации *Zoophycos insignis* Squin. (табл. III, фиг. 2), *?Petalloglyphus* sp., *Flexorhaphemiosenica* (Sacco) (табл. III, фиг. 3); в кровельной части грейнстоунов часто наблюдаются норы *Orhiomorpha annulata* (Ksiaz.) (табл. I, фиг. 1; табл. III, фиг. 5). Мощность 37.4 м. Разрез венчается массивным прослоем известняка мощностью 1 м, который выходит на 7 м выше кровли пачки 5 и коррелируется с нижними массивными прослоями известняков разреза 2922 внутри пачки 6.

Обнажение 2922

Обнажение 2922 в бухте Двужкорная (45°00.235' с.ш., 35°23.144' в.д.), дублированное в соседних обнажениях 2923 и 2924, надстраивает разрез 2901, находясь примерно в 200 м к западу–северо-западу. Пласты падают преимущественно к северу и северо-востоку под углами от 10° до 34° (рис. 2в, 4).

Пачка 6 (обр. 2922/1-11) сложена чередованием темно-серых зеленоватых глин (50–170 см), грейнстоунов (2–10 см), иногда с сидеритовой

коркой, сидеритов (1–3 см) и более мощных прослоев градиционно-слоистых грейн-рудстоунов (10–60 см), образующих пакет мощностью 5 м в средней части пачки. Кровля части рудстоунов пронизана на глубину 3–5 см норами ракообразных *Orhiomorpha annulata* (Ksiaz.), иногда выполненными сидеритом. В верхней части пачки относительно часто представлены сидеритовые конкреционные прослои и грейнстоуны с сидеритовыми корками, а также единственный латерально выдержанный горизонт грейн-рудстоуна (30 см) с градиционной слоистостью. Мощность пачки около 24 м.

Пачка 7 (обр. 2922/11-23, 2923/1-15, 2924/1-8) представлена чередованием темно-серых зеленоватых глин (20–200 см), тонких прослоев ожелезненных буроватых грейнстоунов (2–7 см) с сидеритовыми корками в кровле и сидеритов (1–5 см). Отмечаются биотурбации в глинах и в грейнстоунах с сидеритовыми корками. Несколько ниже середины пачки В.В. Аркадьевым найдены *Neoperisphinctes* cf. *falloti* (Kilian) (табл. II,

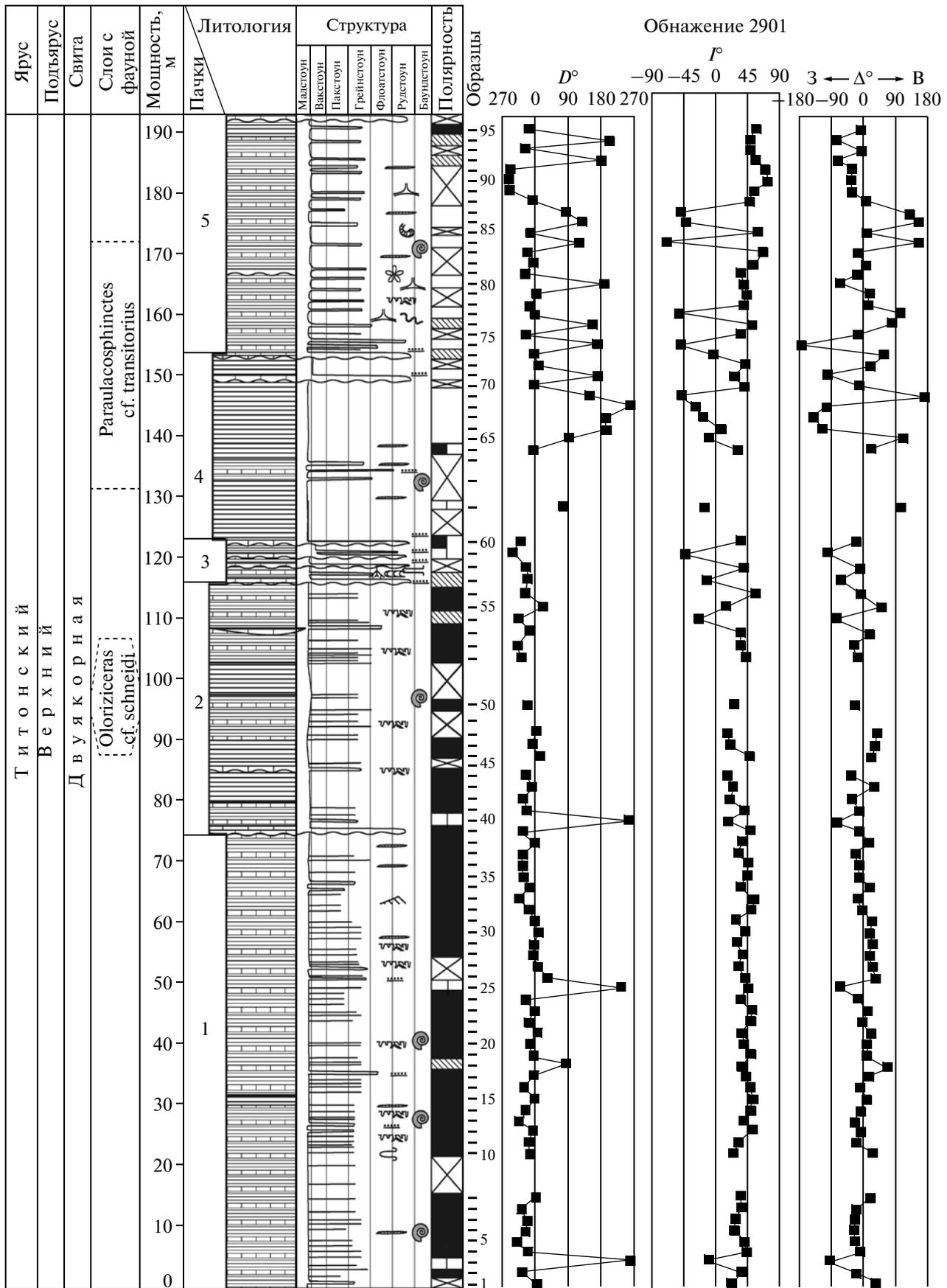


Рис. 3. Результаты литолого-седиментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажения 2901 (Двукорная бухта).

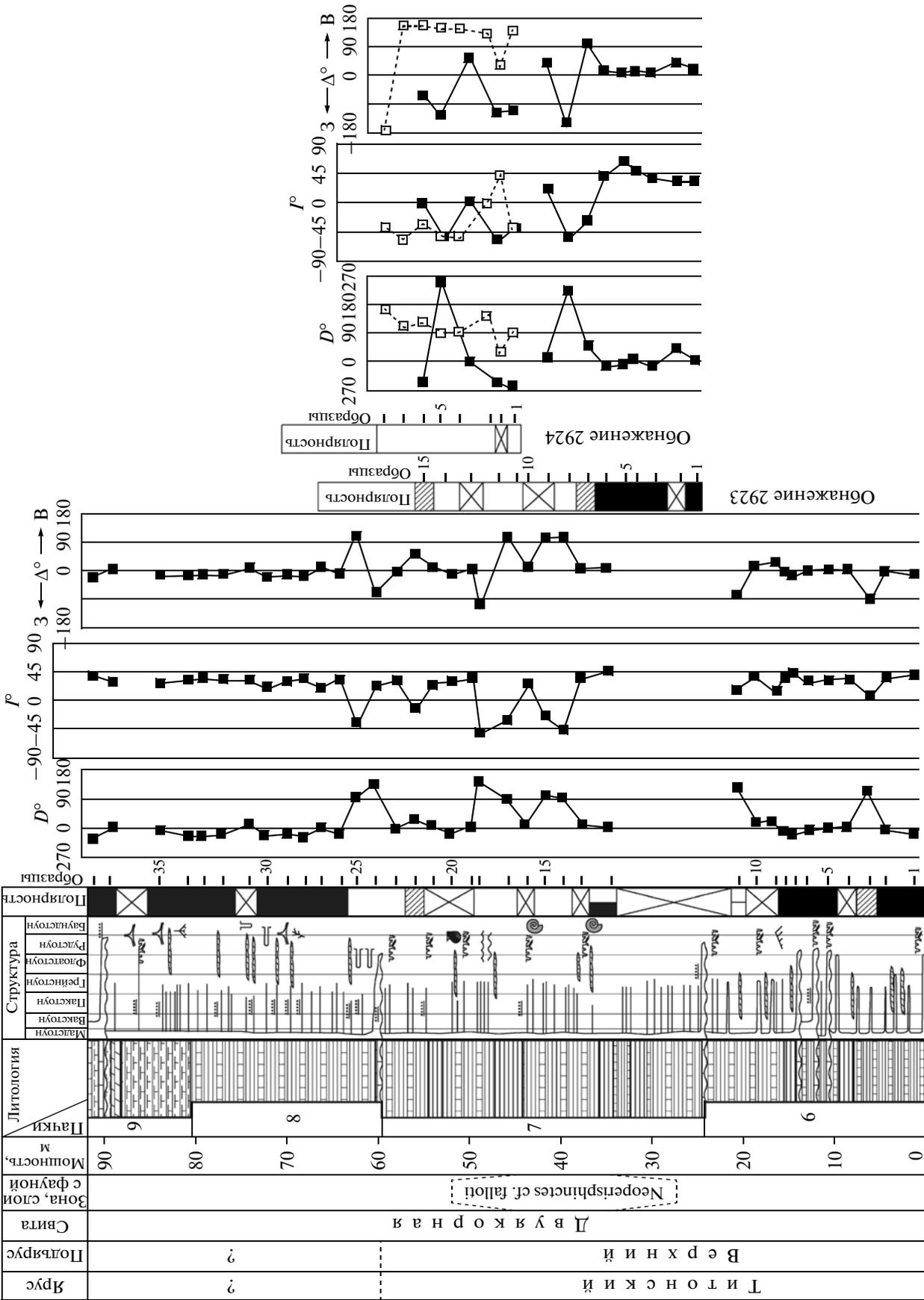


Fig. 3. Contd.

фиг. 4) (уровень образца 2922/13). Мощность около 36 м.

Пачка 8 (обр. 2922/24-33) образована равномерным чередованием темно-серых глин (10–120 см), светло-серых и розоватых грейнстоунов (1–8 см), прослоев бурых сидеритов (1–10 см) и единичных рудстоунов (20–30 см). Основание пачки содержит несколько мощных прослоев рудстоунов при отсутствии сидеритов. Некоторые прослои мощностью до 10 см быстро выклиниваются. Внутри наиболее мощных известняков видна нормальная градиционная слоистость. Пачка характеризуется наличием крупного растительного детрита и ихнофоссилий, приуроченных к кровельным частям прослоев, в том числе *Planolites isp.*, *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) и *Skolithos isp.* Мощность около 22 м. В верхней части пачки 8 начинается постепенное увеличение карбонатности отложений, что приводит к изменению окраски глин до серой и светло-серой и появлению прослоев мергелей.

Обнажения 2920 и 2921

Обнажения 2920 и 2921 находятся (45°01.273' с.ш., 35°24.895' в.д.) на мысе Феодосийский, недалеко от лодочной станции, на юго-западной окраине г. Феодосия, в 3.7 км к востоку–северо-востоку от разреза 2922, и надстраивают его. Пласты полого наклонены (углы падения 6°–13°) к западу и северо-западу (рис. 2г). Пачки 9 и 10 разреза 2922 коррелируются с нижней частью разреза 2920–2921. Корреляция производится по наиболее мощному прослою рудстоунов мощностью от 120 см до 3 м (“конгломератовидный известняк”, по М.В. Муратову (1937) и др.), увеличению карбонатности разреза, появлению мергелей и исчезновению сидеритов. Обнаженность пачек 9 и 10 в разрезе 2922 плохая, поэтому дальнейшее описание пачек выполнено на основе обнажений 2920–2921 (рис. 5). Образцы для палеомагнитного анализа из реперного прослоя рудстоунов были отобраны на мысе Святого Ильи (обнажение 2927, азимут падения пласта 36°, угол падения 12°).

Пачка 9 (обр. 2922/34-37, 2920/1-10) представлена чередованием серых карбонатных глин (10–100 см), светло-серых тонкослоистых мергелей (10–70 см) и светло-бежевых грейнстоунов (до 10 см). В нижней части пачки отмечается единичный прослой рудстоуна с коркой сидеритов в кровле. Прослои грейнстоунов часто располагаются внутри мергелей или непосредственно подстилают их. Наиболее мощные грейнстоуны характеризуются нормальной градиционной слоистостью. К кровле пачки мощность глин постепенно уменьшается. Глины и известняки средней и верхней части пачки характеризуются наличием следов биотурбаций, в них встречены

Skolithos isp., *Chondrites intricatus* (Brongn.) (табл. III, фиг. 4), *Planolites isp.*, *Zoophycos isp.*, *?Tiechichnus isp.*, *Taenidium isp.* В верхней части пачки присутствует крупный растительный детрит, найдены аммониты *Neolissoceras sp.*, *Ptychophylloceras sp.*, *Protetragonites sp.*, а в 0.45 м ниже кровли пачки (уровень образца 2920/1) встречены *Ptychophylloceras sp.* и *Delphinella cf. tresannensis* Le He'garat (табл. II, фиг. 7), указывающие на принадлежность вмещающих пород зоне *Berriasella jacobii* берриаса. Мощность пачки увеличивается с запада на восток с 9 до 13 м.

Пачка 10 (обр. 2921/1-3). В основании пачки присутствует мощный пласт известняка, являющийся маркирующим горизонтом, прослеживаемым от разреза 2922 к разрезу 2920–2921. Этот слой, представляющий собой русловые турбидиты, залегает с размывом и сложен литокластовыми рудстоунами с редкими ооидами и биокластами кораллов и двустворок. Кровля слоя пронизана норами раков *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) на глубину до 20–25 см. В районе мыса Св. Ильи мощность данного слоя превышает 3 м за счет повторения русловых циклов, включающих эрозионную поверхность, градиционно-слоистые руд-грейнстоуны, нарушенные в кровле норами *Ophiomorpha* (табл. I, фиг. 2). Насчитывается 3 таких цикла; в нижнем присутствуют градиционно-слоистые брекчии, а верхний образован крупнозернистыми грейнстоунами. В данном слое В.А. Аркадьев (2003) нашел *Haploceras sp.* Выше следует толща чередования серых карбонатных глин (30–150 см), светло-бежевых градиционно-слоистых грейн- и рудстоунов (3–70 см) и светло-серых мергелей (до 10 см). Переход от глин к мергелям часто постепенный, в них отмечаются линзы грейнстоунов мощностью до 7 см. К верхней части пачки приурочены прослои светло-бежевых известняков, представленных грейн- и рудстоунами, мощностью от 20 до 130 см. В 5 м выше подошвы пачки встречены аммониты *Berriasella chomeracensis* (Touc.), *Fauriella cf. floquiniensis* Le Heg., *Ptychophylloceras cf. semisulcatum* (d'Orb.), *Haploceras sp.* (Аркадьев, 2003). Мощность 7.8 м.

Пачка 11 (обр. 2921/4-10) отличается почти полным отсутствием известняков и представлена чередованием серых глин (50–300 см) и светло-серых мергелей (30–50 см). Присутствует лишь один уровень с линзами грейнстоунов (до 5 см) в прослое мергеля в середине пачки. Часто наблюдается постепенное увеличение карбонатности от подошвы глин к кровле мергелей. Встречены редкие остатки крупного растительного детрита, лимонитовые конкреции и биотурбации. В 2010 г. в 7.8 м выше подошвы пачки (уровень образца 2921/4) В.К. Пискуновым и С.В. Рудько были найдены *Pseudosubplanites cf. euxinus* (Ret.), *Delphinella cf. obtusenodosa* (Ret.) (табл. II, фиг. 5) и

Таблица I

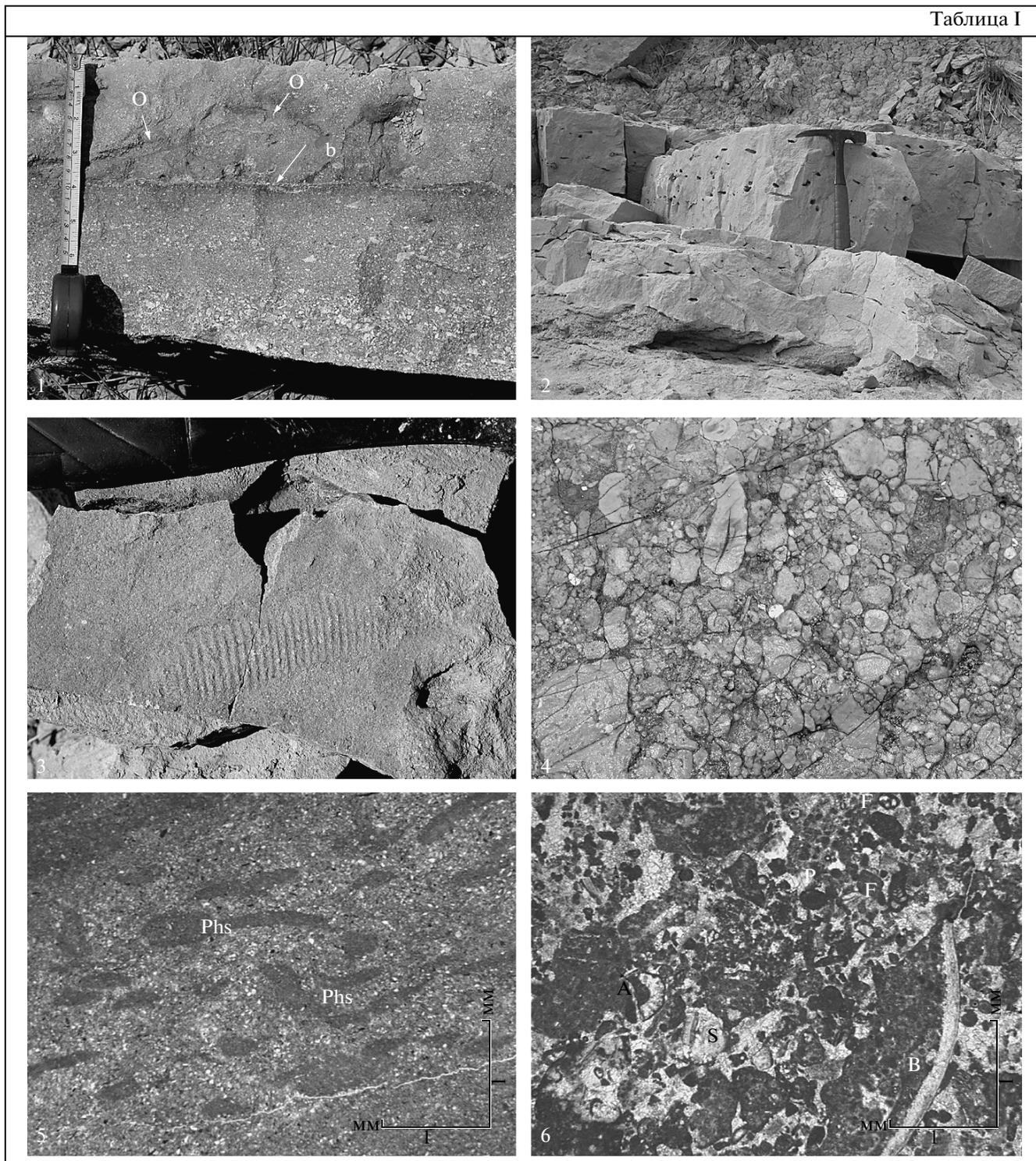


Таблица 1. Фации кальцитурбидитов в изученных разрезах: русловые (фиг. 1–2), дистрибутивных русел (фиг. 3–4) и межрусловых отложений (фиг. 5–6).

1 — двоякорный прослой градационно-слоистых кальцитурбидитов с эрозионной сидеритизированной границей раздела (b) и кровлей, пронизанной норами *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) (O, стрелки), заполненными сидеритом; разрез Двужорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius*, вблизи образца 2901/76; 2 — последовательность русловых турбидитов, разделенных эрозионными поверхностями (стрелки 1 и 2), с двумя ярусами нор *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) (O1 и O2 “дыры”); маркирующий пласт конгломератовидного известняка в разрезе Мыс Святого Ильи, нижний берриас, зона *Berriasella jacobii*, образцы 2456/1–3; длина молотка 35 см; 3 — иероглиф следа качения аммонита по дну; разрез Двужорная бухта, верхний титон, слои с *Oloriziceras cf. schneidi*, осыпь; 4 — основание пласта кальцитурбидитов (рудстоун); разрез Двужорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius*, выше образца 2901/59; высота фотографии около 10 см; 5 — алевритистая известковая глина с *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster, 1858 (Phs); шлиф 2901-12, николи ||; 6 — грейнстоун с биокластами бентосных фораминифер (F), дазикладовых водорослей (A), двустворок ? (B) в составе фрагментов пород, пелоидов (P); поры заполнены блоковым кальцитом (S); шлиф 2901-32(1), николи ||

D. sp. ind., что позволяет условно проводить подошву подзоны *Pseudosubplanites grandis* на уровне подошвы пачки 11. Мощность 16 м.

Пачка 12 (обр. 2921/11-13) (пачка “феодосийских мергелей”) отличается от предыдущей наличием более мощных (30–80 см) мергелей и частых прослоев и линз грейнстоунов (до 5 см) в глинах и мергелях. Присутствуют единичные биотурбации. Видимая мощность 4 м.

Пачки 10–12 в разрезе Мыс Святого Ильи (рис. 6) были подвергнуты палеомагнитному опробованию в 2004 г. (Ямпольская и др., 2006, 2009): пачка 10 (обр. 2456/1-15), пачка 11 (обр. 2456/16-45), пачка 12 (обр. 2456/46-56). Последняя содержит богатый комплекс аммонитов подзоны *Grandis*: *Pseudosubplanites grandis* (Maz.), *P. ponticus* (Ret.), *P. lorioli* (Zitt.), *P. combesi* Le He'g., *P. subrichteri* (Ret.), *Berriasella berthei* (Touc.), *Delphinella subchaperi* (Ret.), *D. crimensis* (Burckh.), *D. obtusenedosa* (Ret.), *D. tresannensis* Le He'g., *D. janus* (Ret.), *D. pectinata* Arkad. et Bogd., *Retowskiceras sp.*, *Tirnovella sp.* (Аркадьев и др., 2008).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Рассматриваемый район в конце титона—начале берриаса представлял собой крутой склон ступенчатого рампа, на котором формировались исследованные нами гемипелагические и гравитационные отложения значительной мощности (Барабошкин, 2005), насчитывающие несколько генетических типов:

1. Кальцитурбидиты включают фации русел, дистрибутивных русел и межрусловых отложений.

Русловые турбидиты (табл. 1, фиг. 1–2) представлены наиболее мощными (40–300 см) пластами рудстоунов и грейнстоунов, имеют линзовидную форму и изменчивую мощность. Их разрез состоит из нескольких русловых циклов, включающих эрозионную поверхность и градационно-слоистый интервал, верхняя часть которого, как правило, нарушена норами *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.) (= *Granularia*). Наиболее яркий пример

подобных фаций — маркирующий горизонт основания берриаса в пачке 10 (табл. 1, фиг. 2). Малое количество русловых фаций и наличие в них нескольких уровней биотурбаций офиоморф свидетельствует об относительной редкости схождения турбидитов, дефиците грубозернистого материала и преобладании гемипелагической седиментации.

Фации дистрибутивных русел отличаются меньшей мощностью и сложены известняками с градационной слоистостью, структуры которых варьируют от рудстоунов до грубозернистых грейнстоунов (табл. 1, фиг. 4). Эрозионная подошва, как правило, ровная, редко с иероглифами, иногда со следами качения аммонитов (табл. 1, фиг. 3). Кровля может быть нарушена *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.), но строение разрезов отражает одноактное схождение турбидитного потока.

Фации межрусловых отложений образованы чередованием известковых гемипелагических глин и грейнстоунов (табл. 1, фиг. 5–6). Мощность последних варьирует от нескольких сантиметров до миллиметров. Они имеют нормальную градационность и крайне редко миллиметровую косолистую текстуру, кровля бывает пронизана норами *Ophiomorpha*. Интервалы частого чередования глин и грейнстоунов могут быть интерпретированы как фации прирусловых валов, а интервалы редкого чередования этих отложений — как собственно межрусловые фации.

Грубость обломочного материала и отсутствие полного набора последовательности Боума сблизает все описанные турбидиты с грубозернистыми высокоплотными турбидитами. Глины, разделяющие прослои турбидитов, имеют тонкую горизонтальную слоистость, но часто биотурбированы (табл. 1, фиг. 5), что косвенно указывает на сравнительно небольшие глубины. Достаточно часто в разрезах можно наблюдать деформации в виде небольших складок и срывов, однако однозначно решить, являются ли они сингенетическими или наложенными тектоническими, не удалось.

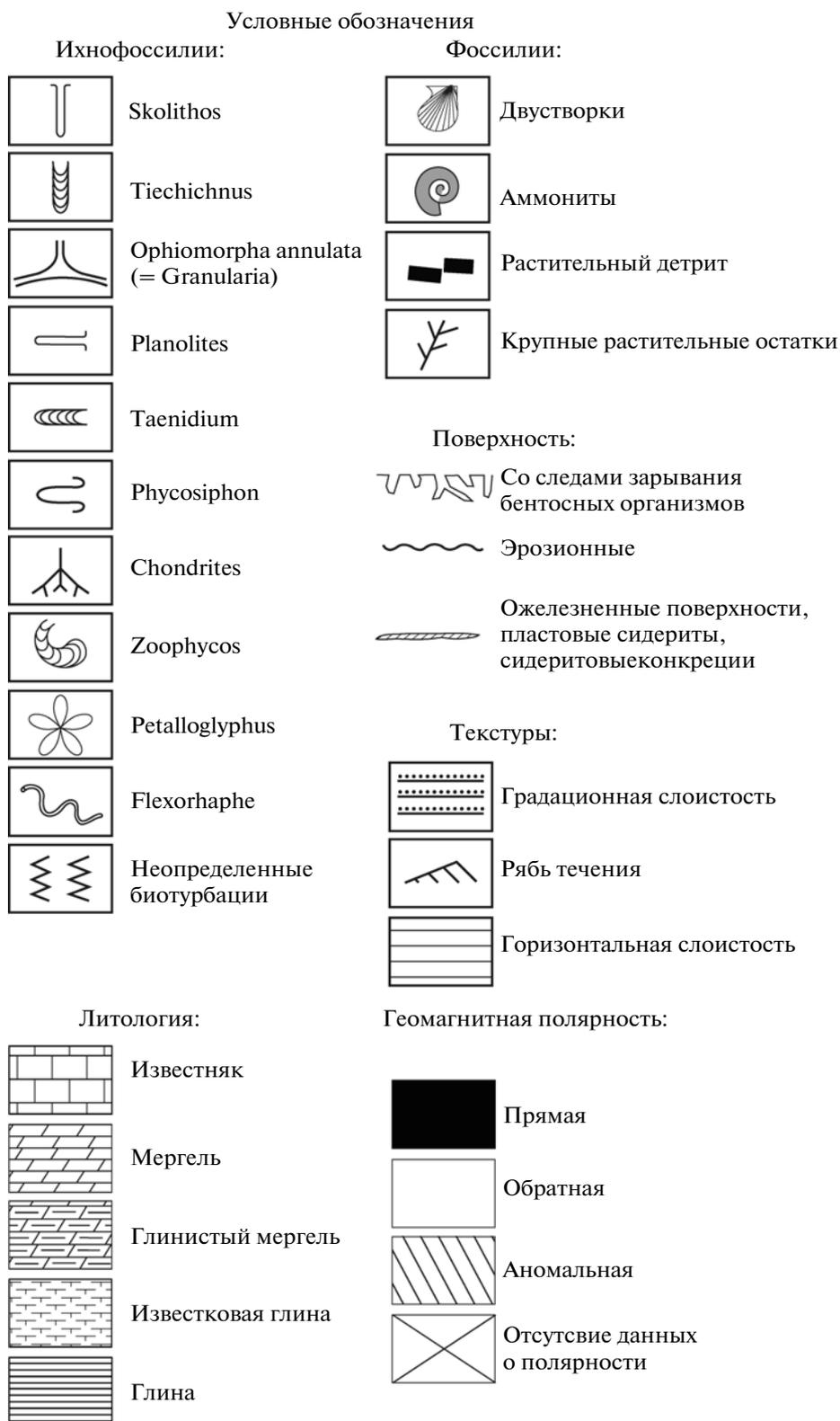
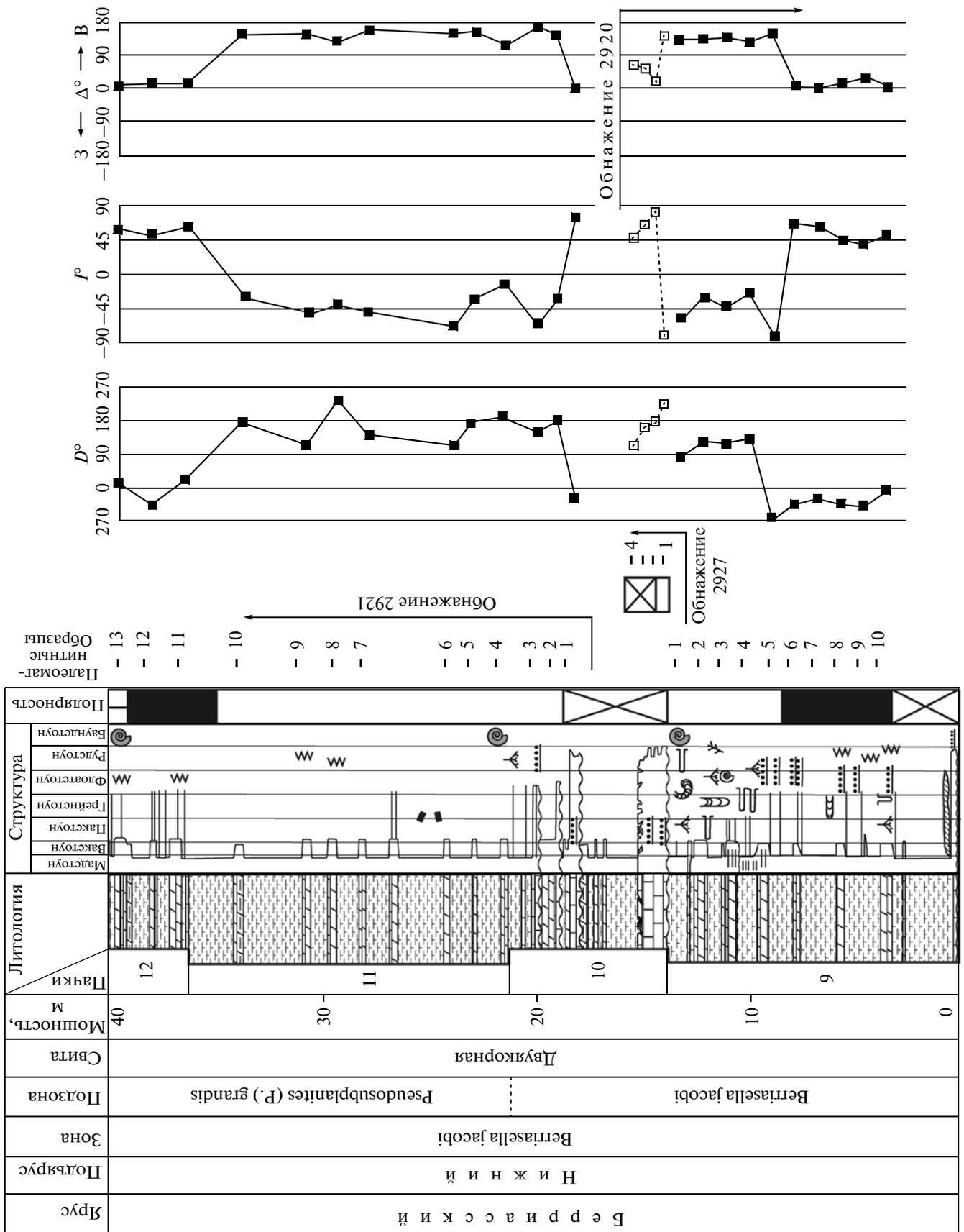


Рис. 4. Результаты литолого-седиментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажений 2922, 2923, 2924 (Двужорная бухта). Условные обозначения: 1, 2 – данные по обнажениям 2923 и 2924 соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Рис. 5. Результаты литолого-седиментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажений 2920, 2921 (мыс Феодосийский), 2927 (мыс Святого Ильи). Условные обозначения: 1, 2 – данные по обнажениям 2920–2921 и 2927 соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.



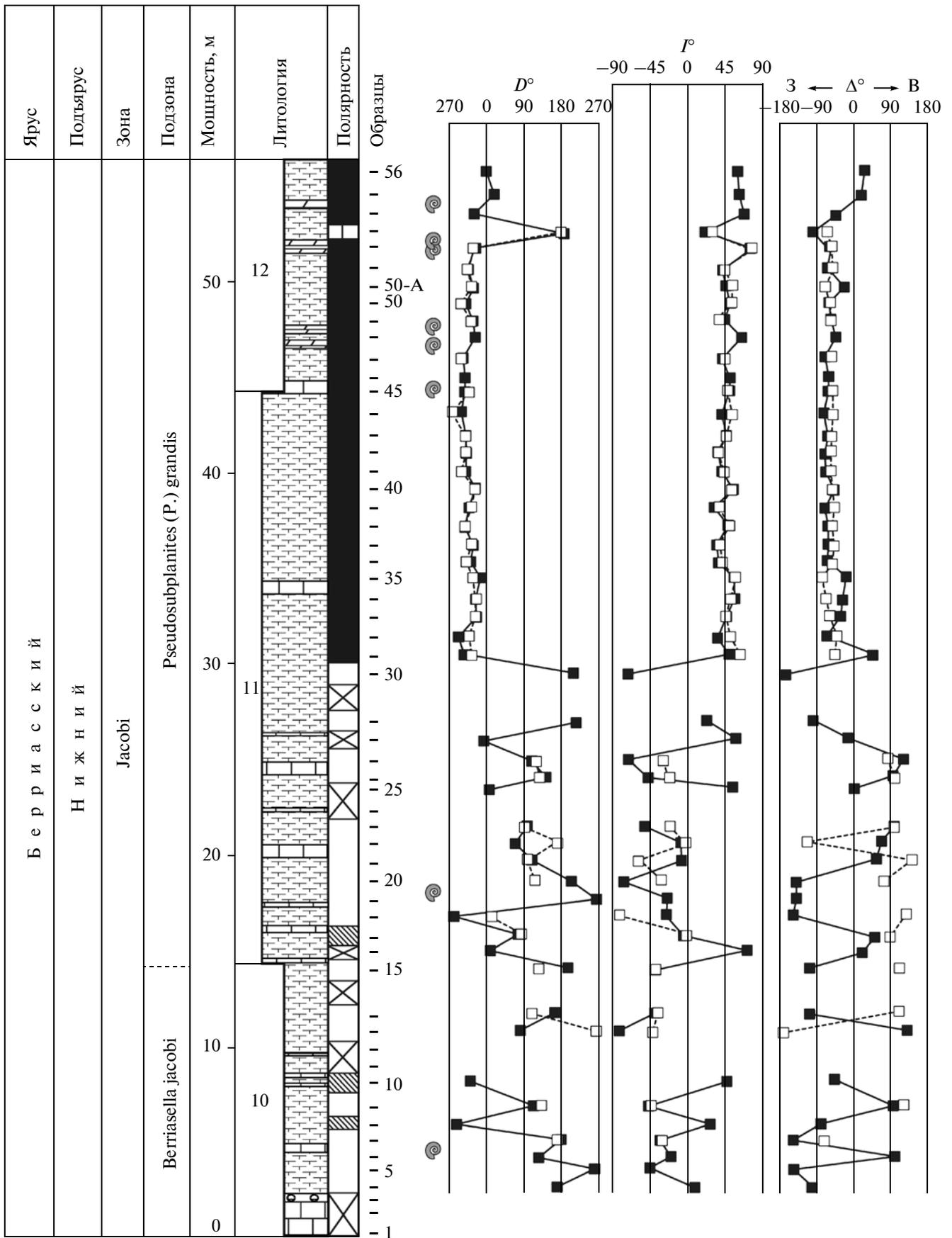


Рис. 6. Результаты литолого-седиментологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований обнажения 2456 (мыс Святого Ильи).

Условные обозначения: 1, 2 — данные по кубикам-дублям с одного стратиграфического уровня. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

2. Гемипелагиты представлены в юрской части разреза преимущественно глинами и слабоизвестковыми глинами, часто биотурбированными, а в нижнемеловой части разреза — известковыми глинами и мергелями, которые могут быть тонко-слоистыми, но часто биотурбированы.

Характерной чертой является увеличение карбонатности гемипелагитов снизу вверх по разрезу при одновременном появлении русловых турбидитов, а затем при почти полном исчезновении турбидитов (пачки 11–12). Не исключено, что “дистальные турбидиты” пачки 12 правильнее называть гемитурбидитами (Stow, Wetzel, 1990). По всей видимости, такой переход связан с прекращением турбидитной седиментации и началом мелководного пелагического осадконакопления, что сопровождается падением скорости седиментации и отчасти подтверждается данными по увеличению содержания карбонатного наннопланктона (Матвеев, 2009). Значительных перерывов при таких типах осадконакопления возникнуть не могло.

Таким образом, прослой мергелей, вероятно, осаждались в более мелководных и/или более теплых условиях при увеличении биопродуктивности по сравнению с фоновыми карбонатными глинами, что также подтверждается данными А.В. Матвеева (2009) о наиболее высоком содержании в них наннопланктона.

Изучение ихнофоссилий показало, что юрская и меловая ассоциации ихнофоссилий отличаются. Турбидитные отложения титона содержат ходы и норы червей *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster (табл. I, фиг. 5), *Zoophycos insignis* Squinabol (табл. III, фиг. 2), *Flexorhaphhe miocenica* (Sacco) (табл. III, фиг. 3), *Chondrites* isp., *Planolites* isp., ?*Petalloglyphus* isp., *Taenidium* isp.; норы ракообразных *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.). Последние часто встречаются и приурочены как к подошве турбидитов (табл. III, фиг. 5), так и к кровле русловых турбидитов (табл. I, фиг. 1), маркируя до- и послетурбидитные события (Барабошкин, Янин, 2011).

Комплекс берриасских ихнофоссилий более разнообразен: ходы и норы червей *Nereites missouriensis* (Weller) (табл. III, фиг. 6), *Chondrites intricatus* (Brongniart) (табл. III, фиг. 4), *Ch.* isp., *Planolites* isp., *Rhizocorallium* isp., *Glockereria parvula* Ksiaz.; следы отдыха кишечнополостных *Bergaueria perata* Prantl; структуры фермерства *Cosmorhaphhe lobata* Seilacher (табл. III, фиг. 1); норы ракообразных *Ophiomorpha annulata* (Ksiaz.). Офиоморфы присутствуют преимущественно в

основании разреза и ассоциируют с русловыми турбидитами (табл. I, фиг. 2). Кроме того, здесь отмечены структуры фермерства *Paleodictyon* isp.; ходы и норы червей *Taenidium* isp., *Petaloglyphus* isp., *Stelloglyphus* isp., *Naentzschelina* isp., *Spirorhaphhe* isp., *Zoophycos* isp. (Янин, Барабошкин, 2010; Барабошкин, Янин, 2011).

Обе ассоциации характеризуют ихнофазию подножья—дна бассейнов *Nereites*, но, очевидно, относительно более (юрская) и менее (меловая) мелководные ее части (Барабошкин, Янин, 2011). На это указывает присутствие в берриасском интервале элементов более мелководной ихнофазии *Cruziana* (*Bergaueria*). Примечательно, что ихнофазия *Zoophycos* не может быть обособлена.

В свете сказанного, в изученном разрезе отчетливо выделяются два этапа развития рампа. Первый отвечает поздней юре (пачки 1–8), когда турбидитное осадконакопление происходило на фоне погружения бассейна и интенсивной гемипелагической седиментации. Второй соответствует терминальному титону и раннему берриасу (пачки 9–12), когда турбидитное осадконакопление практически завершилось и бассейн перешел к менее интенсивному гемипелагическому осадконакоплению. Несмотря на различие в скоростях накопления, они были достаточно высокими на обоих этапах; продолжительных региональных перерывов седиментации в разрезе не фиксируется. Отсюда можно заключить, что стратиграфическая летопись пограничного юрского—мелового интервала является весьма полной.

БИОСТРАТИГРАФИЯ

В результате проведенных работ в разрезе двужакорной свиты на разных стратиграфических уровнях найден комплекс верхнетитонских аммонитов — *Oloriziceras* cf. *schneidi* Tavera (табл. II, фиг. 1), *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius* (Oppel) (табл. II, фиг. 2-3), *P.* cf. *senoides* Tavera, *Neoperisphinctes* cf. *falloti* (Kilian) (табл. II, фиг. 4) (Аркадьев, 2004, 2011; Аркадьев и др., 2006, 2010; Аркадьев, Рогов, 2006). В непрерывном разрезе верхнего титона—берриаса Феодосийского района немой интервал между слоями с верхнетитонскими и берриасскими аммонитами составляет около 40 м. Распространение рода *Oloriziceras* ограничено подзоной *Simplisphinctes* зоны *Microcanthum* (Tavera, 1985), вид *P. transitorius* является индексом одноименной подзоны в Средиземно-

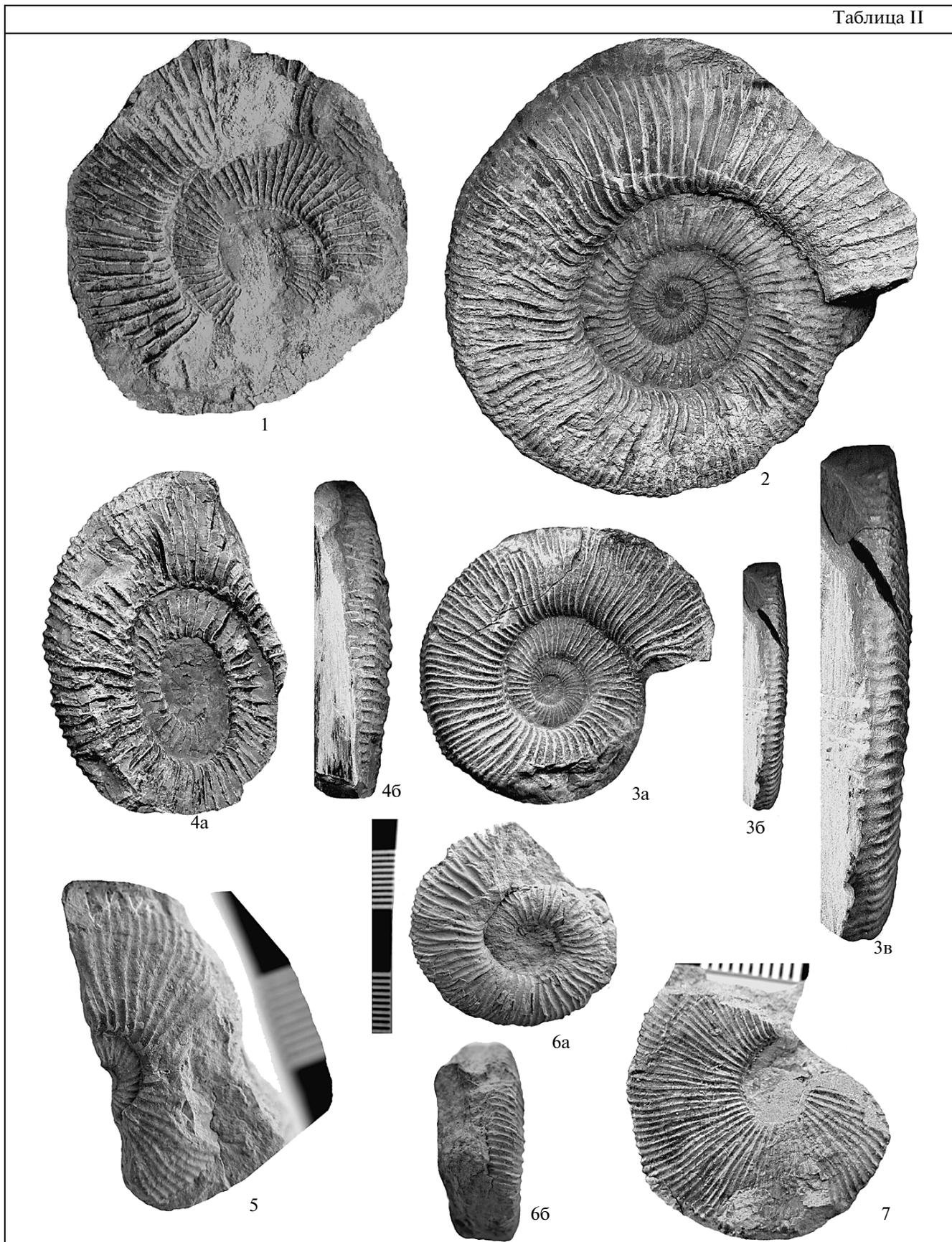


Таблица II. Верхнетитонские и нижнеберриасские аммониты Восточного Крыма.

1 — *Ologiziceras cf. schneidi* Tavera; экз. № 376/1 сбоку (×1); Двужорная бухта, верхний титон, зона *Microcanthum*, слой с *O. cf. schneidi*; сборы В.В. Аркадьева; 2, 3 — *Paraulacosphinctes cf. transitorius* (Oppel); 2 — экз. № 1/382 сбоку (×1); 3 — экз. № 3/382: 3а — сбоку (×1), 3б — с вентральной стороны (×1), 3в — то же (×2); Двужорная бухта, верхний титон, зона *Durangites*, слой с *P. cf. transitorius*; сборы В.В. Аркадьева; 4 — *Neoperisphinctes cf. falloti* (Kilian); экз. № 34/13220: 4а — сбоку (×1), 4б — с вентральной стороны (×1); Двужорная бухта, верхний титон (?); сборы В.В. Аркадьева; 5 — *Delphinella cf. obtusenodosa* (Retowski), экз. № МЗ МГУ 111/3 сбоку; линейка соответствует 1 см; Двужорная бухта, мыс Феодосийский, нижний берриас, зона *Jacobi*, подзона *Grandis*, подошва пачки 11; сборы В.К. Пискунова и С.В. Рудько, 2010 г.; 6 — *Pseudosubplanites cf. euxinus* (Retowski), экз. № МЗ МГУ 111/2: 6а — сбоку, 6б — с вентральной стороны; линейка соответствует 1 см; Двужорная бухта, мыс Феодосийский, нижний берриас, зона *Jacobi*, подзона *Grandis*, подошва пачки 11; сборы В.К. Пискунова и С.В. Рудько, 2010 г.; 7 — *Delphinella cf. tresanensis* Le He'garat, экз. № МЗ МГУ 111/1 сбоку, линейка соответствует 1 см; Двужорная бухта, мыс Феодосийский, основание берриаса, зона *Jacobi*, 0.45 м ниже подошвы пачки 10; сборы Е.Ю. Барабошкина, 2010 г.

морском регионе (Geysant, 1997; Hoedemaeker, Rawson, 2000). Соответственно, в феодосийском разрезе В.В. Аркадьевым выделены слои с *Ologiziceras cf. schneidi* (пачка 2) и слои с *Paraulacosphinctes cf. transitorius* (пачка 4). Первые слои рассматриваются в составе зоны *Microcanthum* верхнего титона, а вторые, в результате уточнения магнитостратиграфических данных (Аркадьев и др., 2010), — в составе зоны *Durangites*. Род *Neoperisphinctes* известен из подзоны *Transitorius* и зоны *Durangites* верхнего титона Испании (Oloriz, Tavera, 1982; Tavera, 1985). В разрезе Пуэрто Эскано (Puerto Escano) он встречается в верхней части зоны *Durangites* (Tavera et al., 1994). Однако следует отметить, что определение вида *N. cf. falloti* сделано в Крыму по одному экземпляру неполной сохранности, что не позволяет нам до конца быть уверенным в его правильности. Поэтому заключение о позднетитонском возрасте слоев с *N. cf. falloti* предварительное.

В 2010 г. на мысе Феодосийский в кровле пачки 9, ниже уровня маркирующего 2–3-метрового пласта известняка (рис. 5), найдены берриасские аммониты *Ptychophylloceras* sp. и *Delphinella cf. tresannensis* Le He'garat (табл. II, фиг. 7), характеризующие зону *Jacobi*. Выше по разрезу встречаются комплексы аммонитов, которые позволяют обосновать наличие двух подзон зоны *Jacobi* — *Jacobi* и *Grandis*. Благодаря новым находкам берриасских аммонитов подошва берриаса понижена до уровня 0.45 м ниже кровли пачки 9, а подошва подзоны *Grandis* — до основания пачки 11 (рис. 5, 6, табл. 1).

Описанный в статье экземпляр аммонита *Neoperisphinctes cf. falloti* (Kilian) хранится в ЦНИГР-Музее, Санкт-Петербург (коллекция № 13220), а экземпляры аммонитов *Pseudosubplanites cf. euxinus* (Ret.) и *Delphinella cf. tresannensis* Le He'g. — в Музее Землеведения МГУ, Москва (коллекция № 111). Остальные изображенные в статье верхнетитонские аммониты хранятся в палеонтологическом музее кафедры динамической и исторической геологии Санкт-Петербургского государственного университета (коллекции № 376, 382).

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
НАДСЕМЕЙСТВО PERISPINCTACEAE
STEINMANN, 1890
СЕМЕЙСТВО PERISPINCTIDAE STEINMANN, 1890

Род *Neoperisphinctes* Tavera, 1985

Типовой вид. *Perisphinctes falloti* Kilian, 1889; титон Юго-Восточной Франции.

Neoperisphinctes cf. falloti (Kilian)

Табл. II, фиг. 4

Форма. Единственный деформированный экземпляр обладает дисковидной эволютной раковиной с медленно растущими оборотами, со слабовыпуклыми латеральными и уплощенной вентральной сторонами. Латеральные стороны сочленяются с вентральной отчетливо выраженным перегибом, на котором ребра чуть-чуть утолщаются. Умбиликус широкий, ступенчатый, с крутой стенкой.

Скульптура. Латеральные стороны покрыты прямыми двойными ребрами, начинающимися на умбиликальной стенке. Ребра разделяются на две одинаковые ветви примерно на 2/3 высоты оборота, еле заметно усиливаются на вентрально-латеральных перегибах и прямо, без изгиба и ослабления переходят через вентральную сторону.

Размеры (мм) и отношения (%).

Экз.	№	Д	В	Ш	Д _п	В/Д	Ш/Д	Д _п /Д
34/13220	64.0?	21.8	12.0?	31.0	34?	19?	49?	

Сравнение и замечания. Наш экземпляр близок к *Neoperisphinctes falloti* (Tavera, 1985, pl. 16, fig. 10) из верхнего титона Испании. От *N. nexus* Tavera описываемый вид отличается более уплощенной вентральной стороной. Однако очень редкие ребра на внутренних оборотах заметно отличают данный образец от известных находок *Neoperisphinctes*. Этот аммонит также близок к роду *Durangites*, который характеризуется намного более широким географическим распространением (Мексика, Куба, Испания, Франция,

Таблица III

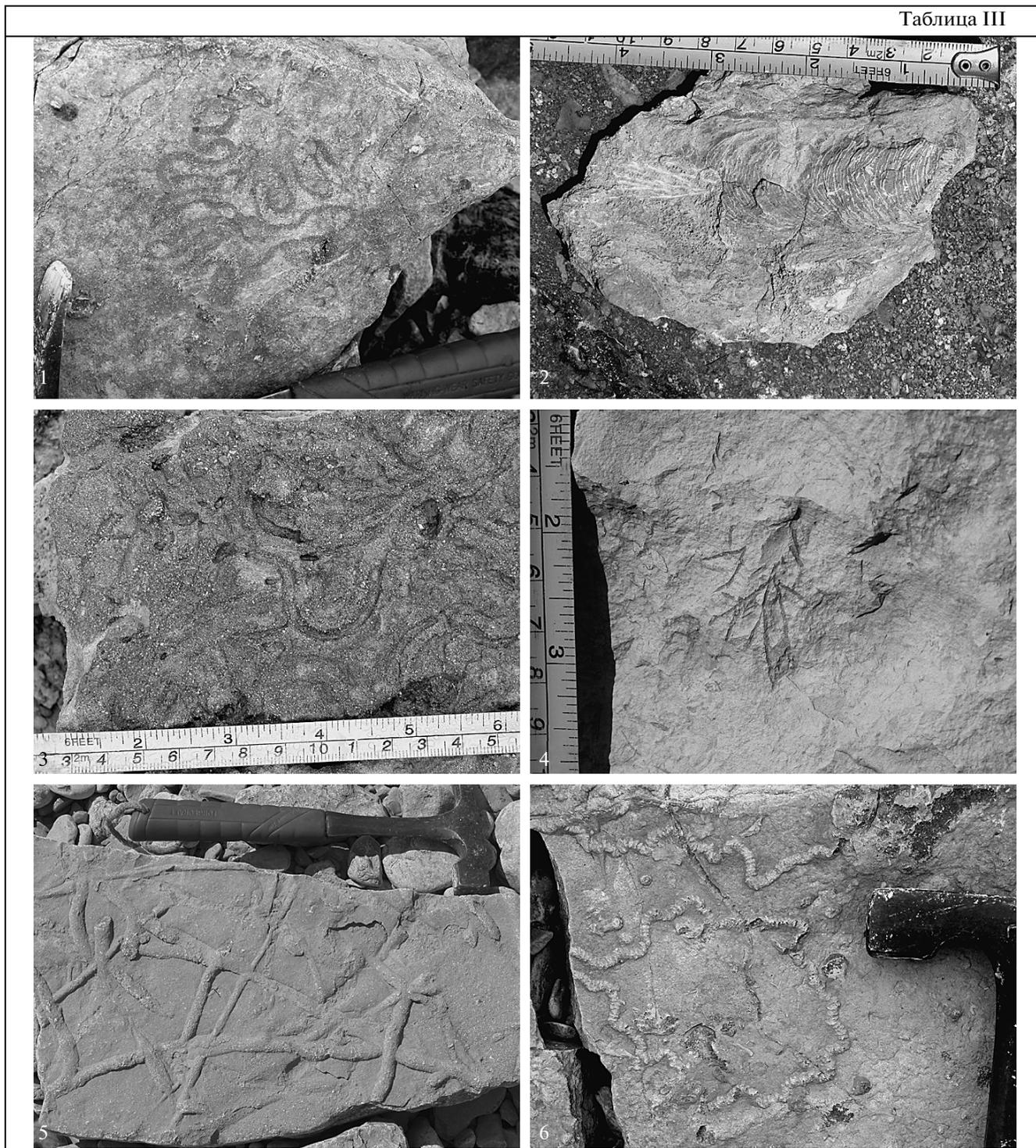


Таблица III. Некоторые ихнофоссилии из изученных разрезов.

1 – *Cosmorharphe lobata* Seilacher, 1977; разрез Мыс святого Ильи, нижний берриас, зона *Berriassella jacobii*, осыпь; 2 – *Zoophycos insignis* Squinabol, 1890; разрез Двукорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius*, вблизи образца 2901/78; 3 – *Flexorharphe miocenica* (Sacco); разрез Двукорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius*, вблизи образца 2901/78; 4 – *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1823); разрез Мыс Феодосийский, нижний берриас, подзона *Grandis*, осыпь; 5 – *Ophiomorpha annulata* (Ksiazkiewicz 1977); разрез Двукорная бухта, верхний титон, слои с *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius*, вблизи образца 2901/76; 6 – *Nereites missouriensis* (Weller, 1899); разрез Мыс Феодосийский, нижний берриас, подзона *Grandis*, осыпь.

Тунис, Болгария, Индия и др.) и известен как из верхней части титона, так и из низов берриаса.

М а т е р и а л. 1 экз. из Восточного Крыма (окрестности пос. Орджоникидзе, Двужкорная бухта), верхний титон (?), средняя часть пачки 7, сборы В.В. Аркадьева, 2010 г.

НАДСЕМЕЙСТВО OLCOSTEPHANACEAE PAVLOV, 1892

СЕМЕЙСТВО NEOCOMITIDAE SALFELD, 1921

Род *Pseudosubplanites* Le Hégarat, 1971

Pseudosubplanites cf. *euxinus* (Retowski)

Табл. II, фиг. 6

Ф о р м а. Раковина мелкая ($D = 30$ мм), эволютная. Пупок широкий ($Ду = 11$ мм), мелкий, пупковая стенка умеренно узкая, плавно переходящая в бока. Поперечное сечение округло-прямоугольное, вытянутое в высоту ($B = 10$ мм), несколько расширенное посередине ($Ш = 5$ мм).

С к у л ь п т у р а. Ребристость густая. Ребра слабо сигмоидально изогнутые, двураздельные, редко пучковидные, и одиночные, присутствует одно бидихотомное ребро. Двураздельные ребра ветвятся в верхней трети боковой стороны; с возрастом точка ветвления несколько понижается. Пучковидные и бидихотомные ребра испытывают первое ветвление несколько выше пупкового перегиба, а второе – в верхней трети боковой стороны. Число ребер на пол-оборота: на пупковом перегибе – 20, на вентральном перегибе – 37. Все ребра пересекают вентральную сторону не понижаясь. На обороте присутствует 5 еле заметных узких пережимов.

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и я. От лектотипа вида *P. euxinus* (Retowski, 1893, p. 254, pl. X, figs. 6, 7), выбранного Г. Мазено (Mazenot, 1939, p. 125), наш экземпляр отличается наличием одного бидихотомного ребра. Образцы, отнесенные к *P. euxinus* Ж. Ле Гара (Le Hégarat, 1971), имеют более инволютную раковину с высоким сечением и высокой точкой ветвления ребер и должны, на наш взгляд, относиться к другому виду. В.В. Аркадьев и Т.Н. Богданова (Bogdanova, Arkadiev, 2005) считают вид *P. euxinus* синонимом вида *P. lorioli*. По мнению Е.Ю. Барабошкина, *Pseudosubplanites lorioli* (Zittel) отличается от *P. euxinus* более правильными двураздельными ребрами, отсутствием или редкостью пучков ребер, более широким сечением.

М а т е р и а л. Один слабдеформированный экземпляр, хранящийся в Музее Землеведения МГУ, обр. МЗ МГУ 111/2 из разреза Мыс Феодосийский, нижний берриас, зона *Berriassella jacobii*, подзона *Pseudosubplanites grandis*, подошва пачки 11. Сборы В.К. Пискунова и С.В. Рудько, 2010 г.

Род *Delphinella* Le Hégarat, 1971

Delphinella cf. *tresannensis* Le Hégarat

Табл. III, фиг. 7

Ф о р м а. Раковина мелкая ($D = 27$ мм), уплощенная, полуинволютная, с высокими ($B = 11$ мм) узкими оборотами. Пупок умеренно узкий ($Ду = 5.5$ мм), мелкий, пупковая стенка узкая, крутая. Вентральная сторона не видна.

С к у л ь п т у р а. Ребристость тонкая, густая. Ребра слабоизогнутые, двураздельные, интеркалирующие, реже трехраздельные и одиночные. Двураздельные ребра ветвятся в нижней трети боковой стороны. У трехраздельных ребер первое ветвление происходит несколько выше пупкового перегиба, а второе – в верхней трети боковой стороны; главное ребро может быть как первым, так и последним в пучке. Число ребер на пол-оборота: на пупковом перегибе – 28, у вентрального перегиба – 60.

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и я. Наш экземпляр очень близок к внутренним оборотам экземпляра *Delphinella tresannensis* Le Hégarat, изображенного в работе (Аркадьев, Богданова, 2005, табл. V, фиг. 5). Вид *D. tresannensis* известен из зоны *Jacobi* Крыма (подзона *Grandis*), Юго-Восточной Франции, Испании.

М а т е р и а л. Один юный экземпляр, сплюснутый вдоль плоскости симметрии, хранящийся в Музее Землеведения МГУ, обр. МЗ МГУ 111/1 из разреза Мыс Феодосийский, основание берриаса, зона *Berriassella jacobii*, 0.45 м ниже подошвы пачки 10 (маркирующего горизонта мощного руслового турбидита). Сборы Е.Ю. Барабошкина, 2010 г.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования проведены с целью оценки пригодности образцов для палеомагнитных определений и получения дополнительной информации о вещественном составе отложений (точнее, об особенностях распределения в них ферромагнитной фракции). Исследования включали в себя изучение магнитной восприимчивости (K) и ее анизотропии, измерение величины естественной остаточной намагниченности (J_n), опыты магнитного насыщения с последующими определениями остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}), дифференцированный термомагнитный анализ (ДТМА). Измерения магнитной восприимчивости велись на приборе МФК-1В (капабридж), остаточной намагниченности – на спин-магнитометре JR-6, для ДТМА использовался термоанализатор фракций ТАФ-2 (“магнитные весы”).

Присутствие магнетита или близких к нему минералов диагностируется на кривых ДТМА по резким падениям намагниченности в районе 530–570°C, которые близки к точке Кюри Fe_3O_4

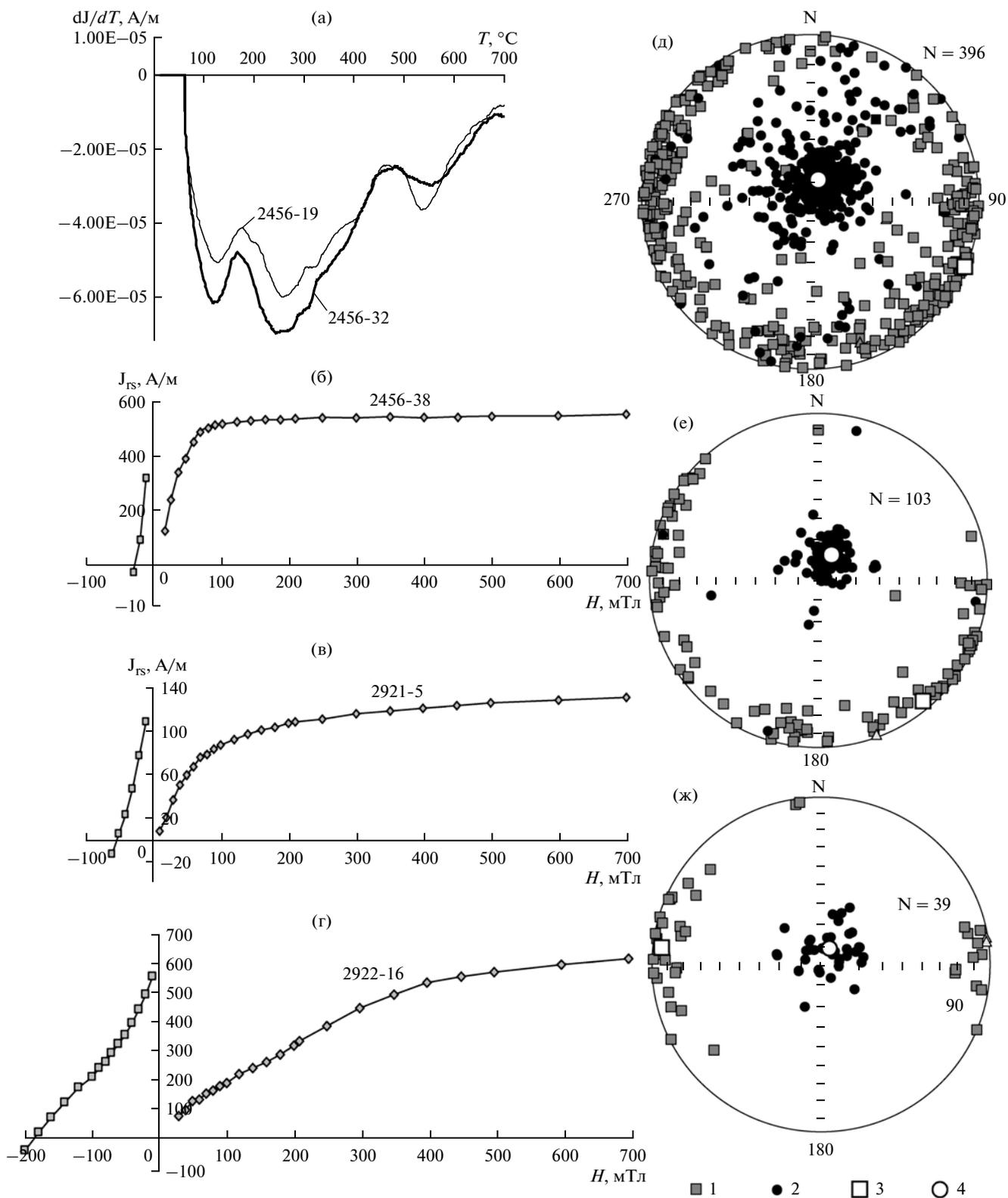


Рис. 7. Результаты магнито-минералогического анализа и анализа магнитной текстуры.

(а) – кривые ДТМА (первые производные по кривым термомагнитного анализа); (б–г) – кривые магнитного насыщения; (д–ж) – распределения направлений осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (в древней системе координат) для всех образцов (д), для образцов из обнажений 2456, 2920, 2921 (е), для глин из обнажения 2901 (ж).

Условные обозначения: 1, 2 – длинные ($K1$) и короткие ($K3$) оси эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости соответственно; 3, 4 – средние значения $K1$ и $K3$ соответственно.

(578°C) и типичны для его тонкодисперсных разностей (рис. 7а). Наличие магнетита косвенно подтверждается относительно низкими значениями полей насыщения (100–200 мТл) и остаточной коэрцитивной силы (20–40 мТл), характерными для магнитомягкой фазы (рис. 7б, 7в).

В то же время практически во всех образцах данные ДТМА фиксируют дополнительные минимумы в районе 120 и 250°C, исчезающие при повторных нагревах, а на графиках магнитного насыщения отмечается плавное, незначительное возрастание намагниченности вплоть до полей 720 мТл, даже в наиболее магнитомягких образцах с H_{cr} менее 30 мТл (рис. 7б). В ряде случаев H_{cr} увеличивается до 50–60 мТл, а возрастание J_{rs} на пологой ветви кривой становится более заметным (рис. 7в). Только четыре образца из всего разреза оказались магнитожесткими: магнитное насыщение в них не достигалось в полях 500 мТл и более, а коэрцитивная сила достигала 200–350 мТл (рис. 7г, 8).

Подобное поведение кривых ДТМА и магнитного насыщения хорошо объясняется тем, что поверхности зерен основного носителя намагниченности – магнетита частично магнетизированы и в разной степени мартитизированы. Продукту однофазного окисления Fe_3O_4 – маггемиту, вероятно, соответствует перегиб при ~250°C на кривых ДТМА, а перегиб на ~120°C, наряду с увеличением магнитной жесткости, свидетельствует о наличии гидроокислов, дегидратированных в различной степени, вплоть до гематита (мартита).

Характер анизотропии магнитной восприимчивости в исследованных образцах обнаруживает отчетливую закономерность: средние значения минимальных осей анизотропии значимо смещены от центра стереопроекции, а распределение максимальных осей идет по дугам больших кругов, несовпадающим с краями стереограмм (рис. 7д–7ж). Это говорит о том, что отложения формировались не на горизонтальной поверхности, и подтверждает вышеприведенный тезис о накоплении осадков на склоне рампа, основанный на данных седиментологического анализа. Дифференцированный анализ магнитной текстуры по отдельным интервалам сводного разреза и по литологическим разностям обнаруживает дополнительные закономерности. Например, анизотропия K в верхах разреза выражена очень слабо (рис. 7е). Глины в низах разреза, напротив, отмечены сильной анизотропией длинных осей магнитных эллипсоидов в направлении запад–восток (рис. 7ж), в то время как магнитная текстура известняков в этом же интервале разреза имеет хаотичный характер. На основе анализа этих и других особенностей анизотропии K в исследованном разрезе, ранее было сделано предположение о пла-

стических деформациях глин на крутом склоне еще на стадии нелитифицированного осадка (Багаева и др., 2010).

Исследуемые отложения характеризуются слабой или умеренной естественной магнитностью, которая в целом возрастает вверх по разрезу: K ($0.4–100.7 \times 10^{-5}$ ед. СИ) и J_n ($0.06–62.9 \times 10^{-3}$ А/м) (рис. 8). Минимальная магнитная восприимчивость ($<10 \times 10^{-5}$ ед. СИ) характерна для известняков в нижней части разреза. Весьма выразителен график параметра K/J_{rs} , являющийся индикатором среднего размера ферромагнитных зерен в породе: его максимальные значения фиксируют наибольшую среднюю размерность ферромагнитных частиц в верхах разреза (пачки 10–12) (рис. 8), что, возможно, связано с интенсификацией терригенного привноса в берриасе. Этому интервалу предшествует участок (пачки 7–9), в котором концентрируются аномально высокие значения H_{cr} (200–350 мТл) (рис. 8). Можно предположить, что они соответствуют аллотигенным зернам магнетита, которые поступали в палеобасейн уже сильно мартитизированными.

Особый интерес, в связи с обоснованием природы J_n , представляет информация о факторе Q (параметр Кенигсбергера, определяемый как отношение остаточной намагниченности к индуктивной). Весь разрез, за исключением 10-метрового интервала в пачке 11, характеризуется $Q \leq 1$ (в основном $Q \ll 1$) (рис. 8), что типично для ориентационной намагниченности. В верхах пачки 11, где Q варьирует от 1 до 1.49, а размер ферромагнитных зерен (судя по графику K/J_{rs}) минимальный (рис. 8), нельзя исключить химическую природу намагниченности.

Палеомагнитные исследования. Для проведения палеомагнитного анализа с целью получения магнитополярной характеристики разреза каждый из 240 ориентированных штуфов, отобранных с разных стратиграфических уровней (рис. 3–6), был распилен на 3–4 образца кубической формы с размерами ребер 20 мм. Лабораторные палеомагнитные исследования заключались в измерениях естественной остаточной намагниченности (J_n) образцов на спин-магнитометре JR-6 после серии последовательных магнитных чисток переменным полем (в основном до 50 мТл с шагом 5 мТл) на установке LDA-3 AF и температурой (от 100 до 550°C с шагом 50°C) в печи конструкции Апарина. Для контроля возможного лабораторного подмагничивания образцов в печь ставили по два кубика из одного штуфа с взаимно противоположной ориентировкой по двум составляющим вектора J_n . Для компонентного анализа полученных данных использовалась программа Remasoft 3.0 (Chadima, Hroudá, 2006).

Как правило, в слабомагнитных образцах из разреза Двужкорная бухта при нагревах свыше

200–300°C и воздействию полей более 50 мТл фиксировалось лабораторное подмагничивание, после чего дальнейшие магнитные чистки прекращались. В более сильномагнитных образцах из разрезов Мыс Святого Ильи и Мыс Феодосийский подмагничивание было незаметно вплоть до 500–550°C. По этой причине определения характеристической компоненты намагниченности (**ChRM**) для верхней части сводного разреза базируются преимущественно на результатах термочисток, как более эффективных для данного типа пород, а для нижней — в основном на данных размагничивания переменным полем.

В целом результаты размагничивания образцов переменным полем и температурой обнаружили хорошую сходимость (рис. 9), что существенно повышает достоверность палеомагнитных определений по сравнению с результатами, базирующимися только на одном из способов магнитных чисток. В большинстве случаев в образцах выделяется две компоненты: низкотемпературная (**НТК**) или низкокоэрцитивная (**НКК**) в диапазонах 100–200°C или 5–15 мТл соответственно и высокотемпературная (**ВТК**) или высококоэрцитивная (**ВКК**) после нагревов свыше 250°C или после воздействия переменным полем более 20 мТл (рис. 10). **НТК** и **НКК**, как правило, близки к направлению перемагничивания пород современным полем (“кресту” перемагничивания), что свидетельствует об их вязкой природе. **ВТК** и **ВКК** являются характеристическими компонентами намагниченности, которые использовались для определений магнитной полярности после отбраковки векторов, отличающихся от направления современного поля менее чем на 15°. Кучность последних в современной системе координат более чем в 4 раза превышает кучность в древней, что однозначно указывает на послескладчатую (вязкую) природу намагниченности (рис. 11). При этом нельзя исключить, что совпадение некоторых характеристических компонент J_n с “крестом” случайно, и они напрасно были исключены из дальнейшего рассмотрения.

Считалось, что проекции **ChRM**, группирующиеся в северных и северо-западных румбах нижней полусферы, соответствуют прямой полярности геомагнитного поля (N), а те, которые проявили тенденцию к обособлению в южных секторах верхней полусферы, — обратной полярности геомагнитного поля (R) (рис. 12). Многие направления имеют аномальный характер, например, с северными склонениями и отрицательными наклонениями или расположенные в южных квадрантах стереограмм и характеризующиеся крутыми положительными наклонениями. В подобных случаях при определении знака полярности мы руководствовались тенденцией в изменении вектора J_n по ходу магнитных чисток, а в качестве дополнительного критерия использова-

ли угол Δ между **ChRM** и синскладчатой компонентой намагниченности титонского–берриасского возраста (**СИН**): $D = 344^\circ$, $I = 51^\circ$, выделенной в разрезе Двужкорной бухты ранее (Печерский, Сафонов, 1993). Вектор **СИН** был определен Д.М. Печерским и В.А. Сафоновым путем введения “промежуточной” поправки на наклон пластов, при которой кучность характеристических компонент намагниченности была максимальной, что позволило “говорить о значительном вкладе в естественную остаточную намагниченность синскладчатой компоненты и относить выделенное палеомагнитное направление ко времени деформации отложений” (Печерский, Сафонов, 1993). Учитывая результаты анализа магнитной анизотропии (Багаева и др., 2010 и настоящая статья), мы полагаем, что синскладчатая компонента связана только с глинами, подвергшимися пластичным деформациям на стадии диагенеза, и является, по сути, постседиментационной. Судя по магнитной анизотропии, наиболее интенсивно деформированные глины находятся преимущественно в низах разреза Двужкорная бухта (рис. 8ж).

Если угол Δ , отсчитываемый к востоку (В) или западу (З) от **СИН**, превышал 90° , а проекция J_n в процессе чисток закономерно смещалась к югу и/или на верхнюю полусферу, то **ChRM** считалась обусловленной векторной суммой недоразрушенной “жесткой” составляющей и первичной R-компоненты. Если Δ был меньше 90° , то полярность считалась аномальной. В половину толщины палеомагнитной колонки знак полярности обозначался в тех случаях, когда и выше, и ниже по разрезу находились образцы с полярностью противоположного знака.

Построенные магнитополярные колонки по каждому обнажению (рис. 3–6) интегрированы в сводную палеомагнитную колонку, состоящую из чередования семи магнитозон: четырех прямой и трех обратной полярности (рис. 8). При построении сводной колонки игнорировались имеющиеся пропуски в определениях полярности, интервалы аномальной полярности и единичные интервалы противоположного знака на фоне доминирующей полярности.

Разная степень “загрязненности” **ChRM** стабилизированной вторичной компонентой, связанной с продуктами окисления магнетитовых зерен, приводит к очень большому разбросу R-векторов и меньше сказывается на палеомагнитной статистике по нормально намагниченным образцам (рис. 12, табл. 2), ввиду того, что направления современного и древнего геомагнитного поля прямой полярности близки. При определении компонент по диаграммам Зийдвервельда (рис. 10), **ВТК** и **ВКК**, соответствующие N-полярности, характеризуются максимальными углами

отклонения $MYO < 10^\circ$ (в основном от 2° до 8°), в то время как R-компоненты часто имеют $MYO > 15^\circ$ (до 25°). Плохое качество **ChRM**, соответствующих обратной полярности, связано отчасти и с малыми величинами J_n при высоких полях и температурах (порядка 10^{-5} – 10^{-6} А/м, что находится на пороге чувствительности измерительной аппаратуры). Тем не менее, тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990), выполненный как для всего разреза, так и для двух его крупных частей (пачки 1–9 и 9–12 соответственно), положителен (табл. 2), т.е. средние направления по совокупностям **ChRM**, соответствующих прямой и обратной полярности, статистически не отличаются от антиподальных на 90%-ном уровне значимости. Это свидетельствует о случайном, а не систематическом характере “загрязненности” характеристической компоненты в представительных выборках образцов, отобранных из пластов с разными элементами залегания.

Средние направления **ChRM** по совокупностям как N-, так и R-векторов значимо отличаются от среднего направления перематрирования пород современным полем (СП) по девяти обнажениям (табл. 2). В пределах каждого из этих обнажений элементы залеганий пластов близки между собой, а между обнажениями существенно различаются. В качестве радиуса круга доверия на 95%-ном уровне значимости (α_{95}) для СП была принята амплитуда вековой геомагнитной вариации – 10° (согласно данным В.Г. Бахмутова (2006), 1200-летняя вариация имеет амплитуду 8°).

В то же время средние векторы **ChRM** по N-совкупностям значимо отличаются и от синскладчатой компоненты (Печерский, Сафонов, 1993), принятой нами за эталонную (табл. 2). Средние же R-направления **ChRM**, характеризующиеся крайне большими доверительными интервалами ($\alpha_{95} = 12.1^\circ$ – 16.6°), статистически совпадают с **СИН** (табл. 2).

Во многих случаях направления J_n в процессе магнитных чисток закономерно перемещаются по дугам больших кругов (БК) (рис. 10), что, наряду со значительными вариациями элементов залегания пластов в сводном разрезе, создает благоприятные предпосылки для применения метода пересечения БК (Halls, 1976) с целью определения более точного направления **ChRM**. При аппроксимации траекторий изменения направлений J_n в ходе магнитных чисток дугой БК использовалось не менее 4 точек, в основном 5–8 точек. Смещение проекций вектора намагниченности по большим кругам наблюдается в основном в образцах, которые содержат характеристическую компоненту, соответствующую обратной полярности (рис. 10).

В древней системе координат все рассчитанные круги пересекаются в точке, значимо отличающейся от СП и статистически совпадающей с проекцией **СИН**, согласно (DeBiche, Watson, 1995) (табл. 2, рис. 13). Направление, полученное при пересечении БК, мы считаем наиболее надежным определением **ChRM**. Это направление устойчиво: отбраковка БК по различным критериям не приводит к его существенному смещению, а сказывается лишь на MYO (табл. 2, рис. 13).

Подводя итог результатам палео- и петромагнитных исследований разреза, проанализируем их с точки зрения соответствия предположению о древнем возрасте (первичности) намагниченности:

1. Палеомагнитная колонка разреза образована закономерным чередованием крупных магнитозон, при этом знак геомагнитной полярности индифферентен как к литологическим различиям, так и к вариациям петромагнитных характеристик (рис. 3–6, 8), что согласуется с гипотезой о геофизической природе выделенных магнитозон. Инверсия геомагнитного поля – явление планетарного масштаба, поэтому в конкретном разрезе, при условии первичности намагниченности и отсутствии перерывов в осадконакоплении, вероятность взаимосвязи между магнитополярными и литолого-магнитными характеристиками, обусловленными местными и региональными факторами, крайне мала.

2. Обоснование ориентационной (посториентационной) природы J_n тождественно обоснованию первичности последней. В исследуемом разрезе наблюдаются признаки, которые характерны для детритной намагниченности и, напротив, не типичны для химической намагниченности:

– невысокие значения фактора Q – в основном десятые доли единицы (рис. 8). Значения $Q \geq 1$ зафиксированы только на 6 уровнях, и даже если их отбраковать, то палеомагнитная структура сводной колонки разреза в целом не изменится;

– палеомагнитные межпластовые кучности относительно невысоки – не превышают несколько десятков (табл. 2);

– наиболее вероятным носителем намагниченности, судя по данным ДТМА и магнитного насыщения, является частично окисленный аллотигенный магнетит.

3. Отсутствие положительных результатов теста складки не является в данном случае основанием для отказа от магнитополярной интерпретации материалов компонентного анализа. Учитывая данные Д.М. Печерского и В.А. Сафонова (1993) о вкладе в намагниченность синскладчатой и послескладчатой компонент, естественными выглядят наши данные о статистически незначимом различии палеомагнитных кучностей по раз-

резу в древней (κ_d) и современной (κ_c) системах координат (табл. 2). Некорректность теста складки объясняется как неполным разрушением вторичной компоненты намагниченности, так и неучетом наклона первичной поверхности и синседиментационных деформаций глин. То, что исследованные отложения формировались не на горизонтальной плоскости, а на крутом склоне рампа, где нелитифицированные глинистые осадки вовлекались в вязко-текучие перемещения, согласуется не только с седиментологическими, но и с петромагнитными данными. Из результатов анализа данных о магнитной анизотропии (Багаева и др., 2010) следует, что глины деформированы интенсивнее, чем известняки. Тем не менее за поверхность напластования глины, вынужденно, принималась кровля ближайшего по разрезу пласта плотного известняка, что могло приводить к ошибкам в определении элементов залегания глинистых слоев.

4. Положительный результат теста инверсий (обращения) (табл. 2) является важным свидетельством в пользу первичности намагниченности.

5. Значимые отличия средних векторов **ChRM**, определенных разными способами, от направления современного поля, с учетом возможных вековых вариаций последнего (табл. 2), также согласуются с гипотезой о древней природе намагниченности. Использование выделенных нами характеристических компонент для расчета виртуального геомагнитного полюса мы считаем некорректным из-за незнания истинного угла склона рампа, на котором формировались отложения.

6. Важнейшим фактором, свидетельствующим в пользу древней природы намагниченности, является “критерий внешней сходимости”, т.е. идентичность палеомагнитной структуры одновозрастных отложений в удаленных разрезах. Чем более различаются сопоставляемые разрезы по литолого-фациальным характеристикам и геоструктурной принадлежности, тем более ценен признак внешней сходимости, как доказательство первичности J_n .

Палеомагнитная зональность крымского сводного разреза хорошо согласуется с общепринятыми представлениями о знакопеременном характере режима геомагнитного поля на рубеже титона–берриаса, базирующимися как на сведениях о линейных магнитных аномалиях, так и на данных по опорным разрезам (Channell et al., 1995; Ogg, Ogg, 2008) (рис. 14). Магнитопольные характеристики границы юры–мела, обоснованной по микрофаунистическим данным, получены в Карпатах на территории Словакии (Houša et al., 1997), Польши (Grabowski, Pszczółkowski, 2006) и Венгрии (Grabowski et al., 2010), в Альпах на территории Италии (Houša et al., 2004; Channell et al.,

2010) и Австрии (Lukeneder et al., 2010) (рис. 14). Особое место среди магнитостратиграфических разрезов титона–берриаса в Западной Европе занимает Пуэрто Эскано (Южная Испания), в котором магнитозоны увязаны как с микрофаунистическими (кальпионелловыми), так и аммонитовыми зонами (Pruner et al., 2010) (рис. 14). Таким образом, по крайней мере, в Тетической надобласти граница юры–мела является одним из наиболее изученных в палеомагнитном отношении интервалов мезозоя. Комплексные (био- и магнитостратиграфические) данные подобного уровня по бореальным возрастным аналогам имеются пока только по северу Сибири (полуостров Нордвик) (Хоша и др., 2007). Повсеместно верхам титона–низам берриаса (зоны *Microcanthum*, *Durangites* и *Jacobi* по аммонитам, *Chitinnoidella*, *Crassicollaria* и *Calpionella* по кальпионеллам, *NJT16*, *NJT17* и *NKT* по нанноплянктону) или верхам волжского яруса–низам бореального берриаса соответствует ряд разнополярных зон, которые идентифицируются с совокупностью магнитных хронов от $M20n$ до $M17r$ (рис. 14).

Совокупность вышеперечисленных пунктов наилучшим образом объясняется формированием намагниченности не только в момент осадконакопления, но и на стадии диагенеза, сопровождавшейся пластичными деформациями глинистых осадков. С этим выводом согласуются и результаты тестов, указывающие на первичность характеристической компоненты, и данные о синскладчатом возрасте **ChRM**, а все вместе они являются убедительным доказательством построриентационной природы J_n .

Для оценки качества палеомагнитных данных существуют системы критериев, разработанные разными авторами (Дополнения..., 2000; Van der Voo, 1993; Opdyke, Channell, 1996 и др.). Все они, различаясь в деталях, включают такие требования, как хорошее обоснование возраста пород, достаточное количество образцов, качественные магнитные чистки, проведение компонентного анализа, наличие разнополярных магнитозон и другие.

По классификации Ван дер Во (Van der Voo, 1993) индекс палеомагнитной достоверности нашего разреза составляет 6 (из 7 возможных), по критериям достоверности Н.Д. Опдайка и Дж.Е.Т. Чэйнелла (Opdyke, Channell, 1996) и А.Н. Храмова (Дополнения..., 2000), адаптированным для магнитостратиграфических целей, – 8 (из 10 возможных) и 7 (из 8 возможных) соответственно. Максимальные показатели не достигнуты из-за расположенности изученного разреза вне кратона (Van der Voo, 1993), отсутствия радиометрических датировок (Дополнения..., 2000; Opdyke, Channell, 1996) и неиспользования метода наименьших квадратов при определении палео-

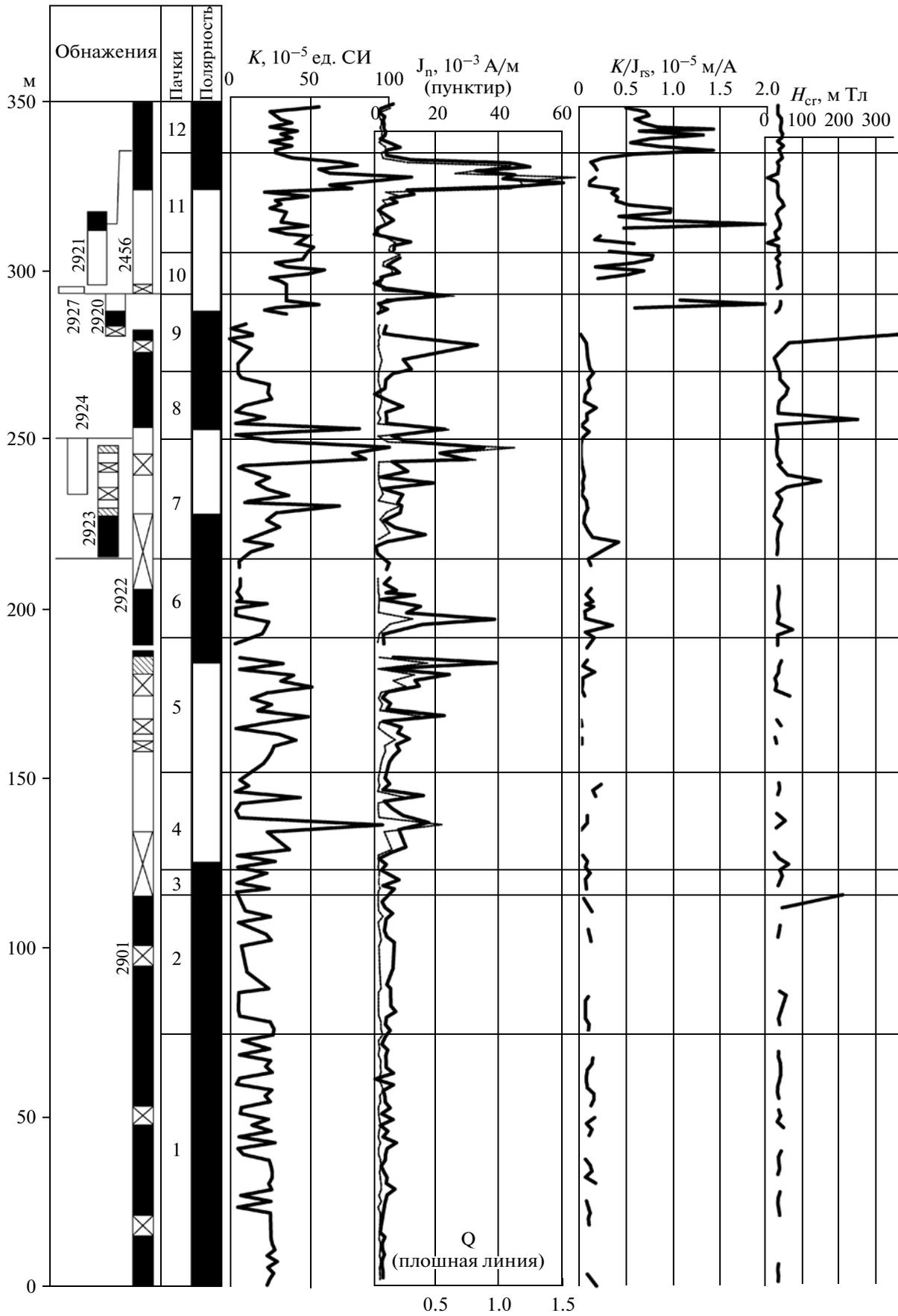


Рис. 8. Сводный магнитостратиграфический разрез пограничного интервала титона—берриаса Феодосии: палеомагнитные и петромагнитные характеристики. Условные обозначения см. на рис. 3.

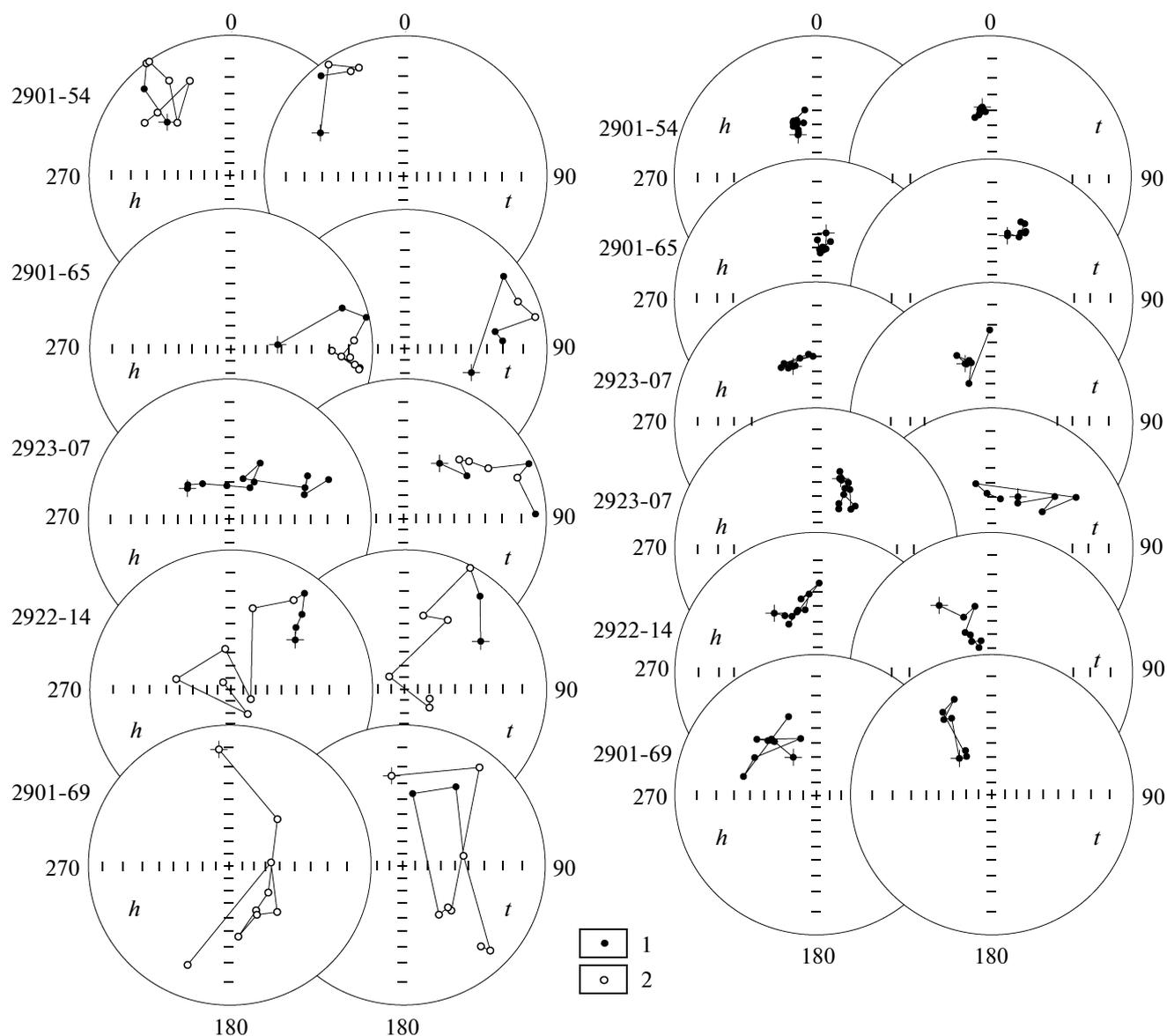


Рис. 9. Сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (*h*) и температурой (*t*). Стереографические проекции изменения направлений \mathbf{J}_n в ходе магнитных чисток даны в древней системе координат.

Условные обозначения: 1 – проекция \mathbf{J}_n на нижнюю полусферу, 2 – проекция \mathbf{J}_n на верхнюю полусферу.

магнитных направлений (Дополнения..., 2000; Opdyke, Channell, 1996).

Таким образом, несмотря на невысокое в целом палеомагнитное качество изученных пород, которое позволяет обоснованно сомневаться в определениях полярности по отдельно взятым образцам, магнитостратиграфический результат в виде палеомагнитной колонки разреза заслуживает доверия.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Магнитостратиграфическое сопоставление титона–берриаса Крыма проведено, в первую

очередь, с разрезом Пуэрто Эскано (Pruner et al., 2010), а не с магнитохронологической шкалой (Ogg, Ogg, 2008), потому что в шкале границы аммонитовых подразделений привязаны к магнитополярным хронам косвенным путем через сопоставление с микрофаунистическими зонами. Подобная процедура не однозначна по ряду причин, одна из которых – это значительная диахронность границ микрофаунистического обоснования. Например, в южноальпийских разрезах, расстояние между которыми не превышает полторы сотни километров (Channell et al., 2010), граница между наннопланктонными зонами NJT17 и НКТ меняет свое положение по отношению к по-

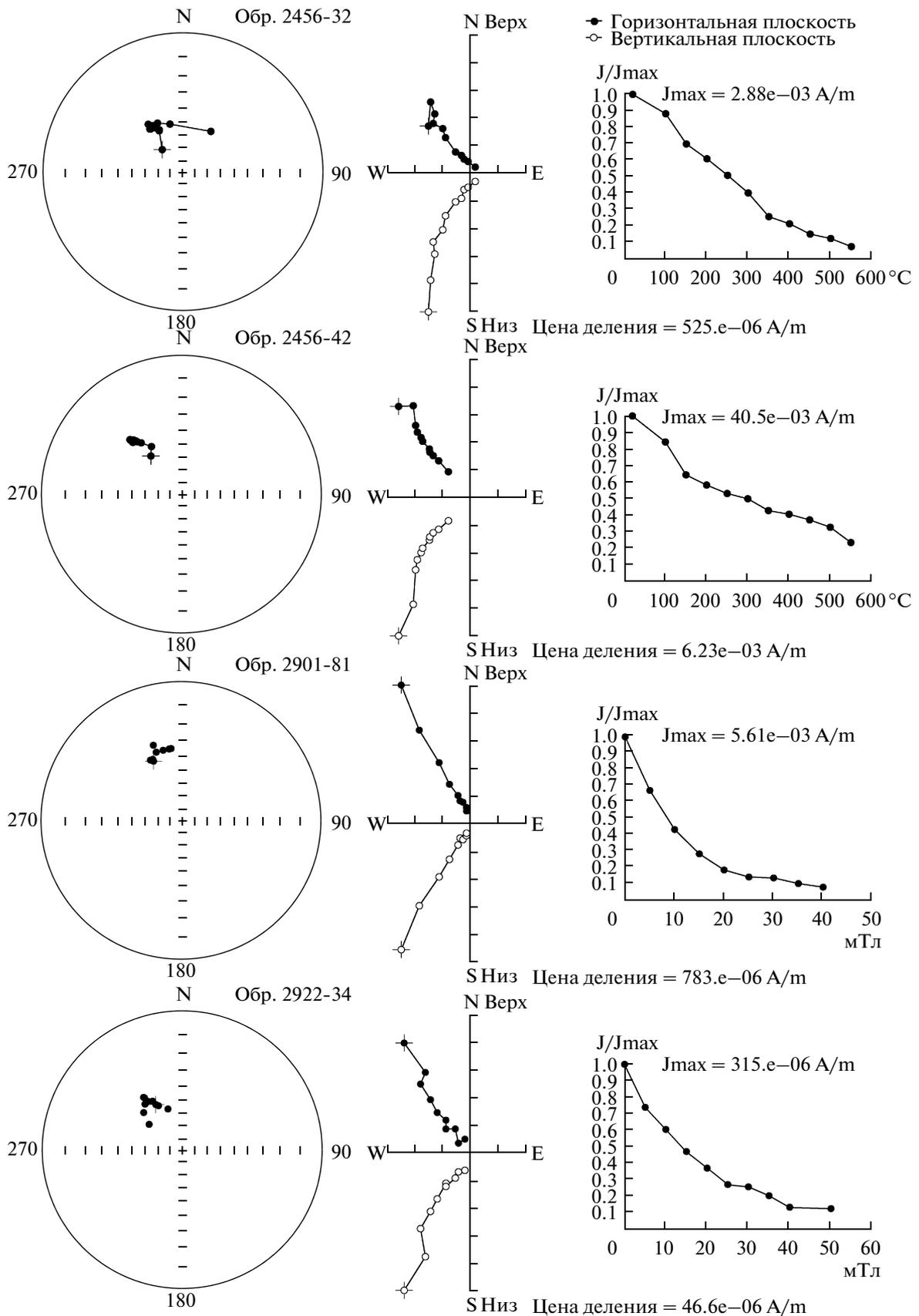


Рис. 10. Результаты компонентного анализа (слева направо): стереографические изображения изменения векторов J_H в процессе чисток переменным полем, диаграммы Зийдверведа (в географической системе координат), графики размagnичивания образцов. Условные обозначения см. на рис. 9.

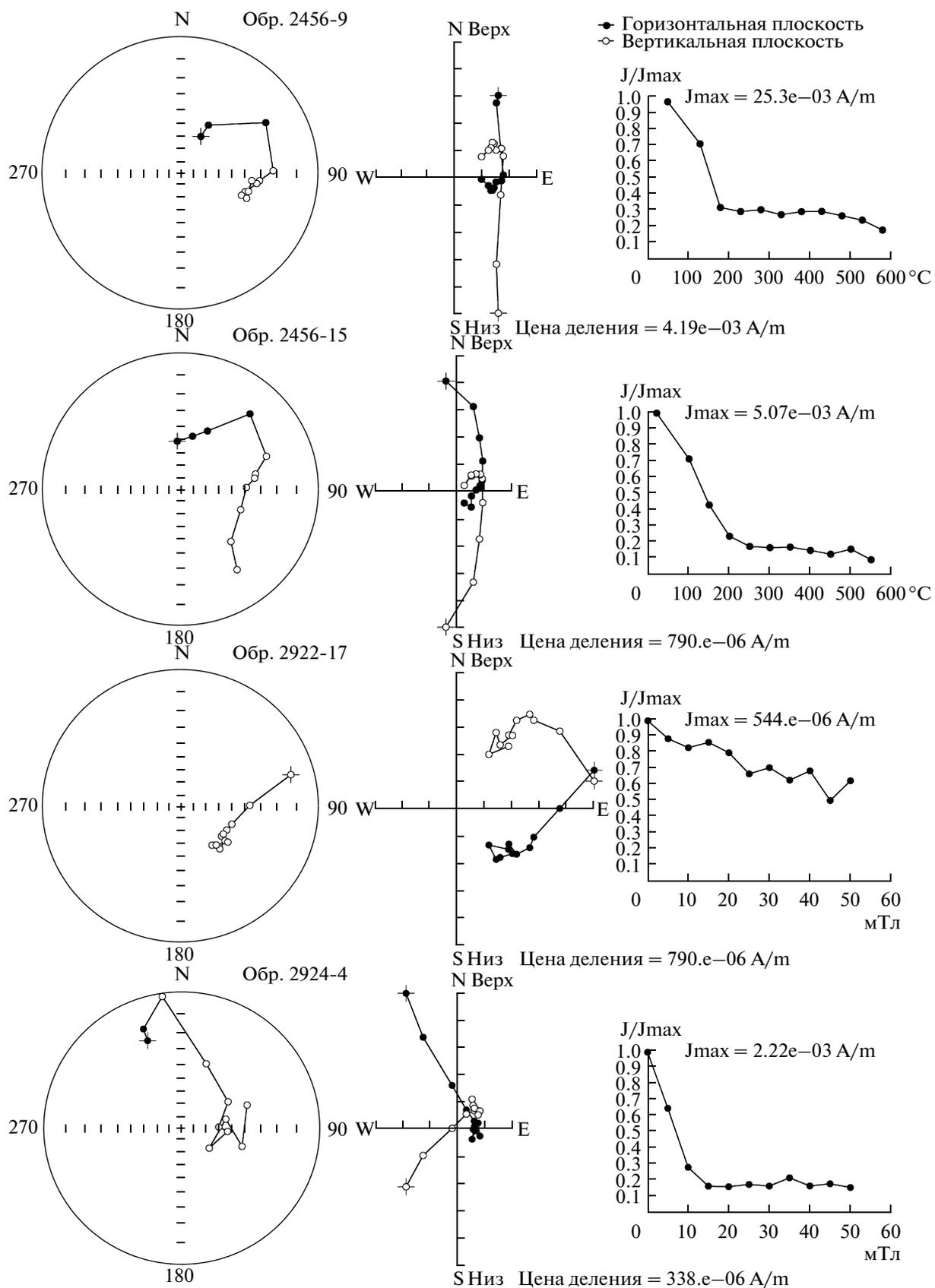


Fig. 10. Contd.

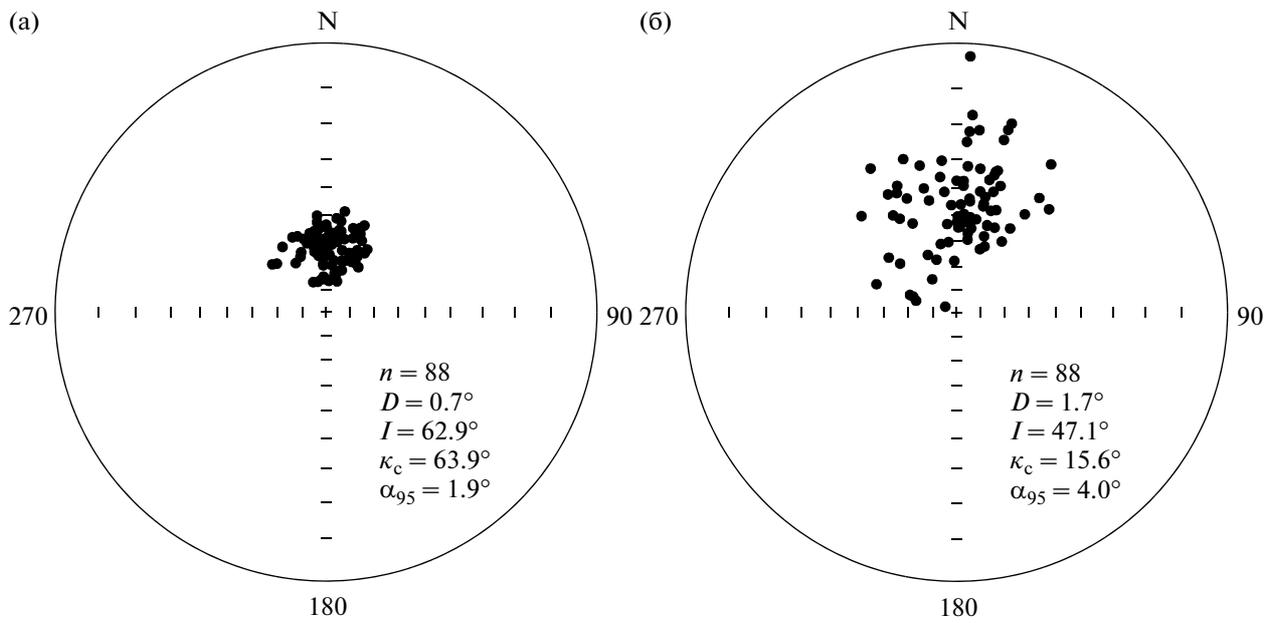


Рис. 11. Стереографические проекции низкокоэрцитивной (НКК) и низкотемпературных (НТК) компонент в современной (а) и в древней системе координат (б).

Условные обозначения см. на рис. 9. Расшифровку обозначений статистических палеомагнитных параметров см. в табл. 2.

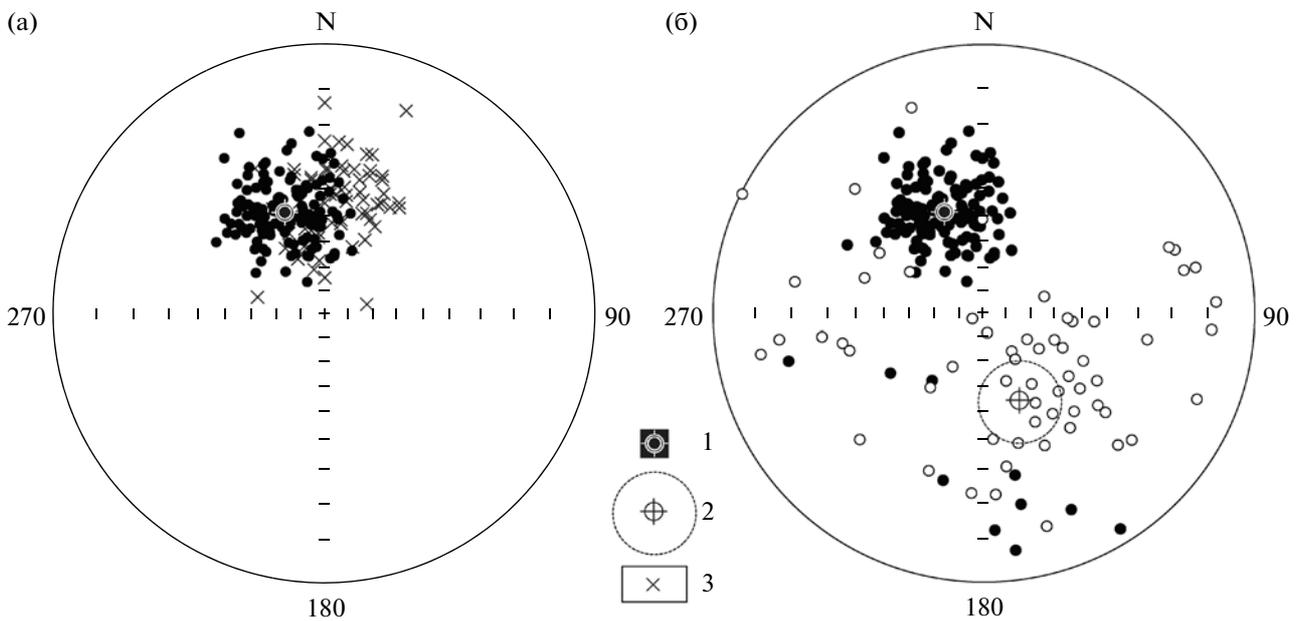


Рис. 12. Стереографические проекции ChRM (в древней системе координат): совокупности, соответствующие прямой (а) полярности, прямой и обратной полярности (б).

Условные обозначения: 1, 2 – проекции средних направлений ChRM для N- и R-совокупностей векторов соответственно; 3 – проекции направлений перемагничивания пород современным полем (“кресты” перемагничивания). Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

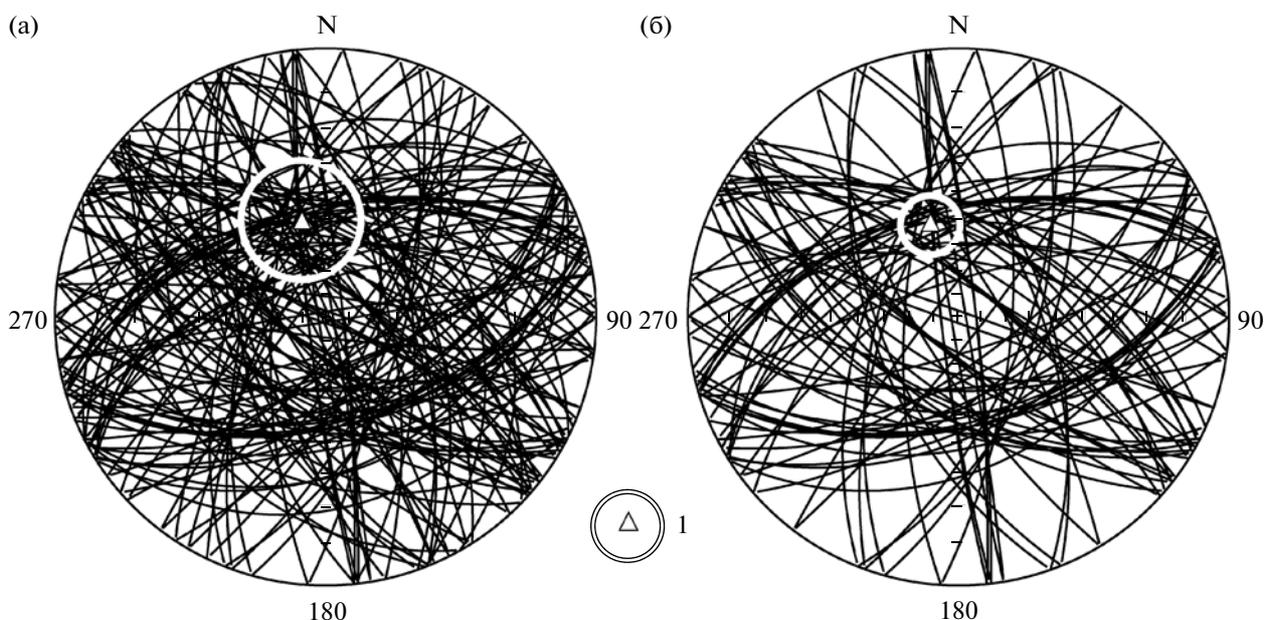


Рис. 13. Результаты определения ChRM методом пересечения больших кругов (БК) в древней системе координат: (а) — с использованием всех БК с $MZO < 20^\circ$; (б) — после исключения БК с $MZO > 10^\circ$ и образцов, взятых из участков разреза с признаками оползневых смещений (см. также табл. 2).

Условные обозначения: 1 — точка пересечения БК с достоверным интервалом (радиус круга равен MZO).

следовательности магнитных хронов от кровли M19n до верхов M18n (рис. 14).

Судя по сопоставлению с магнитостратиграфическим разрезом Пуэрто Эскано, палеонтологически “немая” пачка 1, характеризующаяся прямой полярностью, является временным аналогом верхнетитонской зоны *Microcanthum*, поскольку верхам нижнего титона свойственна уже преимущественно обратная полярность (хрон M20r). Принадлежность пачки 2 к этой же зоне была обоснована ранее по находкам аммонитов *Oloriziceras cf. schneidi* (Аркадьев, 2004; Аркадьев и др., 2008).

К подзоне *Transitorius* зоны *Microcanthum* на основании находок *Paraulacosphinctes cf. senoides* Tavera и *P. cf. transitorius* (Oppel) первоначально были отнесены и пачки 4, 5, хотя представители рода *Paraulacosphinctes* также известны и из зоны *Durangites* (Enay, Geysat, 1975). Судя по магнитостратиграфическим данным, пачка 4 соответствует уже зоне *Durangites* (Аркадьев и др., 2010), потому что охвачена магнитозонной обратной полярности, которая может быть только аналогом хрона M19r. Другие крупные магнитозоны в верхнем титоне неизвестны.

В магнитохронологической шкале следующей после M19 эпохой обратной полярности является субхрон M19n.1r (“Бродно”) (рис. 14). Поэтому вышележащая магнитозона обратного знака, соответствующая пачке 7, отождествляется именно с ним, несмотря на то, что в основании R-зоны

встречен аммонит *Neoperisphinctes cf. falloti*, ранее известный только из верхнего титона Испании, а “Бродно” в разрезе Пуэрто Эскано расположен уже в пределах берриасской зоны *Jacobi* (рис. 14). Альтернативная идентификация R-магнитозоны, характеризующей пачку 7, не возможна, если не допускать наличия неизвестных продолжительных эпох обратной полярности в позднем титоне. В крымском разрезе предполагаемый аналог M19n.1r имеет аномально большую для микрозоны мощность, сопоставимую с мощностью R-субзон — аналогов хронов M18g и M19g, что, вероятно, связано с увеличением скорости осадконакопления во время геомагнитного эпизода “Бродно”. Подобное соотношение мощностей субзоны и микрозоны (аналогов хрона M19g и субхрона “Бродно”) документируется, например, и в венгерском разрезе Локут (Lo’ku’t) (Grabowski et al., 2010) (рис. 14).

Первые находки берриасских аммонитов (*Ptychophylloceras* sp. и *Delphinella cf. tresannensis* Le He’garat), характеризующие зону *Jacobi*, обнаружены в кровле пачки 9 (в 2010 г. на мысе Феодосийский). Выше по разрезу встречены комплексы аммонитов, которые позволяют обосновать наличие двух подзон зоны *Jacobi* — *Jacobi* и *Grandis*. Крупная магнитозона обратной полярности, прослеживаемая от верхов пачки 9 до верхов пачки 11, является безусловным аналогом хрона M18r, так как других R-магнитозон в этом интервале берриаса неизвестно.

Таблица 2. Статистические параметры распределения направлений ChRM

ChRM, определенные	по диаграммам Зийдervельда	Полнрность	n	D _{ср} (°)	I _{ср} (°)	α ₉₅ или MУO (°)	Угол с СП (°)	Угол с СИH (°)	κ ₀	κ ₀ /κ _c	Результаты теста обращения (McFadden, McElhinny, 1990)			
											У (°)	У _к (°)	Кл.	
СНRM, определенные	Весь разрез	N-	135	338.4	46.5	2.5	21.1 ± 7.4	5.4 ± 4.3	25.52	1.18	1.8	11.9	C	
		R-	101	159.3	-48.2	12.1	20.1 ± 10.2	4.1 ± 8.2	2.35	1.01				
	Двукорная бухта (обн. 2901, 2922–2924)	N-	75	342.4	43.7	3.2	18.8 ± 7.6	7.0 ± 4.6	26.60	1.31	6.0	16.9	C	
		R-	26	163.1	-49.6	16.6	17.0 ± 13.2	1.5 ± 11.8	3.91	1.02				
	м. Св. Ильи–м. Феодосийский (обн. 2456, 2920, 2921, 2927)	N-	60	332.9	49.7	3.5	24.5 ± 7.6	6.8 ± 4.7	28.33	1.17	5.1	12.7	C	
		R-	52	152.3	-44.7	12.2	25.4 ± 10.9	8.9 ± 9.1	3.61	1.02				
	пересечением БК	БК с MУO < 20°		73	345.9	50.7	22.1	15.3 ± 12.7	1.2 ± 11.2					
		БК с MУO < 15°		67	342.5	50.4	23.4	17.5 ± 13.2	1.1 ± 11.7					
		БК с MУO < 15°, исключая оползни		53	345.4	48.1	19.6	15.3 ± 13.1	3.0 ± 11.6					
		БК с MУO < 10°		49	343.7	49.5	15.1	16.8 ± 11.9	1.5 ± 10.3					
БК с MУO < 10°, исключая оползни			44	344.0	51.9	12.3	17.1 ± 11.0	0.9 ± 9.2						
БК с MУO < 10°, исключая известняки			41	340.4	49.3	13.9	19.1 ± 11.7	2.9 ± 10.0						
“Синккладчатая” компонента (СИH) (Печерский, Сафонов, 1993)			50	344	51	5	17.4 ± 8.1							
Среднее направление перемагничивания пород современным полем (СП)			9	9.2	44.9	10								

κ₀/κ_c – отношение межпластовых палеомагнитных кучностей в древней и современной системе координат соответственно.

У – угол между средними N- и R-векторами,

У_к – критический угол,

Кл – классификация по (McFadden, McElhinny, 1990).

Примечание. (1) α₉₅ приведены для ChRM, определенных по диаграммам Зийдervельда, СП и СИH, MУO – для ChRM, определенных перечислением БК. (2) Для СП в качестве n взято количество обнажений, за α₉₅ принята максимальная амплитуда вековой вариации (Бахмутов, 2006). (3) При расчете углов между векторами R-направления предварительно нормировались к нормальной полярности (разворачивались на 180°). (4) Углы, образуемые векторами ChRM с СП и СИH, даны с ошибками (±), определяемыми статистикой этих векторов, согласно (Debiiche, Watson, 1995). Если угол больше ошибки, то вектора различаются значимо, если наоборот, то вектора статистически совпадают (Debiiche, Watson, 1995).

Рис. 14. Сопоставление магнитостратиграфических данных по пограничному интервалу юры—мела разных регионов. Жирной линией в магнитохронологической шкале и тетических разрезах показана граница титона—берриаса, в бореальном разрезе Нордвик — граница волжского яруса и бореального берриаса. В сводном разрезе Феодосия пунктирный прямоугольник вокруг индекса J/K обозначает интервал, в пределах которого должна располагаться граница юры—мела по результатам магнитостратиграфической корреляции с разрезом Пуэрто Эскано.

В разрезе Пуэрто Эскано не обосновано деление Jacobi на подзоны, но по аналогии с феодосийским разрезом, где граница Jacobi—Grandis приурочена к хрону M18r, можно сделать вывод о соответствии кальпионелловой подзоны Dolifhogmis в Южной Испании подзоне Grandis (рис. 14).

По аналогии с тетическими разрезами, в которых граница юры—мела определяется как по аммонитам (по подошве зоны Jacobi), так и по кальпионеллам (по подошве зоны Calpionella), граница систем в феодосийском разрезе должна располагаться в пределах нижней части хрона M19n — между кровлей M19g и основанием M19n.1r (рис. 14). Слои с Neoperisphinctes cf. falloti, с этой точки зрения, будут относиться уже к берриасу, но подобный вывод преждевременен, потому что решение проблемы местоположения границы юры—мела, как в Крыму, так и в других регионах, сводится к выбору критерия для ее определения. Не вызывает сомнения целесообразность комплексного характера био- и магнитостратиграфического обоснования рубежа титона—берриаса, но при этом не менее очевиден факт несовпадения границ, определяемых по разным группам фауны и флоры, усугубляемый диахронностью ряда используемых корреляционных реперов. Подобные случаи иллюстрируются на примерах разреза Пуэрто Эскано, в котором не совпадают границы юры—мела, обоснованные по аммонитам и по кальпионеллам (Pruner et al., 2010); Южных Альп, где в разных разрезах наблюдаются разные соотношения между наннопланктонными зонами и магнитными хронами (Channell et al., 2010) (рис. 14). По сравнению с биотическими событиями, уровни геомагнитных инверсий, безусловно, более изохронны, поэтому их, наряду с палеонтологическими признаками, следует использовать для обоснования границ подразделений общей стратиграфической шкалы в конкретных разрезах, отдавая предпочтение той инверсии, которая хорошо опознаваема и наиболее близко отвечает био- и магнитостратиграфической границе в стратотипе (Гужиков, Барабошкин, 2006). В качестве палеомагнитного критерия для определения границы юры—мела целесообразно рекомендовать подошву M19n.1r. В случае невозможности обнаружения “Бродно” следует использовать либо кровлю хрона M19g, как уровня, наиболее близкого к границе аммонитовых зон Durangites—Jacobi в опорном разрезе Пуэрто Эскано (Pruner et al., 2010), либо подошву хрона M18r, как это предлагает Дж.Е.Т. Чэйненелл с соавторами

(Channell et al., 2010). Однако выбору палеомагнитного критерия должно предшествовать окончательное решение вопроса о палеонтологических индикаторах границы юры—мела.

ВЫВОДЫ

1. Впервые составлен непрерывный разрез верхнего титона—нижнего берриаса (зоны Jacobi) в районе г. Феодосии, выполнено его детальное послойное описание, проведена седиментологическая интерпретация, в результате которой сделано заключение о полноте стратиграфической летописи.

2. Впервые в изученном разрезе установлена последовательность верхнетитонских аммонитов. Найдены аммониты, позволившие уточнить положение подошвы берриасской зоны Jacobi и подзоны Grandis.

3. Впервые получены представления о непрерывной последовательности магнитозон в верхнем титоне — зоне Jacobi Крыма, которые идентифицированы с магнитными хронами M20n, M19, M18 и субхроном M19n.1r. В результате био- и магнитостратиграфического сопоставления с пограничными интервалами титона—берриаса в Южной Испании и других регионах, в феодосийском разрезе установлены временные аналоги стандартных аммонитовых зон Западной Европы: *Microcanthum*, *Durangites* и *Jacobi*.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам статьи М.А. Рогову (ГИН РАН) за консультацию при определении верхнетитонских аммонитов и большой редакторский труд и А.Ю. Казанскому (ИНГГ СО РАН), давшему ряд полезных советов и замечаний по магнитостратиграфической части публикации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 11-05-00405, 10-05-00276, 10-05-00308) и ФЦП “Научно-педагогические кадры инновационной России. Мероприятие 1.1 Проведение научных исследований коллективами научно-образовательных центров” (гос. контракт № 14.740.11.0190).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аркадьев В.В.* Зона Berriasella jacobi—Pseudosubplanites grandis берриаса Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 6. С. 29—35.
- Аркадьев В.В.* Первая находка позднетитонского аммонита в Феодосийском разрезе Восточного Крыма // Палеонтол. журн. 2004. № 3. С. 39—45.

- Аркадьев В.В.* Граница юры и мела в Горном Крыму // Очерки по региональной геологии. Сборник научных трудов. Саратов: Издательский центр "Наука", 2008. С. 6–19.
- Аркадьев В.В.* Новые данные об аммонитах рода *Paraulacosphinctes* из верхнего титона Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 120–124.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н.* Род *Delphinella* (Ammonoidea) из берриаса Горного Крыма // Палеонтол. журн. 2005. № 5. С. 30–38.
- Аркадьев В.В., Рогов М.А.* Новые данные по биостратиграфии и аммонитам верхнего кимериджа и титона Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 90–104.
- Аркадьев В.В., Савельева Ю.Н.* Зона *jacobi–grandis* берриаса Горного Крыма // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии. Тез. докл. XLVIII сессии Палеонтол. о-ва. СПб., 2002 г. С. 11–13.
- Аркадьев А.А., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М.* Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Второе Всероссийское совещание "Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". Тез. докл. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. С. 17.
- 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. С. 84–112.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др.* Берриас Горного Крыма: зональное расчленение и корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 57–80.
- Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю. и др.* Новые данные по био- и магнитостратиграфии Феодосийского района Горного Крыма // Материалы Пятого Всероссийского совещания "Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии" (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 49–53.
- Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б.* Результаты исследований анизотропии магнитной восприимчивости титона–берриаса Горного Крыма // Материалы Пятого Всероссийского совещания "Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии" (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 63–66.
- Барабошкин Е.Ю.* Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в раннем мелу // Серия аналитических обзоров "Очерки по региональной геологии России." Ред. Межеловский Н.В. М.: Изд-во Геокарт, GEOS, 2005. Вып. 1. С. 201–232.
- Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т.* Ихнокомплексы и условия формирования пограничных отложений юры и мела восточного Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание: научные материалы (26–30 сентября 2011 г., Санкт-Петербург). Ред. Захаров В.А. СПб.: ООО "Издательство ЛЕМА", 2011. С. 30–32.
- Бахмутов В.Г.* Палеоэволюционные геомагнитные вариации. Киев: Наукова думка, 2006. 295 с.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А.* О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестник Ленингр. ун-та. Геол.-геогр. Вып. 1. 1981. № 6. С. 5–14.
- 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. М.: Наука, 1984. С. 28–35.
- Горбачик Т.Н.* Особенности распределения фораминифер в отложениях берриаса и валанжина Крыма // Вестник МГУ. Сер. геол. 1969. № 6. С. 58–67.
- Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т.* Особенности берриасского и валанжинского бассейнов Крыма и их населения // Вестник МГУ. Сер. геол. 1970. № 3. С. 16–25.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю.* Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела Тетического и Борейального поясов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 365–368.
- Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Друщиц В.В.* О границе между юрской и меловой системами. Тезисы доклада. М.: Изд-во МГУ, 1969. 11 с.
- Друщиц В.В., Кудрявцев М.П.* Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. 701 с.
- Куваева С.Б., Янин Б.Т.* Палинологическая характеристика нижнемеловых отложений Горного Крыма // Вестник МГУ. Сер. геол. 1973. № 5. С. 49–57.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н.* Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 136 с.
- Лобачева С.В., Смирнова Т.Н.* Разнообразие берриасских брахиопод Крыма // Первое Всероссийское совещание "Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии" (Москва, 4–6 февр. 2002 г.). Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 48–49.
- Лобачева С.В., Смирнова Т.Н.* Комплексы брахиопод берриаса Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 68–80.
- Матвеев А.В.* Известковый наннопланктон титона Восточного Крыма // Ископаемая фауна и флора Украины: палеоэкологический и стратиграфический аспекты. Биостратиграфия, палеонтология. Мезозой. Киев: Институт геологических наук НАН Украины, 2009. С. 104–107.
- Матвеев А.В.* Известковый наннопланктон нижнего берриаса Горного Крыма // Материалы Пятого Всероссийского совещания "Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии" (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 251–256.
- Муратов М.В.* Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Труды МГРИ. 1937. Т. 7. С. 21–122.
- Печерский Д.М., Сафонов В.А.* Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в

- средней юре—раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96—105.
- Платонов Е.С., Аркадьев В.В. Граница юры и мела в Восточном Крыму по аммонитам и тинтиннидам // Темпы эволюции органического мира и биостратиграфия. Материалы LVII сессии Палеонтол. общества при РАН. СПб., 2011. С. 98—100.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Сравнительная стратиграфия и фауна пограничных слоев юры и мела Восточной Европы // Геология и нефтегазоносность Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГНИ. 1974. Вып. 152. С. 194—214.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Берриас бореальных провинций Европы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 86—98.
- Смирнова Т.Н. Распространение нижнемеловых брахиопод Крыма и Северного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 35. № 6. С. 132.
- Соколов В.Д. Материалы для геологии Крыма. Крымский титон // Изв. Моск. о-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1886. Т. XIV. С. 1—43.
- Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н. Остракоды пограничных слоев юры и мела Восточного Крыма: стратиграфия и палеоэкология // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 135—155.
- Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н., Аркадьев В.В. Остракоды титона и берриаса Восточного Крыма // Тез. науч. конф. “Ломоносовские чтения”. М.: МГУ, 2004. URL: <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1170516>
- Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 63—76.
- Щенникова А.С., Аркадьев В.В. Тинтинниды (Tintinoidae, Infusoria) из титон-берриасских отложений Горного Крыма // Материалы LV сессии Палеонтол. общества при РАН. СПб., 2009. С. 166—167
- Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. и др. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестник МГУ. Сер. геол. 2006. № 1. С. 3—15.
- Ямпольская О.Б., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И. Магнитостратиграфическая характеристика пограничных отложений юры—мела Восточного Крыма // Материалы Третьего Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (23–27 сентября 2009 г., Саратов). Ред. Захаров В.А. Саратов: Издательский центр “Наука”, 2009. С. 265—267.
- Янин Б.Т., Барабошкин Е.Ю. Следы жизнедеятельности донных организмов в нижнемеловых отложениях Крыма: таксономический, стратиграфический и ихнофацциальный анализ // Материалы Пятого Всероссийского совещания “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (23–28 августа 2010 г., Ульяновск). Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 364—366.
- Янин Б.Т., Смирнова Т.Н. Стратиграфическое распространение двустворчатых моллюсков и брахиопод в берриасе и валанжине Крыма // Бюлл. МОИП. Отдел. геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 82—94.
- Bogdanova T.N., Arkadiev V.V. Revision of species of the ammonite genus *Pseudosubplanites* from the Berriasian of the Crimean mountains // *Cretaceous Res.* 2005. V. 26. P. 488—506.
- Chadima M., Hrouda F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Gophysiques.* 2006. V. XXVII. P. 20—21.
- Channell J.E.T., Erba E., Nakanishi M., Tamaki K., Late Jurassic—Early Cretaceous timescales and oceanic magnetic anomaly block models // *Geochronology, Time Scales and Stratigraphic Correlation.* Eds. Berggren W.A., Kent, D.V., Aubry M., Hardenbol J. SEPM Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 51—63.
- Channell J.E.T., Casellato C.E., Muttoni G., Erba E. Magnetostratigraphy, nannofossil stratigraphy and apparent polar wander for Adria-Africa in the Jurassic—Cretaceous boundary interval // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 293. P. 51—75.
- Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B12. P. 24405—24430.
- Drushchits V.V. The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations // *Colloque sur la limite Jurassique—Cretacee*, Lyon, Neuchatel, Septembre 1973. *Memoires de Bureau de Recherches Geologiques et Minieres de France.* Paris. 1975. № 86. P. 337—341.
- Enay R., Geyssant J.R. Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne me'ridionale) / *Colloque sur la limite Jurassique—Cre'tacee'* (Lyon, Neuchâtel, September 1973) // *Me'm. Bur. Rech. ge'ol et minie'res.* 1975. V. 86. P. 39—55.
- Geyssant J. *Tithonien* // *Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Europe'en et Me'diterrane'en.* Cariou E., Hantzpergue P. (coord.). *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* 1997. Me'm. 17. P. 97—102.
- Grabowski J., Pszczołkowski A. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian—Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary // *Cretaceous Res.* 2006. V. 27. P. 398—417.
- Grabowski J., Haas J., Ma'rton E., Pszczołkowski A. Magneto- and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Lo'cu't section (Transdanubian range, Hungary) // *Stud. Geophys. Geod.* 2010. № 54. P. 1—26.
- Halls H.C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1976. V. 45. P. 297—304.
- Hoedemaeker P.J., Rawson P.F. Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, September 5, 2000) // *Cretaceous Res.* 2000. № 21. P. 857—860.
- Houša V., Krs M., Krsova M. et al. High-resolution magnetostratigraphy across the Jurassic—Cretaceous boundary strata at Brodno near Z'ilina, Western Carpathians, Western Slovakia // *Mineralia Slovaca.* 1997. № 29. P. 312—314.
- Houša V., Krs M., Man O. et al. Combined magnetostratigraphic, palaeomagnetic and calpionellid investigations across Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso

- Valley, Umbria, central Italy // *Cretaceous Res.* 2004. V. 25. P. 771–785.
- Le He'garat G.* Perisphinctidae et Berriasellidae de la limite Jurassique Cre'tace'. Genres nouveaux et revision critique de quelques definitions taxonomiques ante'rieures // *C.R. Acad. Sci. Paris.* 1971. Se'r. D. T. 273. № 10. P. 850–853.
- Lukeneder A., Hala'sova' E., Kroh A. et al.* High resolution stratigraphy of the Jurassic–Cretaceous boundary interval in the Gresten Klippenbelt (Austria) // *Geologica Carpathica.* 2010. V. 61. № 5. P. 365–381.
- Mazenot G.* Les Palaeohoplitidae titoniques et berriasiens du Sud-Est de la France // *Memoires de la Societe Geologique de France, Paris, new series.* 1939. T. 18. Fasc.1–4. Mem. 41. P. 303. Fig. 8. Pl. 40.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- Ogg J., Ogg G.* Late Jurassic (139–169 Ma time-slice). 2008 // URL: http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5_JurCret_Sept08.pdf
- Olo'riz F., Tavera J.M.* Correlation of the Tithonian in central sector of the Betic Cordilleras (Spain) in the light of recent studies // *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. de la Terre.* 1982. V. XXX. № 3–4. P. 145–156.
- Opdyke N.D., Channell J.E.T.* *Magnetic Stratigraphy.* N.Y.: Academic press, 1996. 344 p.
- Pruner P., Housa V., Oloriz F. et al.* High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escano section (southern Spain) // *Cretaceous Res.* 2010. V. 31. P. 192–206.
- Reboulet S., Klein J., Barragan R. et al.* Report on the 3rd International meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the “Kilian Group” (Vienna, Austria, 15th April 2008) // *Cretaceous Res.* 2009. V. 30. P. 496–502.
- Retowski O.* Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia // *Bull. Soc. Natur. Mosc. N. se'r.* 1893. V. 7. № 2–3. P. 206–301.
- Stow D.A.V., Wetzel A.* Hemiturbidite: a new type of deep-water sediment // *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results.* 1990. Vol. 116. P. 25–34.
- Tavera J.M.* Los ammonites del tithonico superior–berriasense de la zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Doctoral Dissertation. Granada: Universidad de Granada, 1985. 381 p.
- Tavera J.M., Aguado R., Company M., Olöriz F.* Integrated biostratigraphy of the Durangites and Jacobi zones (J/K Boundary) at the Puerto Escaño section in Southern Spain (Province of Cordoba) // *Geobios.* 1994. Memoire Special 17. P. 469–476.
- Van der Voo R.* *Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans.* Cambridge: Cambridge University press, 1993. 412 p.

Рецензенты А.Ю. Казанский, М.А. Рогов