

Министерство образования и науки Российской Федерации
ГОУ ВПО "САРАТОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ Н.Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО"

На правах рукописи

Багаева Марина Игоревна

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПЕТРОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕГО ТИТОНА-
БЕРРИАСА ГОРНОГО КРЫМА: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ШКАЛЫ
ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ И РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ
РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ**

25.00.01 - Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

научный руководитель
д.г.-м.н., профессор А.Ю. Гужиков

САРАТОВ 2014

Оглавление

Перечень символов и условных обозначений.....	4
Введение.....	6
Глава 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ.....	12
1.1. История изучения берриасского яруса и границы юры и мела	13
1.2. История изучения отложений пограничного интервала юры и мела в Горном Крыму	20
1.3. Магнитостратиграфические данные по титону и берриасу различных регионов.....	26
1.4. Петромагнитные исследования отложений нижнего мела Горного Крыма	41
Глава 2. МЕТОДИКА РАБОТ.....	44
2.1. Выбор объектов исследований и полевые работы	44
2.2. Лабораторные исследования, анализ и интерпретация данных.....	47
2.3. Компонентный анализ	54
2.4. Полевые тесты	56
2.5. Вид и генезис ферромагнитных минералов	58
2.6. Природа палеомагнитных зон	60
Глава 3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ	62
3.1. Восточный Крым.....	63
3.2. Центральный Крым.....	95
3.3. Анизотропия магнитной восприимчивости	115
Глава 4. РЕШЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО ВЕРХНЕМУ ТИТОНУ-БЕРРИАСУ ГОРНОГО КРЫМА.....	119
4.1. Магнитостратиграфическая схема верхнего титона-берриаса Горного Крыма	120
4.2. Уточнение относительного возраста отложений.....	124

4.3. Прослеживание уровня границы юры-мела от западотетических разрезов до Горного Крыма	125
4.4. Обоснование детальных стратиграфических подразделений, пригодных к геологическому картированию	132
4.5. Расчет скоростей осадконакопления.....	136
4.6. Обоснование выделения субхрона M16n.1r в международной шкале геомагнитной полярности	139
Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО ТИТОНУ-БЕРРИАСУ ГОРНОГО КРЫМА.....	140
5.1. Петромагнитные свойства, как индикаторы колебаний уровня моря.....	140
5.2. Данные об анизотропии магнитной восприимчивости, как показатели нарушенных залегающих пород.....	145
5.3. Геологическая интерпретация данных АМВ	149
Заключение	158
Список литературы	160

Перечень символов и условных обозначений

K – магнитная восприимчивость,

K_t – магнитная восприимчивость после нагрева

J_n , EON , NRM – естественная остаточная намагниченность,

J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения,

J_i – индуктивная намагниченность,

H – внешнее магнитное поле,

H_{cr} – остаточная коэрцитивная сила,

$dK=K_t-K$ – прирост магнитной восприимчивости,

$FD=(K_{LF}-K_{HF})/K_{LF}*100\%$ (FD-фактор) – частотная зависимость магнитной восприимчивости, где K_{LF} – магнитная восприимчивость, измеренная на низкой частоте (976 Гц), K_{HF} – магнитная восприимчивость, измеренная на высокой частоте (3904 Гц)

$Q=J_n/J_i$ – параметр Кенигсбергера (фактор Q),

AMB – анизотропия магнитной восприимчивости,

ДТМА – дифференциальный термомагнитный анализ

N – прямая полярность геомагнитного поля,

R – обратная полярность геомагнитного поля,

N_r – преимущественно прямая полярность геомагнитного поля,

R_n – преимущественно обратная полярность геомагнитного поля,

$Fl.$, $L.$ – широта и долгота палеомагнитного полюса (виртуального геомагнитного полюса - ВГМП) в современных географических координатах,

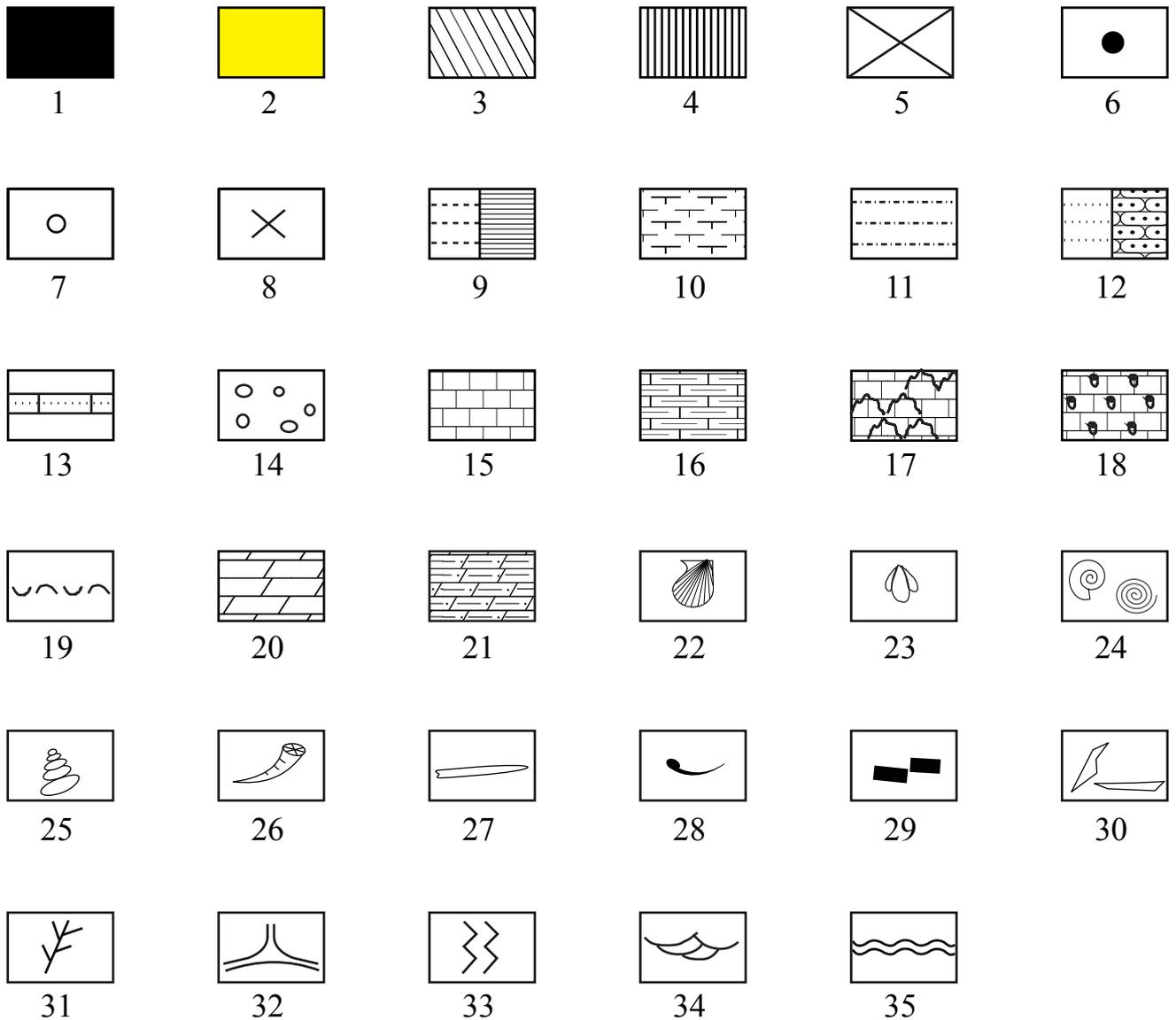
K – кучность (степень ориентации) палеомагнитных векторов,

α_{95} – радиус круга доверия среднего палеомагнитного вектора (при уровне значимости $p=0,05$)

B_{95} – радиус круга доверия для среднего палеомагнитного полюса (при уровне значимости $p=0,05$)

НКК, НТК – низкокоэрцитивная и низкотемпературная компоненты

ВКК, ВТК – высококоэрцитивная и высокотемпературная компоненты



1 - прямая полярность геомагнитного поля; 2 - обратная полярность геомагнитного поля; 3 - аномальная полярность геомагнитного поля; 4 - данные о полярности, исключенные из рассмотрения; 5 - отсутствие данных о полярности; 6 - стереографические проекции направлений J_n на нижнюю полусферу; 7 - стереографические проекции направлений J_n на верхнюю полусферу; 8 - проекции направлений перемагничивания пород современным полем ("крест" перемагничивания); 9 - глина; 10 - известковая глина; 11 - алевролит; 12 - песчаник; 13 - известковистый песчаник; 14 - кварцевый конгломерат; 15 - известняк; 16 - глинистый известняк; 17 - рифогенный известняк; 18 - губковый известняк; 19 - ракушечник; 20 - мергель; 21 - алевролитистый мергель; 22 - двустворки; 23 - брахиоподы; 24 - аммониты; 25 - гастроподы; 26 - кораллы; 27 - белемниты; 28 - биокласты; 29 - растительный детрит; 30 - скелетный детрит; 31 - крупные растительные остатки; 32 - талассиноиды, 33 - неопределенные биотурбации; 34 - троговая косая слоистость; 35 - стратиграфические несогласия или эрозионные поверхности.

Введение

Актуальность работы

Палеомагнитные и петромагнитные данные являются эффективными инструментами для изучения строения и истории формирования осадочных толщ. Несмотря на внушительный срок геологических исследований в Крыму (более 200 лет) многие аспекты стратиграфии, тектоники, палеогеографии титона-берриаса нуждаются в уточнении или пересмотре, и поэтому привлечение новых, информативных методов, к которым относятся методы магнетизма горных пород, для решения актуальных проблем региональной геологии Горного Крыма остаются актуальными и сейчас.

Необходимость привлечения палеомагнитных определений для уточнения геологического строения пограничного интервала юры-мела Горного Крыма определяется редкостью фаунистических находок и монотонностью литологического строения этого интервала. На основе имеющихся палеонтологических данных невозможно определить с приемлемой точностью положение границ общих стратиграфических подразделений (в т. ч. границу юры-мела, понимаемую, по аналогии с западнотетическими разрезами, в основании зоны Jacobi) в пределах многосотметровых толщ, а литологические данные не позволяют выделить более двух-трех свит в верхнетитонском – берриасском комплексе, мощность которого исчисляется тысячами метров. Однако проблема детального расчленения и корреляции титона–берриаса Горного Крыма может быть решена на магнитополярной основе, а определение и уточнение относительного возраста пород (на уровне подъярусов, зон, подзон) возможно путем магнитостратиграфического сопоставления крымских разрезов с западнотетическими стандартными шкалами.

Следует отметить, что, согласно Стратиграфическому кодексу РФ [2006] магнитостратиграфические схемы являются обязательным атрибутом среднемасштабных геологических съемок нового поколения на территории России. Кроме того, палеомагнитные данные по серии опорных разрезов служат

основой для уточнения и детализации Международной шкалы геомагнитной полярности (GPTS) и востребованы при проведении палеогеодинамических реконструкций.

Магнитостратиграфическое изучение пограничного интервала юры-мела Крыма актуально также в связи с привлечением палеомагнитных критериев для обоснования границы юрской и меловой систем, активно обсуждаемым в последнее время [Барабошкин и др., 2013; Гужиков, 2013б; Wimbledon et. al. 2011; Ogg, Hinnov, 2012; и др.].

Обоснованность использования петромагнитных параметров для выявления особенностей вещественного состава, геологического строения и условий формирования осадочных толщ ранее многократно была доказана на примере изучения осадочных толщ различного возраста и генезиса [Молостовский, 1986, Гужиков, Молостовский, 1995; Evans, Heller, 2003 и многие др.], в том числе и нижнемелового комплекса Горного Крыма [Ямпольская, 2005, Ямпольская и др., 2006]. Экспрессность, массовость и доступность получения сведений о магнитных свойствах пород являются достоинством петромагнитного метода и, наряду с возможностью получения нетривиальной информации, определяют целесообразность его использования для уточнения геологического строения пограничного интервала юры-мела Горного Крыма.

В последние годы информационный потенциал петромагнитного метода значительно расширился за счет возможности исследований анизотропии магнитной восприимчивости (магнитной текстуры) пород на современной высокочувствительной аппаратуре Анализ магнитной анизотропии отложений позволяет получать важную информацию об условиях их формирования, зачастую, недоступную традиционным методам.

Цель работы

Построение магнитостратиграфической схемы пограничного интервала юры-мела Горного Крыма, уточнение геологического строения и условий

формирования верхнего титона - берриаса Восточного и Центрального Крыма с помощью палео- и петромагнитных данных.

Для достижения поставленных целей необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Провести детальные палео- и петромагнитные исследования опорных разрезов верхнетитонских и берриасских отложений Восточного и Центрального Крыма.
2. Уточнить относительный возраст изученных отложений путем палеомагнитного сопоставления пограничного интервала юры-мела Горного Крыма с возрастными аналогами Западнотетической области и магнитохронологической шкалой (GPTS).
3. Провести геологическую интерпретацию петромагнитных данных.

Фактический материал

Магнитостратиграфические исследования верхнего титона-берриаса ведутся автором с 2009 года на территории Восточного и Центрального Крыма (Феодосийский и Белогорский районы). За время полевых работ 2009-2012 гг. была собрана коллекция ориентированных образцов из 17 опорных разрезов, более чем с 600 стратиграфических уровней. Суммарная мощность опробованных обнажений составила более 800 м. Также автором были привлечены образцы из палеомагнитной коллекции, собранной в 2002-2003 гг. О.Б. Ямпольской: проведены лабораторные исследования (магнитные чистки, петромагнитные измерения) образцов более, чем со 100 стратиграфических уровней.

Общий объем коллекции, подвергнутой палеомагнитным исследованиям составляет более 1000 ориентированных образцов, анизотропия магнитной восприимчивости была измерена у 1550 ориентированных образцов, количество образцов, по которым получены различные петромагнитные параметры превышает 2000.

Защищаемые положения

1. Построена магнитостратиграфическая схема верхнего титона - берриаса Горного Крыма, в которой установлены аналоги всех позднетитонских-

берриасских магнитных хронов, увязанные с местными лито- и биостратиграфическими подразделениями. В крымских разрезах, по результатам межрегиональных палеомагнитных корреляций установлены возрастные аналоги и уточнены положения границ некоторых стандартных аммонитовых зон и подзон, в том числе уровень, принимаемый за подошву мела в Западнотетической области. Предложены магнитостратиграфические подразделения, пригодные для средне- и крупномасштабного картирования титонского-берриасского комплекса Горного Крыма.

2. В верхнем берриасе Восточного Крыма установлен новый корреляционный репер глобального масштаба – микрозона обратной полярности, которая должна быть внесена в Международную шкалу геомагнитной полярности (GPTS) в качестве нового субхрона M16n.1r ("Феодосия").

3. На основе палео- и петромагнитных данных уточнено строение титонского-берриасского комплекса Горного Крыма и получены новые сведения об условиях его формирования. В частности, выявлена надвиговая структура в районе с. Балки (Центральный Крым), оценены скорости осадконакопления, установлены, наряду с постседиментационными, синседиментационные дислокации в титонских-берриасских глинах.

Научная новизна

1. Впервые в Горном Крыму получена магнитостратиграфическая характеристика верхнего титона и установлена непрерывная последовательность магнитозон – аналогов всех верхнетитонских-берриасских магнитных хронов. 2. Доказано наличие в пределах магнитного хрона M16n субхрона M16n.1r («Феодосия»). 3. Впервые обосновано наличие в Восточном Крыму аналогов верхнетитонской зоны *Durangites* и верхнеберриасской подзоны *Alpillensis* зоны *Boissieri*, получены сведения о соответствии слоев с *Malbosiceras chaperi* зоне *Ossitanica* в Центральном Крыму. 4. В разрезах на территории Восточного Крыма по палеомагнитным данным значительно сужен интервал вероятного положения границы юрской и меловой систем, определяемый в западнотетической области по подошве зоны *Jacobi*. 5. По данным о магнитной анизотропии обнаружено

неизвестное ранее дизъюнктивное нарушение в берриасе Центрального Крыма, установлены направления тектонических деформаций титонских-берриасских пород. б. В берриасских известняках Центрального Крыма установлено влияние биотурбаций на характер магнитной текстуры пород.

Теоретическая и практическая значимость

Созданная магнитостратиграфическая схема верхнего титона-берриаса Горного Крыма необходима для проведения среднемасштабных геологосъемочных работ в регионе, служит инструментом для выполнения детальных (зональных и инфразональных) межрегиональных корреляций и основой для уточнения и детализации соответствующего интервала Международной шкалы геомагнитной полярности. Полученные магнитостратиграфические сведения усиливают позиции использования палеомагнитного критерия в качестве одного из первичных маркеров границы юрской и меловой систем.

Массив петромагнитных данных, в том числе о магнитной текстуре пород, может быть использован для реконструкций условий формирования пород и востребован при интерпретации материалов магнитометрических съемок.

Апробация работы

Основные положения диссертационной работы докладывались автором на Международных семинарах по геомагнетизму (Борок, 2009; Санкт-Петербург, 2012; Казань, 2013), на Всероссийских совещаниях «Меловая система России» (Ульяновск, 2010; Геленджик, 2012), на Всероссийском совещании «Саксовские чтения» (Новосибирск, 2011), на молодежной конференции: «Современные вопросы геологии. 4-е Яншинские чтения» (Москва, 2011), на Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых «Трофимуковские чтения-2013» (Новосибирск, 2013), на Всероссийских научных конференциях студентов, аспирантов и молодых специалистов «Геологи XXI века» (Саратов, 2010-2011). Результаты исследований были привлечены в научные отчеты по проектам, финансируемым Российским Фондом Фундаментальных Исследований (№ 11-05-00405-а) и Минобрнауки России (№

государственной регистрации 01201172353). В настоящее время продолжают исследования по проекту РФФИ «Магнитостратиграфия берриаса Горного Крыма» (14-05-31152-мол_а), руководителем которого является автор.

По теме диссертации опубликовано 23 работы, из которых 4 в журналах, входящих в перечень ВАК и/или в международные базы данных Web of Sciences и Scopus.

Структура и объем работы

Диссертация, объемом 173 страниц, состоит из 5 глав, введения и заключения. Она содержит 4 таблицы и 50 рисунков. Список литературы включает 110 наименований.

Благодарности

Искреннюю благодарность за всестороннюю помощь в создании работы, терпение, внимательность и поддержку автор выражает своему научному руководителю А.Ю. Гужикову. Автор глубоко признателен А.А. Гужиковой, А.Г. Маникину, В.А. Грищенко, А.М. Суринскому, Н.Д. Архипову, А.М. Михайлову, С. Послушаевой (все СГУ) за помощь на всех этапах работы и постоянную моральную поддержку. Автор благодарит В.В. Аркадьева (СПбГУ) – главного организатора комплексных исследований берриаса Крыма, Е.Ю. Барабошкина (МГУ), В.К. Пискунова (ГИН РАН), В.А. Перминова (Феодосийский центр эколого-натуралистического творчества учащейся молодежи “Интеллект”), а также С.В. Рудько (ГИН РАН), Ю.Н. Савельеву, О.В. Шурекову (ФГУ НПП «Геологоразведка»), Е.С. Платонова (ВСЕГЕИ) за помощь в проведении полевых исследований. Отдельная благодарность сотрудникам лаборатории геодинамики и палеомагнетизма (ИНГГ СО РАН) (Н.Э. Михальцову, В.Ю. Брагину) и Главного геомагнитного поля и Петромагнетизма (ИФЗ РАН) (В.Э. Павлову, Р.В. Веселовскому, А.В. Шацилло) за помощь в проведении лабораторных исследований, советы и дружественное отношение.

Глубокую признательность автор выражает РФФИ и Минобрнауки России за финансовую поддержку исследований.

Глава 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Результаты магнитостратиграфических исследований пограничного интервала юры–мела Горного Крыма важны для решения задач региональной геологии, связанных как с уточнением строения титонского-берриасского комплекса, так и с реконструкциями условий формирования пород. Несмотря на длительность изучения, не теряют своей актуальности проблемы детального расчленения и корреляции разрезов. Например, в титоне-берриасе Восточного Крыма выделяется всего два картируемых подразделения: двуюкорная и султановская свиты [Аркадьев и др., 2012], в то время, как для построения среднemasштабных карт нового поколения предпочтительнее использовать более дробные подразделения, учитывая мощности титонских-берриасских отложений, порядка многих сотен и первых тысяч метров. В.В. Аркадьевым [Аркадьев, 2007], по находкам вид-индексов аммонитов, обосновано наличие всех трех стандартных зон берриаса в Горном Крыму, однако редкость находок, делает практически невозможным выделение аммонитовых зон в качестве картируемых подразделений. В то же время путем сопоставления крымских разрезов берриаса с их возрастными аналогами в Западнотетической области на магнитополярной основе можно добиться уточнения возраста отложений и положения границ титонских-берриасских зон и подзон стандартной шкалы. В качестве картируемых стратонев могут использоваться магнитостратиграфические подразделения, выделение которых регламентируется стратиграфическим кодексом РФ [2006].

Остается также много невыясненных вопросов, связанных с выявлением перерывов в осадконакоплении, оценкой скоростей осадконакопления, с ролью тектонического и седиментационного (олистоостромного) факторов в деформациях титонских и берриасских пород и с другими особенностями стратиграфии и истории формирования этих отложений, которые могут быть решены с помощью, как палео-, так и петромагнитных данных.

Перечисленные задачи, решение которых будет способствовать уточнению геологического строения Горного Крыма, тесно связаны с актуальнейшими проблемами современной стратиграфии, к которым относятся проблемы обоснования границы юры-мела и проведения детальных межрегиональных корреляций. Поэтому данная глава, кроме сведений об изученности верхнего титона–берриаса Горного Крыма, содержит краткий обзор истории исследований пограничного интервала юры–мела Тетической и Бореальной надобластей, необходимый для понимания проблем сопоставления зональных шкал удаленных регионов.

Поскольку при детальных палеомагнитных корреляциях, проводимых для достижения целей диссертационного исследования, используются магнитопольярные сведения по опорным разрезам титона-берриаса других регионов, в главе приведен обзор мировых магнитостратиграфических данных по пограничному интервалу юры–мела и оценена степень их надежности.

Отдельным пунктом главы является обзор петромагнитных исследований нижнемеловых отложений Горного Крыма. Наряду с палеомагнитными характеристиками, скалярные величины имеют важное значение для решения различных геологических задач: выявление условий осадконакопления, расчленение разрезов и проведение региональных корреляций, а также многих других. Экспрессность и доступность метода, в сочетании с высокой геологической информативностью, делают его использование важным элементом в работах различной направленности.

1.1. История изучения берриасского яруса и границы юры и мела

При создании этой главы автор опирался на сведения, приведенные в работах «Граница юры и мела» В.В. Друщица и В.А. Вахрамеева [1976], а также «Зоны меловой системы в СССР» Т.Н. Богдановой, В.Л. Егояна и др. [1989], где история этого вопроса описана более подробно.

1.1.1. Тетическая область

А. Броньяр (A. Brongniart) выделил в 1829 году породы портландского и пурбекского ярусов, описанные ранее в Англии и Северной Франции, а в 1840-х гг. А. д'Орбиньи (A. d'Orbigny) предложил совместить границу юры и мела с рубежом между портландом и неокомом.

Позднее А. Оппель (A. Oprel), согласно данным, приведенным в статье В.В. Друщица и В.А. Вахрамеева [1976], обосновал необходимость выделения вместо портланда нового титонского яруса в верхней юре. А. Оппель не выделил эталонный разрез для нового яруса, но указал ряд мест, в которых титонская фауна была найдена (Штрамберг, Рогожник, Южный Тироль, Золенгофен), при этом достаточно точно палеонтологически обосновав объем титона. Близость титонских головоногих и к юрским и к меловым формам не позволило ученому провести корреляцию, опираясь на палеонтологический признак. Новый ярус был отнесен А. Оппелем к юрской системе по литологическому признаку, на основании корреляции с литографскими сланцами Золенгофена и известняками портланда и пурбека.

В работах В.В. Друщица и В.А. Вахрамеева [1976] и Т.Н. Богдановой с соавторами [1989] описаны серьезные разногласия, возникшие между специалистами во Франции. М. де Мальбо (M. de Malbos) и И. Дюма (I. Dumas) в 1846 г. отнесли берриасские известняки около дер. Берриас (Юго-Восточная Франция) к «нижнему ярусу неокома». Позднее аббат Еутим (Euthyme) составил разрез, а в 1867 году Ф. Пикте (F. Pictet) описал аммонитов и брахиопод из этих известняков и подтвердил принадлежность фауны к неокому. В 1868 г. Г. Коканом (H. Coquant) для обозначения специфического комплекса биофоссилий из известняков у деревни Берриас был введен термин «берриасская фауна». В 1871 г. он предложил выделять берриас в качестве подъяруса валанжина, а Е. Реневиэ (E. Renevier) – в качестве самостоятельного яруса меловой системы.

Однако существовала и иная точка зрения относительно стратиграфической принадлежности берриасского яруса. В 1868 г. вышла монография К. Циттеля (K. Zittel), в которой автор описал головоногих моллюсков, собранных и

определенных А. Оппелем из известняков Штрамберга (Чехословакия). К. Циттель высказал мнение о принадлежности аммонитов к титону и поддержал точку зрения А. Оппеля по вопросу принадлежности титонского яруса юрской системе. Еще один последователь А. Оппеля – А. Тука (A. Toucas) настаивал на идентичности берриаса с верхним титоном Штрамберга и верхним титоном Шомерака (Ардеш).

Проблема местоположения берриасского яруса поделила исследователей на два лагеря. В числе тех, кто поддержал позицию А. Туки были такие ученые как В.В. Друщиц, В.А. Вахрамеев, И. Видман (I. Wiedmann) и др., а в числе тех, кто вслед за М де Мальбо, И. Дюма и Ф. Пикте включил его в состав меловой системы значились В. Килиан (W. Kilian) и Ж. Мазено (G. Mazenot).

Примечательным моментом в истории изучения пограничных отложений и стратиграфического положения берриаса, подробно изученной в работе В.В. Друщица и В.А. Вахрамеева [1976], является спор между В. Килианом и А. Тукой, который длился свыше 20 лет. В работе «Нижний мел» В. Килиан (1907–1913) сопоставил отложения берриаса с нижней частью стратотипа валанжина (Швейцария, г. Невшатель), что позволяет рассматривать берриас в качестве подъяруса валанжина. А. Тука рассматривал берриас в качестве подъяруса титона и коррелировал с известняками Штрамберга. Точка зрения В. Килиана одержала победу и поддерживалась большинством ученых вплоть до 40-х гг.

Согласно данным Друщица и В.А. Вахрамеева [1976], зональное деление берриаса, основанное на анализе и сравнении большого количества палеонтологического материала, впервые было предложено в работе Ж. Мазено в 1939 году. А в 1965 году Ж. Ле Эгара (G. Le Negarat) с соавторами разработал зональную схему стратотипа берриаса.

Вопрос о положении границы юрской и меловой систем поднимался на различных совещаниях: Лионский коллоквиум (1963), Международный Московский симпозиум (1967), Международный коллоквиум по юрской системе в Люксембурге (1967), Международный форум в Венгрии (1969). Исходя из данных, приведенных в обзорной статье Друщица и В.А. Вахрамеева [1976],

посвященной изучению границы юрской и меловой систем, основными итогами этих совещаний стало представление стратотипа берриаса, присуждение берриасу статуса самостоятельного яруса, выделение в пределах Бореальной области волжского яруса, как верхнего яруса юрской системы. По вопросам стратиграфического положения берриаса, зонального деления титона и сопоставления волжского и титонского ярусов консенсус так и не был достигнут.

Важное место в работах Друщица и В.А. Вахрамеева [1976] и Т.Н. Богдановой с соавторами [1989] отведено анализу проведенного в 1973 г. в Лионе и Невшателе [Colloque..., 1975] специального симпозиума по границе юры и мела. На этой встрече Ж. Ле Эгар представил изданную в том же году монографию, в которой описал аммониты с их привязкой к разрезам; разделил берриас на три зоны (Grandis, Occitanica (подзоны Subalpina, Privasensis, Dalmasi), Boissieri (подзоны Paramimounum, Picteti, Callisto)). Также Ж. Ле Эгар проанализировал распространение кальпионелл (биозоны по кальпионеллам были выделены Ремане (сверху вниз): Crassicolaria (зона А), Calpionella (зона В), Tintinopsella (зона С), Calpionellonsis (зона D)). В результате исследования было выявлено несоответствие аммонитовых и кальпионелловых биозон. Граница между титоном и берриасом была проведена между аммонитовыми зонами Jacobi и Grandis, а граница юры и мела по кровле берриаса. Самыми обсуждаемыми темами совещания стали положение и статус берриасского яруса и положение границы систем. Несколько участников симпозиума проголосовали за проведение границы по основанию валанжина (нижняя подзона Pertransiens), часть исследователей склонялась либо к основанию зоны Boissieri, либо к основанию зоны Grandis, либо к основанию зоны Occitanica. Но большинство специалистов сошлось во мнении, что граница юры и мела должна быть проведена по основанию объединенной зоны Jacobi/Grandis. Эта точка зрения и была принята по итогам совещания.

В работе Т.Н. Богдановой с соавторами [1989], посвященной стратиграфическому положению берриасского яруса, приведена информация о том, что меловая комиссия МСК СССР (1981) приняла положение границы

систем на том же стратиграфическом уровне, что и Лионский коллоквиум, однако для нижней зоны было предложено другое, чем в стратотипе, название – *Pseudosubplanites ponticus* – *P. grandis*. Причиной этому послужило отсутствие к тому моменту на территории СССР находок видов *Jacobi* и *Grandis*. Маркирующим в большинстве районов был вид *Pseudosubplanites ponticus* Ret.

Отсутствие аммонитовой обоснованности низов стратотипа берриаса во Франции вынудило исследователей искать другие районы для получения интересующей информации. Одним из таких районов стала Испания. Один из крупнейших биостратиграфов и знатоков аммонитов берриаса – геолог из Нидерландов Ф. Худемакер (*P. Hoedemaeker*), который имеет свою, отличную от большинства точку зрения относительно расчленения титона, берриаса и нижнего валанжина, выступает за проведение границы юры и мела в основании зоны *Occitanica*. В работах других специалистов [Tavera et al., 1986] в 80-х годах были обоснованы аммонитовые зоны титона, граница титона-берриаса проведена в основании зоны *Jacobi*, выделены три зоны (*Jacobi*, *Andrussowi*, *Boissieri*) в берриасе Испании.

Общепринятого подъярусного деления берриаса не существует, но в утвержденном к настоящему времени зональном стандарте надобласти Тетис берриас поделен на 3 подъяруса: нижний (зона *Jacobi*), средний (зона *Occitanica*) и верхний (зона *Boissieri*) [Reboulet et al., 2014].

1.1.2. Бореальная область

Более подробно с историей изучения вопроса границы юры и мела в Бореальной области можно ознакомиться в работах В.Н. Сакса и Н.И. Шульгиной, К.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазонова.

Согласно сведениям, приведенным в работе В.В. Друщица и В.А. Вахрамеева [1976], вопросом границы юрской и меловой систем в Бореальной области ученые интересуются с конца 19 века. С.Н. Никитин в 1881 г. вместо титонского яруса ввел понятие волжская формация, разделив ее в 1884 г. на два яруса – нижний волжский и верхний волжский, которые просуществовали до 1964

г. Н.А. Богословским в 1895 было предложено переименовать берриас в рязанский горизонт с трехчленным строением. Сопоставление волжского яруса с титоном, стратиграфическое положение рязанского горизонта и его корреляция с берриасом вызвала острую дискуссию между специалистами Бореальной области – А.П. Павловым с одной стороны и Н.А. Богословским и С.Н. Никитиным – с другой. С.Н. Никитин волжский ярус отождествлял с верхами юры, а меловую систему начинал рязанским горизонтом. А.П. Павлов нижнюю часть рязанского горизонта отнес к юре, а верхнюю – к неокому.

По сообщению В.В. Друщица и В.А. Вахрамеева [1976], в 1951 г. Н.Г. Сазонов предложил присвоить рязанскому горизонту статус яруса, выделив в нем две зоны, и поместить в состав меловой системы. В результате активных стратиграфических исследований в период 50-60 гг. было предложено большое количество различных вариантов зонального деления пограничных отложений. Весомый вклад в создание зональной шкалы границы юры и мела Бореальной области внесла группа под руководством В.Н. Сакса.

На расширенном совещании комиссии МСК по юрской системе в 1964 г. было предложено объединить верхний и нижний волжские ярусы в один и выделить в нем три подъяруса. На заседании меловой комиссии было принято решение отождествлять двухчленный рязанский горизонт с берриасским ярусом, и проводить его границы по зонам *Chetae* (волжский ярус) и *Spasskensis*. В том же 1964 году комитет по средиземноморскому мезозою принял решение рекомендовать волжский ярус в качестве верхнего яруса Международной стратиграфической шкалы (МСШ) на Международном геологическом конгрессе. Лектостратотипом волжского яруса был выбран разрез у с. Городищи.

В докладе на Международном симпозиуме в Лондоне (1972 г.) по проблемам Бореального нижнего мела и границы юрской и меловой систем В.Н. Саксом и Н.И. Шульгиной было предложено поместить границу юры и мела в Сибири, на Урале и Шпицбергене в основание зоны *Sibiricus*, а в Восточной Европе выше зоны *Nodiger*.

Иных точек зрения на зональное деление и корреляцию бореальных отложений придерживались Р. Кейси и Ю. Елецкий [Друщиц, Вахрамеев, 1976].

Таким образом к середине 70-х гг. существовало две основных зональных схемы: первая была создана на основании изучения разрезов пограничных слоев на Таймырском полуострове (В.Н. Сакс, Н.И. Шульгина), вторая – по результатам изучения разрезов Юго-Восточной Англии (Р. Кейси). В.Н. Сакс, Р. Кейси и Ю. Елецкий придерживались различных взглядов относительно возраста выделенных зон, их сопоставления с зонами в других регионах, а также номенклатуры: Елецкий использовал названия титонский и берриасский ярус, Кейси – волжский и рязанский, Сакс – волжский и берриасский. Единого мнения исследователи придерживались лишь относительно границы юры и мела, которую проводили между зонами *Chetae* и *Sibiricus*.

Вопрос о позонном сопоставлении пограничного интервала юры-мела в Бореальной и Тетической надобластях до последнего времени был предметом активных дискуссий. Привлечение независимых (непалеонтологических) методов (в первую очередь, палеомагнитного) позволило значительно продвинуться в решении этой проблемы.

Результаты последних комплексных исследований волжского яруса-берриаса на п-ове Нордвик [Хоша и др., 2007; Брагин и др., 2013] и титона-берриаса в Южной Испании [Pruner et al., 2010] позволяют сопоставлять границу аммонитовых зон *Chetae* и *Sibiricus* с зоной *Jacobi* (примерно с подошвой подзоны *Grandis*).

Вопрос о выборе границы систем, по существу, сводится сейчас к проблеме договоренности между специалистами. В последнее время ведутся активные дискуссии по этому поводу [Захаров, 2011; Барабошкин и др., 2013; Wimbledon et al., 2011], включая обсуждения на специальных интернет-форумах [<http://cretaceous.ru/forum/viewtopic.php?f=11&t=151>]. Многие исследователи [Channell et al., 2010, Гужиков, 2013а; Барабошкин и др., 2013; Ogg, Hinnov, 2012 и др.] отдают предпочтение точке зрения, которой придерживается и автор, о совмещении границы юры-мела с подошвой магнитного хрона M18.

1.2. История изучения отложений пограничного интервала юры и мела в Горном Крыму

История геологического изучения Крымского региона начинается с исследования разреза в окрестностях г. Феодосия (Восточный Крым). Наиболее полно история изучения пограничных отложений юры и мела Крыма описана в монографии В.В. Аркадьева и др. [2012], откуда в, основном, заимствованы, приведенные ниже сведения.

1.2.1. Восточный Крым

Согласно работе В.В. Аркадьева с соавторами [2012], посвященной изучению берриасского яруса Горного Крыма, первыми берриасскими отложениями, описанными в Восточном Крыму была «пачка феодосийских мергелей» - характерный маркирующий горизонт разреза берриаса Восточного Крыма, из которого в 1838 году М. де Вернейль (M. de Verneuil) впервые определил фауну. Палеонтологические исследования, проводимые в конце 19 века В.Д. Соколовым и О. Ретовским (O. Retowski) доказывали титонский возраст отложений. Однако в дальнейшем было установлено отсутствие послышной привязки фаунистических находок. Первым ученым, сопоставившим феодосийские мергели по находкам фауны с берриасскими отложениями на Юго-Востоке Франции был В. Килиан. В 1937 г. М.В. Муратов провел условную границу титона и берриаса по кровле мощного известнякового конгломерата, а в 1960 г. (также как ранее В. Килиан) на основе корреляции фауны сопоставил «феодосийские мергели» с низами валанжина (до выделения берриаса как отдельного яруса). В 1975 г. В.В. Друщиц также определил возраст феодосийских мергелей как берриасский, однако считал берриас верхним подъярусом титона. Н.Г. Химшиашвили, проведя очень подробный анализ списков определений О.Ф. Ретовского, указал на описанную ученым смешанную фауну титона и берриаса.

Первая схема зонального расчленения пограничных отложений титона – берриаса Горного Крыма, в которой были выделены две верхние зоны титона и

все зоны французского берриаса, была предложена в 1974 г. И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазоновым. В.В. Пермяков с соавторами установили наличие в Двужкорной долине вблизи г. Феодосия двужкорной свиты, возраст которой был определен как поздний титон – берриас.

Т.Н. Богданова, С.В. Лобачева, В.А. Прозоровский и Т.А. Фаворская, переизучив фауну из разреза на мысе Святого Ильи, определили возраст отложений как берриасский и выделили местную зону *Ponticus-Grandis* (заменив впоследствии на *Jacobi-Grandis*). Дополнительно авторами была заново описана коллекция аммонитов, собранная О. Ретовским, что позволило выявить в феодосийском разрезе берриасскую зону *Oscitanica*. Граница с титонским ярусом палеонтологически не была установлена.

Комплексное исследование пограничных отложений титона и берриаса в 2001-2004 гг. В.В. Аркадьевым, Ю.Н. Савельевой и А.А. Федоровой позволило разделить зону *Jacobi* в Горном Крыму на две подзоны – *Chomeracensis* (внизу) и *Grandis* (вверху). В процессе изучения разрезов у пгт. Орджоникидзе и с. Султановка были получены новые данные о литологической и палеонтологической характеристике двужкорной свиты. На основании находок аммонитов впервые был обоснован позднетитонский возраст нижней части разреза двужкорной свиты.

Помимо разрезов на окраине г. Феодосия, отложения титона-берриаса известны в пределах Султановской синклинали у с. Султановка, которые изучались И.В. Кванталиани и Н.И. Лысенко, а также у с. Наниково, которые, исходя из информации, приведенной в монографии «Берриас Горного Крыма» [Аркадьев и др., 2012], в 1960 исследованы г. В. Друщицем, а в 1977 г. Т.Н. Горбачиком и С.Б. Смирновой. Вышеперечисленные разрезы также были изучены Т.Н. Богдановой и С.В. Лобачевой в 1977-1978 гг., а позже В.В. Аркадьевым и Ю.Н. Савельевой в 2001-2002 гг. В 2010 г. по разрезу у с. Султановка получена магнитостратиграфическая характеристика и впервые найдены верхнеберриасские - нижневаланжинские аммониты [Багаева и др., 2011]. В 1985 г. К.И. Кузнецова и Т.Н. Горбачик изучили Феодосийский разрез и привели первую

стратиграфическую схему расчленения верхнеюрских-нижнемеловых отложений Крыма по фораминиферам. Впервые был описан разрез у мыса Святого Ильи, по трем основным стратиграфическим уровням (верхний титон, верхний титон – нижний берриас, нижний берриас), из которых получены списки фораминифер.

Изучение титон-берриасских фораминифер Горного Крыма продолжено А.А. Федоровой, которая выделила комплексы, впервые надежно увязав их с уровнями находок аммонитов и разработала зональную схему, сопоставив ее с зональной аммонитовой шкалой.

В 2009-2011 гг. автором, совместно с геологами Саратовского, Санкт-Петербургского, Московского университетов и геологического института РАН, были проведены комплексные (био-, магнитостратиграфические и седиментологические) исследования отложений двукорной свиты (верхний титон - зона Jacobi) в Двукорной бухте и на мысе Феодосийском [Гужиков и др., 2012] и султановской свиты (зона Voissieri) в разрезе Заводская балка [Аркадьев и др., 2010]. Магнитостратиграфические результаты этих исследований представлены в главе 3 настоящей работы.

1.2.2. Бассейн реки Тонас

Впервые берриасские отложения у реки Тонас, по сведениям, представленным в работе В.В. Аркадьева с соавторами [2012], были изучены в 1960 г. В.В. Друщицем, который отнес их к нижнему валанжину, а мощную карбонатную толщу в основании разреза считал титонской. Е.А. Успенская в VIII томе Геологии СССР [1969] толщу глин и известняков с аммонитами, мощностью до 200 м, относила к верхнему титону, а залегающую выше толщу глин с сидеритовыми конкрециями к нижнему валанжину. Г.А. Лычагин оценивал возраст отложений на р. Тонас по-другому: обе указанные выше толщи он отождествлял с нижним валанжином (берриасовым горизонтом). Позднее Т.Н. Горбачиком, В.В. Друщицем и Б.Т. Яниным толща глин и известняков была отнесена по аммонитам и фораминиферам к нижней зоне берриаса (*Berrriasella pontica*), а толща глин с сидеритовыми конкрециями – к верхней его зоне

(*Berriasella boissieri*). В 1977 г. флишоидная часть разреза у с. Красноселовка коллективом авторов (Т.Н. Богдановой, С.В. Лобачевой, В.А. Прозоровским и Т.А. Фаворской) отнесена к зоне *Pseudosubplanites ponticus* – *P. grandis*, а более молодые отложения яруса, опробованные у с. Алексеевка, сопоставлены с зоной *Dalmasiceras crassicostatum* и слоями с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. Исследования тонасского разреза В.В. Аркадьевым, А.А. Федоровой и Ю.Н. Савельевой в 2003 г. позволили выделить подзоны *Jacobi* и *Grandis* берриаской зоны *Jacobi*. Толща известняков, как и предшествующими исследователями, была условно отнесена к титону [Аркадьев и др., 2005].

1.2.3. Центральный Крым

Исследование разрезов Центрального Крыма, расположенных в бассейнах рек Сары-Су, Бурульча, Бештерек, ведется с 50-х годов 20 века [Аркадьев и др., 2012]. Большинство специалистов условно проводили границу систем между толщей известняков и толщей переслаивания оолитовых известняков, глин и песчаников. В 1979 г. Н.И. Лысенко и Б.Т. Янин перенесли уровень границы юры и мела в районе с. Соловьевка, определив его по подошве горизонта конгломератов внутри толщи переслаивания.

По сообщению В.В. Аркадьева с соавторами [2012], в 1959 г. В.В. Друщиц и Б.Т. Янин описали разрез у с. Новокленово (бассейн р. Сары-Су) и отнесли выделенную терригенную толщу к нижнему валанжину, а в 1975 г. В.В. Друщиц определил в этом разрезе нижнюю и среднюю зоны берриаса. Верхняя зона В.В. Друщицем не была найдена. Позднее И.В. Кванталиани и Н.И. Лысенко сопоставили толщу до губкового горизонта с берриасским ярусом, в котором выделили зоны (снизу вверх): *Pseudosubplanites grandis-Berriasella jacobi*, *Spiticeras spitiense*, *Dalmasiceras dalmasi*, *Euthymiceras euthymi*, *Tauricoceras crassicostatum*, *Fauriella boissieri*. В 70-е годы 20 века разрез в бассейне р. Сары-Су изучался Т.Н. Богдановой, С.В. Лобачевой, Т.А. Фаворской и В.А. Прозоровским.

В 1981 г., согласно данным В.В. Аркадьева с соавторами [2012], Т.Н. Богдановой и коллективом авторов по находке аммонитов верхняя часть толщи

глинистых известняков в основании разреза на Караби-Яйле была отнесена к берриасской зоне *Pseudosubplanites ponticus* - *P. grandis*. Выше, в терригенной толще были выделены следующие биостратиграфические подразделения в составе берриасского яруса: 1) слои с *Malbosciceras* (?) sp., 2) зона *Dalmasiceras crassicostatum*, 3) слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*, 4) слои с *Tauricoceras crassicostatum*, 5) слои с *Symphythyris arguinensis* (губковый горизонт). В разрезе у с. Межгорье к берриасу были отнесены еще две толщи, залегающие выше губкового горизонта: глинисто-алевролитовая (без характерной фауны) и биогермных известняков.

Проведенное в 2004 г. В.В. Аркадьевым, Ю.Н. Савельевой и А.А. Федоровой исследование показало наличие всех трех стандартных зон берриаса – *Jacobi*, *Occitanica*, *Voissieri*, выделенных по комплексам аммонитов.

Впервые из разреза по р. Сары-Су В.В. Аркадьевым в 2007 г. описан зональный вид *Fauriella boissieri* (Pictet) [Аркадьев, 2007], а в верхней части отложений, относимых к зоне *Jacobi*, выделены слои с *Malbosciceras chaperi*.

В работе В.В. Аркадьева с соавторами сообщается, что в 50-70-е годы 20 века В.В. Друщицем, Б.Т. Яниным и Н.И. Лысенко были изучены разрезы в бассейне р. Бештерек (с. Соловьевка) и р. Зуя (с. Петрово). Зону *Pseudosubplanites ponticus* - *P. euxinus* В.В. Друщиц стал рассматривать в качестве нижней зоны берриаса. И.В. Кванталиани и Н.И. Лысенко в разрезе у с. Соловьевка выделили лишь зону *Euthymiceras euthymi* – *Dalmasiceras dalmasi*, а в разрезе у с. Петрово в верхней части толщи зону *Fauriella boissieri*. Однако по современным представлениям ни один из приведенных в работах видов аммонитов эту зону не характеризует.

В результате полевых сезонов 2011 и 2012 гг специалистами из Саратова (А.Ю. Гужиков, А.Г. Маникин, М.И. Багаева), Санкт-Петербурга (В.В. Аркадьев, Е.С. Платонов, О.В. Шурекова, Ю.Н. Савельева) и Москвы (Е.Ю. Барабошкин, В.К. Пискунов) был составлен сводный разрез берриаса Центрального Крыма. Полученные в ходе исследования магнитостратиграфические результаты представлены в главе 3 настоящей работы.

1.2.4. Юго-Западный Крым

Бассейн р. Бельбек. В бассейне р. Бельбек расположены несколько разрезов берриасского яруса. Один из наиболее полных расположен в логе Кабаньем в окрестностях пгт. Куйбышево. В.В. Аркадьев и Т.Н. Богданова, детально изучив распространение в этом разрезе представителей одного из руководящих берриасских родов аммонитов *Dalmasiceras*, в конце 1990-х выделили слои с *Dalmasiceras*, а позже – одноименную подзону. В настоящее время этот биостратиграфический уровень рассматривается как подзона *Dalmasiceras tauricum*, а разрез бассейна р. Бельбек ценен тем, что в нем установлена граница аммонитовых зон *Oscitanica* и *Voissieri* [Аркадьев и др., 2012].

В палеомагнитном отношении разрез Кабаний лог изучался в 2003 г. О.Б. Ямпольской, но из-за низкого палеомагнитного качества полученных данных в нем удалось надежно выделить только одну магнитозону прямой полярности на границе подзоны *N. euthymi* и слоев с *W. moisseevi* [Ямпольская, 2005].

Байдарская котловина. По причине сложного тектонического строения стратиграфическая последовательность отложений берриасского яруса данной территории понимается неоднозначно. До 50–60-х годов 20 века в литературе вообще отсутствовали какое-либо описание разрезов и данные о послойном распределении в них фауны.

По представлениям В.В. Аркадьева с соавторами [2012], в указанном районе Юго-Западного Крыма выделялись две толщи известняков и заключенная между ними глинисто-песчаниковая толща. Возраст нижних известняков считался большей частью исследователей позднеюрским. Е.А. Успенская вообще не выделяла здесь берриасские отложения, относя все указанные толщи к верхнему титону. Г.А. Лычагиным нижние известняки разделялись на две свиты – Кизил-Кая и Эли. Впоследствии В.В. Пермяков, выделивший взамен свит Кизил-Кая и Эли байдарскую свиту, отнес ее к титону – берриасу. Для залегающей выше известняков глинисто-песчаниковой толщ Н.И. Лысенко и В.Ф. Поповым было впервые введено название «губковый горизонт», возраст и объем которого трактовался исследователями по-разному. Т.Н. Богдановой губковый горизонт

рассматривался в составе берриаса (слои с *Symphythyris arguinensis*). В настоящее время, по причине отсутствия в отложениях губкового горизонта руководящих видов аммонитов, его возраст определяется скорее его положением в разрезе, чем палеонтологическими данными.

Возраст верхних известняков также трактуется исследователями неодинаково, что связано, во-первых, с их недостаточной палеонтологической охарактеризованностью, во-вторых, с разными точками зрения на характер их налегания на подстилающие породы. В разное время они считались верхневаланжинскими, нижневаланжинскими, либо просто валанжинскими.

В магнитостратиграфическом отношении титон и берриас Байдарской котловины еще не был исследован. В 2014 г. сотрудниками лаборатории Петрофизики СГУ (А.Ю. Гужиковым, А.Г. Маникиным, А.А. Гужиковой, В.А. Грищенко) впервые было проведено рекогносцировочное палеомагнитное опробование уровней, близких к границе юры-мела.

1.3. Магнитостратиграфические данные по титону и берриасу различных регионов

До недавнего времени сведения о магнитостратиграфии пограничного интервала юры-мела базировались на материалах исследования только тетических разрезов титона-берриаса, расположенных в Западной Европе (преимущественно в Северном Средиземноморье), откалиброванных с последовательностью линейных магнитных аномалий [Gradstein et al., 2004; 2012; Ogg, Ogg, 2008]. Первые палеомагнитные материалы по портланду-пурбеку Североевропейской области были получены в 1994 г. в Южной Англии [Ogg et. al., 1994]. Неоднократные попытки получить магнитополярные данные по волжскому ярусу - берриасу Русской плиты предпринимались Э.А. Молостовским, В.Н. Ереминым [2008], а впоследствии М.В. Пименовым [2008], но первые надежные магнитостратиграфические сведения по верхневолжскому подъярису и низам берриаса Бореальной надобласти появились только в 2007 г. по северу Сибири

(полуостров Нордвик) [Хоша и др., 2007] и недавно были уточнены [Брагин и др., 2013].

При подготовке данного раздела автор опиралась на замечательную по своей полноте и тщательности составленную сводку палеомагнитных данных по пограничному интервалу юры-мела (состояние на 2010 г.), подготовленную Я. Грабовски [Grabowski, 2011], но акцентировала свое внимание в большей степени на вопросах увязки магнитозон с дробными подразделениями палеонтологического обоснования и оценке качества магнитополярных определений. Кроме того, в авторский обзор вошли новые данные по полуострову Нордвик [Брагин и др., 2013], и не проанализированные Я. Грабовски материалы по Русской плите [Молостовский, Еремин 2008; Пименов, Ямпольская, 2008].

1.3.1. Шкала линейных магнитных аномалий

Морские магнитные аномалии составляют основу для создания геохронологической палеомагнитной шкалы (GPTS). Магнитные аномалии, соответствующие титону-берриасу (M14-M22) записаны в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Лучшей считается запись, полученная в Тихом океане. Большинство моделей [Larson, Hilde, 1975; Channell et al., 1995, Gradstein et al., 2012] основаны на данных по профилям магнитных съемок в Гавайском блоке. Недавно появилась еще одна модель [Tomimaga, Sager, 2010], основанная на результатах исследований магнитных аномалий Атлантики и Западной Австралии.

В обновленной геохронологической палеомагнитной шкале [Gradstein et al., 2012] (рисунок 1) предварительно в качестве уровня проведения границы юрской и меловой систем выбрано основание магнитного хрона M18r, которое приходится на середину аммонитовой зоны *Berriasella jacobii* и кальпионелловой зоны В (*Calpionella alpina*). Отличительной особенностью линейных магнитных аномалий пограничного юрского-мелового интервала считаются обнаруженные в хронах M19n и M20n субхроны обратного знака, названные «Бродно» (M19n.1r) и «Кысуца» (M20n.1r), соответственно, которые используются в качестве реперных

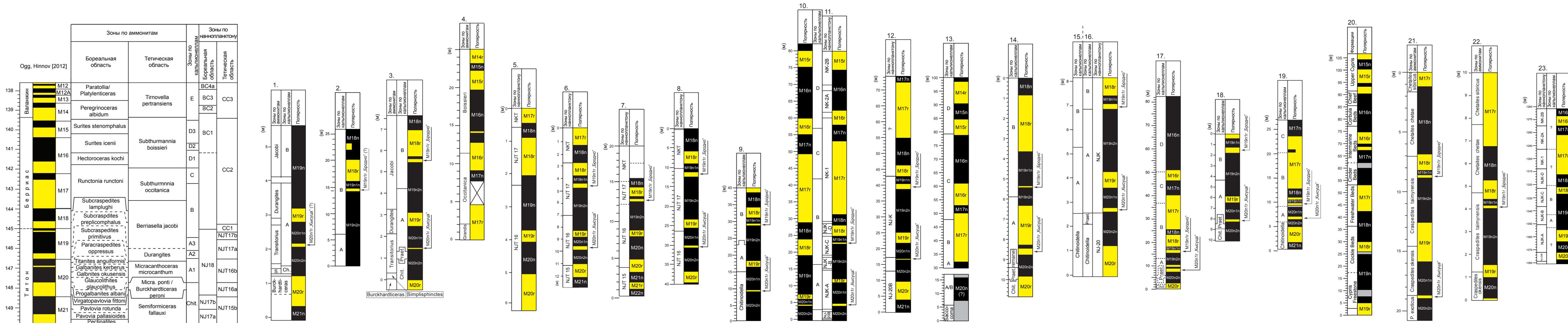


Рисунок 1 - Магнитостратиграфические разрезы пограничных отложений юры-мела. Пиренейский п-ов: 1 – разрез Carcabuey [Ogg et al., 1984]; 2 – разрез Sierra de Lúgar [Mazaud et al., 1986]; 3 – разрез Puerto Escano [Pruner et al., 2010]; Юго-Восточная Франция: 4 – разрез стратотипа берриаса [Galbrun, 1985]; Южные Альпы: 5 – разрез Colme di Vignola, 6 – разрез Foza, 7 – разрез Frizoni, 8 – разрез Torre de'Busi [всe Channell et al., 2010]; Аппенины: 9 – разрез Bosso [Housa et al., 2004]; 10 – разрез Bosso [Lowrie, Channell, 1983]; 11 – разрез Bosso [Speranza et al., 2005]; 12 – разрез Arcevia [Speranza et al., 2005]; 13 – разрез Fonte del Giordano [Cirilli et al., 1984]; Восточные Альпы: 14 – разрез Nutzhof [Lukeneder et al., 2010]; Карпаты: 15 – разрез Brodno [Housa et al., 1999a]; 16 – разрез Brodno [Michalik et al., 2009]; 17 – разрез Western Tatra [Grabowski, Pszczo'lkowski, 2006]; 18 – разрез Lókút [Grabowski et al., 2009]; 19 – разрез Hloboča [Grabowski et al., 2010b]; Южная Англия: 20 – разрез Durlston Bay [Ogg et al., 1994]; Северная Сибирь, п-ов Нордвик: 21 – разрез Нордвик [Хоша и др., 2007]; 22 – разрез Нордвик [Брагин и др., 2013]; Западная часть Атлантического океана: 23 – скважина 534 глубоководного морского бурения [Ogg, 1983] с биостратиграфической калибровкой по кальпинееллам [Remane, 1983] и нанофоссилиям [Bralower et al., 1989; Bornemann et al., 2003].

уровней и диагностических признаков конкретных хронов. Вероятность нахождения подобных узких интервалов противоположной полярности в других крупных магнитозонах довольно высока, и вопрос их обнаружения является, вероятнее всего, делом времени. Доказательством этого тезиса является установленный недавно в хроне M16n (верхний берриас) и включенный в шкалу линейных магнитных аномалий [Tomimaga, Sager, 2010] субхрон обратного знака M16n.1r, зафиксированный ранее в разрезах морских отложений [Galbrun, 1985; Багаева и др., 2011].

1.3.2. Тетическая область

Пиренейский п-ов

Первые магнитостратиграфические результаты по пограничному интервалу юры-мела были получены в Бетской Кордильере (the Betic Cordillera) (юго-восточная Испания) Дж. Оггом с соавторами [Ogg et al., 1984]. Разрез **Carcabuey** (рисунок 1), охватывает большой интервал между верхней частью оксфорда и нижним берриасом, мощность ~11 м.

Результаты компонентного анализа, представленные в статье, приемлемого качества и близки к соответствию современным требованиям, предъявляемым к магнитостратиграфическим работам: положительный тест обращения, сопоставление с одновозрастными отложениями ("критерий внешней сходимости»). Анализ и интерпретация палеомагнитных данных, полученных на криогенном магнитометре, позволили идентифицировать в разрезе магнитные хроны с M19n по M25. Границе юры-мела, проведенной между аммонитовыми зонами *Durangites/V. jacobii*, совпадающей в данном разрезе с границей кальпионелловых зон А и В, соответствует средняя часть хрона M19n. Позже полученные результаты были сопоставлены с данными по наннопланктону.

Магнитостратиграфические данные имеются по разрезу **Sierra de Lúgar** [Mazaud et al., 1986], также расположенному в Бетской Кордильере (в северо-восточной ее части). Разрез (рисунок 1) представляет собой последовательность отложений от верхнего оксфорда до нижнего берриаса, мощностью ~ 50 м, из

которых титону-берриасу соответствуют ~ 30 м. Результаты компонентного анализа, приведенные в работе, указывают на палеомагнитную стабильность изученных пород, а положительный тест инверсий свидетельствует о первичности характеристических компонент, на основе которых выделены магнитополярные зоны. Биостратиграфическое обоснование разреза скудное, и граница юры-мела определена только по основанию кальпионелловой зоны В. Десятиметровый интервал между подошвой В и появлением *Remaniella ferasini*, характеризующийся обратной полярностью, авторы идентифицируют как магнитный хрон M18r и предлагают совместить границу титона-берриаса с его основанием.

Через четверть века П. Прунер с коллегами [Pruner et al., 2010] провели повторное опробование верхов титона - низов берриаса в ЮВ Испании, детально изучив (с интервалом отбора образцов 30 мм) разрез **Puerto Escano** (рисунок 1), мощностью 8.1 м. В этом разрезе границы Durangites/*V. jacobii* и A/B не совпадают. Подошва кальпионелловой зоны В приурочена к средней части аналога хрона M19n, а подошва аммонитовой зоны Jacobii расположена вблизи основания M19n. В разрезе установлены аналоги всех хронов с M20r по M18r, включая субхроны Кысуца (M20n1r) и Бродно (M19n1r). Палеомагнитные материалы, полученные П. Прунером с помощью высокочувствительного оборудования, включая криогенный магнитометр, и современных методик компонентного анализа, весьма хорошего качества. Однако главное значение результатов комплексных исследований разреза Puerto Escano заключается в том, что впервые магнитозоны оказались надежно увязаны, как с аммонитовыми, так и с кальпионелловыми зонами, в одном опорном разрезе пограничного интервала юры-мела. Значимость магнитостратиграфических данных по этому разрезу для бореально-тетических корреляций сразу же была отмечена многими исследователями [Захаров, 2011; Гужиков и др., 2012 и др.].

Юго-Восточная Франция

Совместная встречаемость кальпионелл и аммонитов в стратотипической области - в пределах Воконтийской долины (the Vocontian trough), делает эту

территорию на юго-востоке Франции ключевой для магнитостратиграфии. Но из-за ограниченной пригодности пород к палеомагнитным исследованиям по ряду причин (в том числе, из-за слабой естественной магнитности) к настоящему времени определения полярности получены лишь по одному разрезу – **стратотипу берриасского яруса** (рисунок 1) у деревни Берриас, мощностью ~ 25 м [Galbrun, 1985]. В целом, несмотря на отрицательный тест обращения, палеомагнитные данные пригодны для магнитополярных определений, за исключением наиболее слабомагнитных участков (низов разреза (зона *Pseudosubplanites grandis*) и средней части зоны Occitanica). Поэтому палеомагнитная колонка начинается с подзоны Grandis (на 1,5 м выше подошвы берриаса). В разрезе установлены магнитозоны – аналоги хронов с M17r по M14r, а также небольшой интервал обратного знака в пределах M16n). Возраст отложений датирован по аммонитам и кальпионеллам, а также по наннопланктону. Зафиксированы аммонитовые зоны Grandis-Boissieri (с выделенными аммонитовыми подзонами) и кальпионелловые зоны с B по D.

Южные Альпы

Отложения пограничного юрского и мелового интервала на территории Южных Альп изучены весьма успешно. В статье Дж.Е.Т. Чайнелла с соавторами [Channell et. al., 2010] приведены результаты исследований по четырем разрезам, охватывающих непосредственно интервал границы юрской и меловой систем: **Colme di Vignola, Fosa, Frisoni** (плато Тренто (the Trento Plateau)) и **Torre de'Bussi** (Ломбардийский бассейн (the Lombardian Basin)) (рисунок 1). Следует отметить первоклассный уровень проведенных палеомагнитных исследований: использование современного измерительного оборудования. В результате исследований были зафиксированы магнитозоны от M16r до M22n, а также установлено наличие субхронов Бродно (M19n.1r) и Кысуца (M20n.1r) (во всех разрезах, кроме Colme di Vignola). Полученные коллективом авторов данные подтверждают результаты предыдущих исследований в этой области [Channell, Grandesso, 1987, Ogg et al., 1991]. Магнитополярные определения сопоставлены с биозонами, выделенными по микрофауне и наннопланктону. Положение границы

юрской и меловой систем определяется авторами по появлению (?) *Nannosponus steinmannii minor*, что соответствует низам хрона M18r. Примечательной особенностью работы является предложение авторов использовать палеомагнитные признаки в качестве критериев для определения границ ярусов (Дж.Е.Т. Чайнелл с соавторами предлагают в качестве индикатора границы титона-берриаса подошву M18r).

Апеннины

В пределах Апеннин известно лишь два магнитостратиграфических разреза, охватывающих непосредственно интервал границы юры и мела: *Bosso* и *Arcevia* (рисунок 1).

Bosso расположен в Умбрии (the Umbria) и является эталонным разрезом пограничных юрских и меловых отложений в Западном Тетисе. Магнитостратиграфические данные были получены в результате трех независимых исследований. В первой работе, опубликованной В. Лоури и Дж.Е.Т. Чайнеллом [Lowrie, Channell, 1983] были зафиксированы магнитозоны от M20n до M15n. Граница систем проведена в самой верхней части субзоны *Calpionella alpina*, что соответствует низам хрона M17r. Впоследствии, кальпионелловая зональность была пересмотрена [Channell, Grandesso, 1987]. Второе исследование [Housa et al., 2004] было сосредоточено на нижней части разреза, охватывающей магнитозоны с M20n до нижней части M17r. Граница юры и мела была перенесена в основание кальпионелловой зоны В (подзона *Alpina*). В 2005 году интервал, описанный в работе В. Лоури и Дж.Е.Т. Чайнелла [1983] был переизучен [Speranza et al., 2005]. Приведенные в статьях результаты компонентного анализа, статистические расчеты позволяют сделать вывод о высоком качестве палеомагнитных работ. Важным показателем правомерности магнитополярных определений служит согласованность полученных данных с палеомагнитной структурой одновозрастных отложений в других разрезах. Работы Хоши [Housa et al., 2004] были нацелены на детальнейшее изучение пограничного интервала титона-берриаса, и их результатом стало выявление внутри магнитозон M19n и M20n коротких зон обратной полярности (M19n.1r и M20n.1r, соответственно). В

работе Speranza et al. [2005] также отмечено наличие в обозначенных интервалах субхронов Бродно (M19n.1r) и Кысуца (M20n.1r).

Разрез **Arcevia** [Speranza et al., 2005] находится в нескольких десятках километров, восточнее разреза Bosso. В разрезе, мощностью около 70 м надежно зафиксированы магнитозоны с M21n по M17r. Биостратиграфия основана только на известковых нанофоссилиях: в разрезе были выделены биозоны NJ-20B и NJ-K.

Разрез **Fonte del Giordano** [Cirilli et al., 1984], расположенный в Умбрии (the Umbria), состоит из трех частей, разделенных двумя перерывами. Граница юрской и меловой систем расположена на уровне первого перерыва (между 18- и 30-метровыми отметками разреза). Благодаря зональным разбивкам по нанофоссилиям и кальпионеллам удалось диагностировать магнитозоны M20n (0-17 м), M17r-M14r (30-131 м). Представленные в статье С. Кирилли с соавторами [Cirilli et al., 1984] данные хорошего качества. Продемонстрирован серьезный подход к исследованию: проведено параллельное измерение образцов в нескольких лабораториях, приведены результаты теста складки и рассчитан виртуальный полюс, соответствующий полученным ранее данным по другим территориям. К сожалению, в работе отсутствуют результаты теста обращения и графического изображения компонентного анализа (за исключением приведенных в статье диаграмм Зийдервельда).

Восточные Альпы

Разрез **Nutzhof** (рисунок 1), расположенный в Грестене (the Gresten Klippenbelt) в нижней Австрии – единственный разрез пограничных отложений юры и мела в Восточных Альпах, по которому получена магнитостратиграфическая характеристика [Lukeneder et al., 2010]. В разрезе мощностью 18 м детально изучены хемо- и биостратиграфия (кальпионеллы, известковые динофлагелляты, известковые нанофоссилии и микрофоссилии: аммоноидеи, аптихи, белемниты и др.).

Результаты компонентного анализа, которые приведены авторами в рекогносцировочной работе [Pruner et al., 2009], нельзя признать хорошими. Тем

не менее, на их основе была установлена магнитополярная характеристика разреза и выделены магнитозоны с M22r по M17n. Более детальное исследование средней части разреза позволило скорректировать результаты идентификации магнитозон и прийти к выводу, что в разрезе присутствуют аналоги хронов с M21r по M18n, а также субхроны обратного знака (M19n.1r и M20n.1r) [Lukeneder et al., 2010].

Биостратиграфическая граница юры-мела, проведенная в разрезе Nutzshof между кальпионелловыми зонами А и В, попадает в середину хрона M19n2n (до субхрона Бродно).

Карпаты

Первые магнитостратиграфические исследования пограничных отложений юры и мела в Западных Карпатах были проведены на основе разреза **Brodno** (рисунок 1), около г. Жилина (Zilina) (Словакия) [Housa et al., 1996a, b]. В результате была получена длинная (21 м) запись магнитных инверсий от вершины M21r (верхняя часть нижнего титона) до M17r (верхняя часть нижнего берриаса). Спустя три года были опубликованы данные более подробного исследования разреза [Housa et al., 1999a, b]. Представленные результаты компонентного анализа, положительные тесты складок как для прямо так и для обратно намагниченных образцов, использование в расчетах статистики Фишера, а также расчет положения виртуальных полюсов, все это свидетельствует о высоком уровне проведенных палеомагнитных работ. Важным достижением второй работы было детальное описание двух коротких событий обратной полярности: субхрона Кысуца (M20n.1r) и субхрона Бродно (M19n.1r). Юрско-меловая граница, отождествляемая с границей кальпионелловых зон А и В приходится на нижнюю часть хрона M19n2n.

Позже в статье Michalík et al. [2009], содержащей модифицированную комплексную стратиграфическую схему разреза, в которой био- и магнитостратиграфические данные объединены с данными по другим физико-химическим методам, граница юры-мела была перемещена выше (~ на 1,4 м),

практически к основанию субхрона Бродно. Граница юры и мела, фиксируемая по наннопланктону (NJK-A/NJ-20B), приходится на верхнюю часть хрона M20n2n.

В результате комплексных исследований пограничных юрско-меловых отложений в Татрах (Западные Карпаты), был построен сводный магнитостратиграфический разрез (рисунок 1), основанный на четырех обнажениях: **Kryta**, **Pośrednie II**, **Pośrednie III**, **Rówienka** [Grabowski, Pszczółkowski, 2006]. Сводный магнитостратиграфический разрез, общей мощностью 70-80 м, охватывает участок от верха нижнего титона до верхнего берриаса. Авторы статьи не скрывают низкого качества палеомагнитных данных: слабая магнитность образцов не позволяет полностью ликвидировать вторичную компоненту, результаты теста складки свидетельствуют о синскладчатом возрасте намагниченности и зафиксированная R-компонента была выявлена путем применения расчетных методов. Несмотря на это, была построена колонка магнитной полярности, и в ней идентифицированы аналоги магнитных хронов с M20r по M16n, а также выделены магнитные субхроны Бродно и Кысуца. Невысокое палеомагнитное качество, в сочетании со скудной биостратиграфической характеристикой разреза, позволило наметить соотношения био- и магнитостратиграфических границ лишь условно.

Пограничные отложения разреза **Lókút** (рисунок 1), расположенного в Северной Венгрии (центральная часть Задунайского хребта) хорошо подходят для био- и магнитостратиграфических исследований [Grabowski et al., 2010a]. Обнажение, мощностью 13 м, охватывает временной диапазон с верхней части нижнего титона (зона *Parastomiosphaera malmica*) до нижнего берриаса (подзона *Calpionella alpina*), магнитозоны с M21r по M18r, и практически эквивалентно разрезу Brodno. Граница юры и мела проведена в нижней части магнитозоны M19n по основанию кальпионелловой зоны В.

Также магнитостратиграфическому изучению были подвержены отложения разреза **Hlboča** (рисунок 1), расположенного на юго-западной оконечности Западно-Карпатской дуги [Grabowski et al., 2010b]. В разрезе выделяются магнитозоны с M21n по M17n, а также субхрон Кысуца (M20n1r). По мнению

авторов статьи в интервале, которому соответствуют зоны M20n.1n – M19r, имеется крупный размыв.

Качество палеомагнитных результатов по разрезу Lókút, судя по приведенным данным – хорошее, несмотря на минимальную естественную магнитность отложений. В пользу первичности намагниченности свидетельствуют примерная антипараллельность средних палеомагнитных направлений, соответствующих прямой и обратной полярности, и ряд других критериев.

Проблема идентификации выделенных в разрезе Lókút магнитозон с магнитными хронами решается сравнительно просто, благодаря имеющейся микрофаунистической основе. Ранее в многочисленных разрезах Северного Средиземноморья установлено, что граница зон Crassicollaria и Calpionella расположена в пределах хрона M19n, а опознание других хронов легко осуществимо, исходя из предпосылки о полноте и непрерывности разреза. Следует заметить только, что субхрон Кысуца, обоснован данными всего с одного, а хрон M19r – с двух стратиграфических уровней, что, строго говоря, считается недостаточным для обоснования магнитозон (необходимы данные, минимум с трех уровней). Немного настораживает, что субхрон Бродно, имеет мощность сопоставимую с более продолжительным по времени хроном M19r (нельзя исключить, что эта магнитозона обратной полярности уже является аналогом хрона M18r, а короткий субхрон Бродно оказался просто пропущенным при опробовании разреза). И уж, конечно, нет оснований, базируясь на данных по одному образцу уверенно выделять в разрезе хроны M21r и M18r. Граница юры и мела, за которую в области Тетис принята граница кальпионелловых зон А и В, в данном разрезе попадает в зону размыва.

Крымский п-ов

До настоящего момента целенаправленные магнитостратиграфические исследования берриаса Горного Крыма проводились дважды: в 1970-1980-х гг. В.Н. Ереминым (НИИ Геологии СГУ) и в 2000-х О.Б. Ямпольской (Лаборатория Петрофизики СГУ).

Не опубликованные в открытой печати, но приведенные в отчетах НИИ Геологии СГУ за 1977 и 1989 гг. материалы В.Н. Еремина включали в себя сведения о разрезах у сел **Балки-Межгорье** (Центральный Крым) и **Заводская балка** (г. Феодосия, Восточный Крым). Чувствительность используемых измерительных приборов (ИОН-1) обусловила возможность выделения характеристической компоненты лишь в некоторых сильномагнитных образцах Заводской балки, что позволило установить в разрезе берриаса две разнополярные зоны. В слабомагнитных образцах из разрезов Балки и Межгорье лабораторное подмагничивание фиксировалось уже при воздействии низких температур и полей. Качество палеомагнитных данных не позволяет доверять сделанным по ним определениям магнитной полярности.

О.Б. Ямпольской берриасские отложения изучались в рамках работ по созданию магнитостратиграфической схемы нижнего мела Горного Крыма [Ямпольская, 2005]. По объективным причинам палеомагнитные данные по разрезам берриаса на р. **Бельбек**, у с. **Пасечное**, на р. **Тонас** крайне ограничены и фрагментарны. Наиболее полная магнитостратиграфическая информация получена по разрезу мыс Святого Ильи (Феодосия) [Ямпольская и др., 2009].

Северный Кавказ

Палеомагнитные данные были получены и по берриасу Северного Кавказа, представленного в разрезах рек **Асса** и **Урух** [Еремин, 1991; Guzhikov, Eremin, 1999]. В исследованных отложениях было зафиксировано пять разнополярных магнитозон, однако слабая магнитность исследуемых образцов, в совокупности с низкой разрешающей способностью измерительных приборов, не позволяет считать полученные результаты надежными.

1.3.3. Североевропейская и Бореальная области

К сожалению, ситуация с магнитостратиграфической изученностью пограничного интервала юры и мела в Североевропейской и Бореальной областях обстоит значительно хуже, чем в области Тетис.

Русская плита

Трудности в проведении палеомагнитных исследований верхневолжского подъяруса и берриасса на территории Русской плиты связаны с конденсированностью разрезов и слабой величиной естественной остаточной намагниченности пород, которая зачастую значительно ниже пороговой чувствительности приборов, имевшихся ранее в распоряжении исследователей. С появлением современного высокочувствительного оборудования ситуация изменилась. В работе М.В. Пименова и О.Б. Ямпольской [2008] представлен новый вариант сводного магнитостратиграфического разреза средней верхней юры Русской плиты. Волжский ярус охарактеризован совокупностью данных по разрезу у с. Городищи [Пименов, 2008], по разрезам скважин 120 [Молостовский и др., 2003] и 240 [Гужиков, 2004]. Следует отметить, что последние палеомагнитные исследования выполнены на высоком уровне: приведены результаты компонентного анализа, магнитной минералогии, доказательства первичности выделенных характеристических компонент, рассчитаны виртуальные геомагнитные полюса. К сожалению, ввиду высокой конденсированности пограничного интервала юры-мела стратиграфическая интерпретация полученных по нему палеомагнитных данных крайне затруднена.

Схожая ситуация наблюдается и в работе Молостовского и Еремина [2008] по созданию магнитостратиграфической схемы юры Нижнего и Среднего Поволжья: палеомагнитные данные по верхневолжскому подъярису не достаточно надежны.

Южная Англия

Дж. Огг, в опубликованной в 1994 году статье [Ogg et al., 1994], сопоставил формации портланд (Portland) и пурбек (Purbeck) из разреза **Durlston Bay** (рисунок 1) с магнитохронологической шкалой. Сопоставление с тетическими разрезами осуществлялось на основе микроспоровых палиноморфных комплексов из слоя Cinder и вышележащих слоев Intermarine, датированных как верхний берриас. Дальнейшее исследование остракод и палиноморф позволило провести корреляцию с титонским и берриасским ярусами. Качество палеомагнитных

данных хуже, чем в одновозрастных тетических разрезах. Континентальной прибрежно-морской формации пурбек соответствуют магнитозоны с M19r по M14r. Граница юры и мела расположена в пределах магнитозоны M19n. Магнитостратиграфические результаты по мелководной морской формации портланд не однозначны в связи с низкими значениями NRM образцов и перерывом в средней части разреза. На уровне слоев портланд выделены магнитозоны с M21r по M19r. Наличие корреляции отложений пурбек с бореальной аммонитовой зональностью в восточной Англии позволяет косвенно коррелировать разрезы Англии с разрезами России.

Качество магнитостратиграфических данных по разрезам формации портланд-пурбек оставляет желать много лучшего. К сожалению, в статье Дж. Огга с соавторами не приведены результаты компонентного анализа, но, судя по графикам палеомагнитного наклоения (I), ясно, что палеомагнитные результаты не располагают к их однозначной магнитополярной интерпретации. Так зонам обратной полярности зачастую соответствуют пологие (а, иногда, и крутые) положительные I. Во многих случаях авторы обозначают знак полярности, либо в половину толщины палеомагнитной колонки, либо изображают «аномальную» полярность.

П-ов Нордвик

Магнитостратиграфические данные по разрезу границы титона и берриаса (верхневолжского подъяруса и бореального берриаса) на п-ове Нордвик в Северной Сибири были получены дважды. Исследования, опубликованные в 2007 году [Хоша и др., 2007], установили наличие в 27-ми метровом интервале разреза последовательность магнитных хронов с M20n до M17r, а также субхронов Кысуца (M20n.1r) и Бродно (M19n.1r) соответственно. Проведенная впервые магнитостратиграфическая корреляция отложений юры и мела Тетической и Бореальной областей показала, что граница юры и мела попадает в зону *Craspedites taimyrensis*. Дополнительные исследования, проведенные в 2007 году [Брагин и др., 2013] внесли некоторые коррективы в магнитостратиграфическую структуру разреза Нордвик. В пределах магнитозоны M18n было доказано

наличие магнитозоны M17r, к которой приурочена граница волжского и рязанского ярусов (граница аммонитовых зон *Chetaites chetae*/*C. sibiricus*). Вышерасположенной магнитозоне, на которую попадает граница аммонитовых зон *C. sibiricus*/*Hectoroceras kochi*, был присвоен индекс M16r. В результате проведенных исследований было установлено, что бореальная зона *C. sibiricus* соответствует, по меньшей мере, большей части тетической зоны *Tirnovella occitana*, а бореальная зона *H. kochi* — нижней части подзоны *Malbosiceras paramimounum* тетической зоны *Fauriella boissieri*.

Наличие образцов с аномальными направлениями (10%), заниженные наклонения характеристических компонент, большой разброс направлений ChRM, отрицательный тест обращения, на первый взгляд, ставят работу Брагина с соавторами [2013] несколько ниже работы Хоша и др. [2007]. Но на самом деле авторы руководствовались разными подходами к отбраковке «непригодных» образцов: в статье Брагина с соавторами в статистических подсчетах участвуют все образцы, а в статье Хоша и др. — только 70% от общего числа проб. Вероятно, во время селекции были исключены из рассмотрения все образцы с низкими наклонениями, ухудшающие статистические данные, что привело к пропуску магнитозоны обратного знака. Следует отметить, что несмотря на невысокое качество палеомагнитных данных, приведенных в работе Брагина и др. [2013], полученные результаты можно считать валидными: из 10 критериев палеомагнитной надежности, принятых в магнитостратиграфии, полученный набор данных удовлетворяет шести [Opdyke, Channell, 1996].

1.3.4. Программа глубоководного морского бурения (DSDP)

Из всего перечня глубоководных скважин наибольшее внимание привлекают скважины 534 и 1213В.

Магнитостратиграфическая запись, полученная по результатам морского глубоководного бурения в **скважине 534** (рисунок 1), расположенной в восточной части Атлантического океана, недалеко от побережья Флориды [Ogg, 1983], охватывает зоны с M22 по M16n. Мощность скважины составляет 220 м. Разрез

был откалиброван по кальпионеллам и нанофоссилиям. Основание кальпионелловой зоны В было сопоставлено с нижней частью магнитозоны M19n, однако вышележащие зоны С, D, Е не были установлены по причине полного отсутствия кальпионелловых ассоциаций в интервале среднего берриаса – нижнего валанжина. В статье Огга практически отсутствует обоснование качества полученных магнитополярных данных.

В работе В.В. Сагера (W.W. Sager) с соавторами [2005] представлены результаты исследования **скважины 1213В**, расположенной на южном склоне возвышенности Шатского. В разрезе мощностью 60 м выделены магнитозоны с M18n по M16n. Стоит отметить противоречие между биостратиграфическими результатами, указывающими на принадлежность разреза исключительно к верхнему берриасу, и радиометрическими данными, согласно которым слои относятся к нижнему берриасу.

1.4. Петромагнитные исследования отложений нижнего мела Горного Крыма

В последнее время наряду с магнитополярными (палеомагнитными) характеристиками активно применяются данные по скалярным магнитным величинам. Доказавший свою значимость на примере множества работ [Молостовский, 1986; Молостовский, Храмов, 1997; Гужиков, 2013в, и др.] петромагнитный метод дает возможность решать задачи разной геологической направленности. Совокупное использование магнитных параметров с данными палеонтологических, лито- и седиментологических исследований дает информацию об условиях осадконакопления, позволяет проводить детальное расчленение разрезов, осуществлять региональные корреляции, реконструировать палеогеографические обстановки и т.д. Экспрессность и геологическая информативность делают петромагнитный метод привлекательным при проведении различных работ.

До недавнего времени исследования магнитных свойств пород нижнего мела Горного Крыма были малочисленны. Первой попыткой решения геологических задач на основе петромагнитных данных можно считать работу В.В. Аркадьева с соавторами [2001]. В рамках этой работы было изучено распределение в меловых отложениях р. Бельбек единственного параметра – магнитной восприимчивости. Исследования проводились как на самих обнажениях, так и в лабораторных условиях. Анализ магнитной восприимчивости не только подтвердил, существующие ранее представления о более высокой магнитности нижнемеловых отложений относительно верхнемеловых, но раскрыл и некоторые особенности в ее распределении. Статистическая обработка материала выявила 10 групп пород, вариации магнитной восприимчивости позволили по-новому провести геологические границы, сделанные ранее на основе магнитной съемки.

Позднее в работе О.Б. Ямпольской [2005] были приведены более обширные и детальные результаты магнитных исследований. Из широкого спектра петромагнитных характеристик, проводимых в основном в лабораторных условиях, были выбраны данные по магнитной восприимчивости, приросту магнитной восприимчивости после нагрева до 500°C, естественной остаточной намагниченности, остаточной намагниченности насыщения, дифференциального термомагнитного анализа, которые использовались для создания петромагнитной модели нижнемеловых отложений Горного Крыма. Подобная работа была проделана впервые. В исследованиях были задействованы отложения всех трех структурно-фациальных зон Горного Крыма: Юго-Западный Крым (700 стратиграфических уровней), Центральный Крым (100 стратиграфических уровней), Восточный Крым (200 стратиграфических уровней). Важным итогом работы можно считать создание вертикального распределения магнитных свойств и выделение на его основе реперных петромагнитных уровней в нижнемеловом комплексе, которые можно использовать для местных и региональных корреляций.

В главе 5 настоящей работы представлены новые факты истории развития территории Горного Крыма на рубеже юрской и меловой систем, выявленные по результатам петромагнитных исследований, которые являются дальнейшим развитием работ, начатых О.Б. Ямпольской.

Глава 2. МЕТОДИКА РАБОТ

2.1. Выбор объектов исследований и полевые работы

Цели и задачи работы предопределили основные подходы к выбору и изучению объектов:

1. Для исследования были выбраны опорные разрезы верхнетитонского подъяруса и берриасского яруса Восточного и Центрального Крыма (рисунок 2), имеющие надежное палеонтологическое обоснование, в которых были выделены наиболее детальные биостратиграфические подразделения (зоны, подзоны). Исследование разрезов проводилось в естественных обнажениях и карьерах.

2. Полевое изучение объектов было комплексным: палео- и петромагнитным (М.И. Багаева, А.Ю. Гужиков, А.Г. Маникин, А.Д. Архипов, А.М. Михайлов - все СГУ), седиментологическим (Е.Ю. Барабошкин, В.К. Пискунов - оба МГУ, С.В. Рудько - ГИН РАН) и палеонтологическим: макрофауна - аммониты, двустворки и др. (В.В. Аркадьев - СПбГУ, Е.Ю. Барабошкин - МГУ), микрофауна - фораминиферы, остракоды (Ю.Н. Савельева, А. А. Федорова - ФГУ НПП Геологоразведка), кальпионеллы (Е.С. Платонов - ВСЕГЕИ), палинология - диноцисты (О.В. Шурекова - ФГУ НПП Геологоразведка).

3. Палео- и петромагнитное опробование проводилось параллельно с геологическим (седиментологическим) описанием разрезов и отбором проб на палеонтологический, литолого-минералогический и другие виды анализов (по принципу «образец в образец»), для исключения возможных неточностей в привязке магнитозон к слоям и палеонтологическим находкам.

Описание разрезов приведено в главе 3 (Результаты работ). Информация по количеству отобранных образцов представлена на рисунке 3.

Частота отбора ориентированных штуфов определялась мощностью изучаемых стратиграфических подразделений и степенью (характером) обнаженности, составляя чаще всего 0,9-1 м. Каждый штуф впоследствии

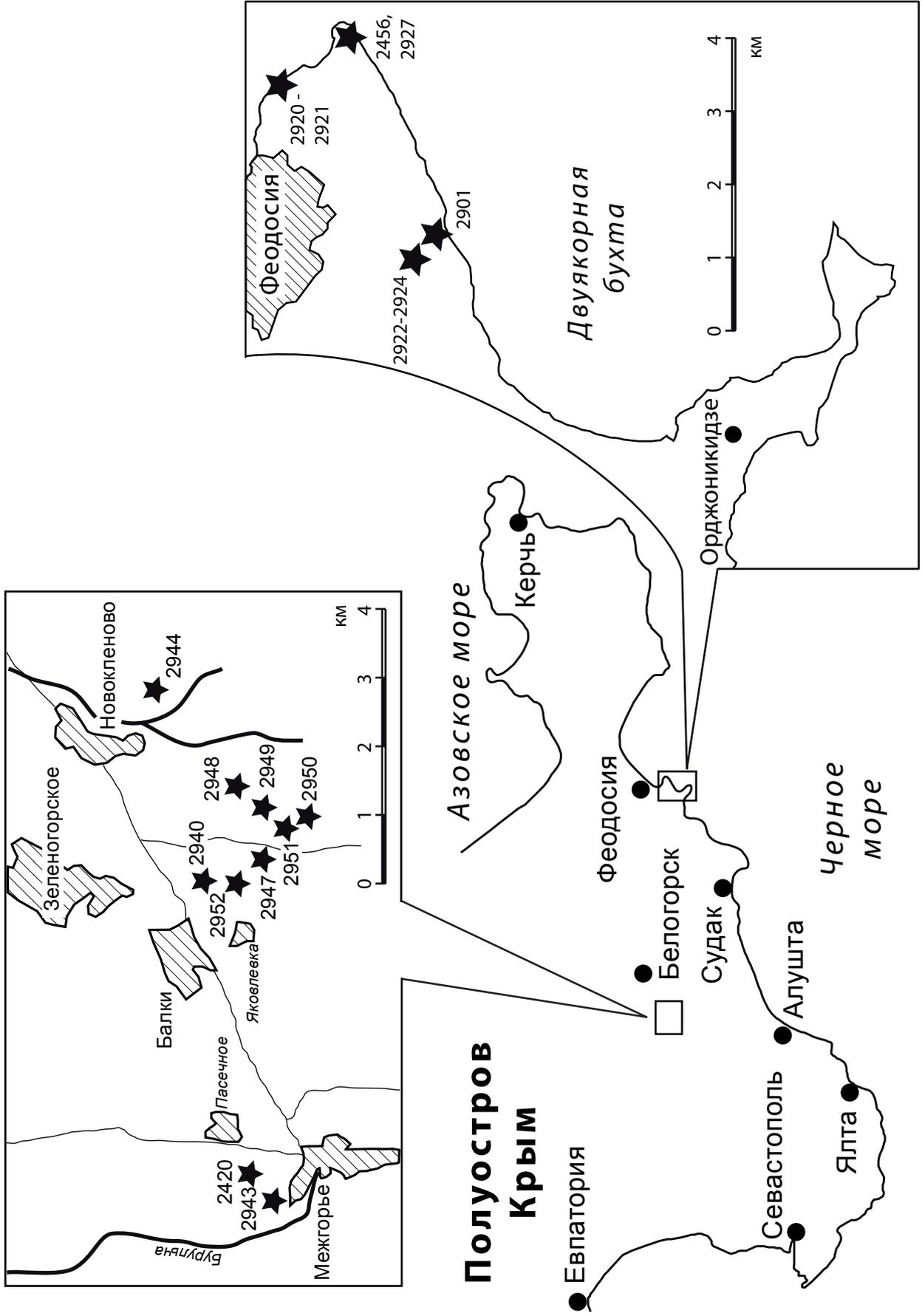


Рисунок 2 - Схема районов исследований

Система		Юрская		Меловая			
Ярус		Титонский		Берриасский			
Зона		M. microcanthum	Durangites	B. jacobi	T. occitanica	F. boissieri	
Восточный Крым	м. Св. Ильи (т.н. 2456)			57/55			
	Двужорная бухта (т.н. 2901, 2922-2924)	155/285					
	м. Феодосийский (т.н. 2920, 2921)			23/40			
	Заводская балка (т.н. 2900, 2925)					83/70	
	Тонас (т.н. 2415, 2941, 2942)			106/1000			
Центральный Крым	Балки (т.н. 2940)				65/130		
	Межгорье (т.н. 2943)					41/78	
	Новокленово (т.н. 2944)				11/10		
	Енисарай	т.н. 2947			40/75		
		т.н. 2948				7/15	
		т.н. 2949				10/22	
		т.н. 2950			5/ 4,5		
т.н. 2951				8/12			
т.н. 2952					17/37		

Рисунок 3 - Характеристика степени палеомагнитной изученности разрезов верхнего титона-берриаса Восточного и Центрального Крыма. В числителе – количество стратиграфических уровней, в знаменателе – мощность изученных отложений (м)

распиливался на камнерезном станке на 3-4 образца кубической формы с размерами ребер 2 см. Для палеомагнитного анализа использовалось по два кубика с каждого уровня, для петромагнитных исследований, как минимум – один.

Отбор образцов из твердых литологических разностей (известняки, песчаники) и глин проводился с помощью кайла, для отбора рыхлых пород (песок) использовался специальный нож. Из опробования исключались образцы с неясными условиями залегания. Для исключения вероятности отбора пород, подвергшихся вторичным изменениям, выкапывались углубления до 1 м и более, а в более твердых литологических разностях выветрелые участки породы скалывались. Во избежание растрескивания, штуфы из непрочных глин парафинировались, а песчаные разности монолитизировались путем пропитки 50-процентным водным раствором силикатного клея.

Во время полевых исследований проводились детальные измерения магнитной восприимчивости (**K**) с помощью приборов КТ-6 и КТ-10.

2.2. Лабораторные исследования, анализ и интерпретация данных

2.2.1. Петромагнитные и магнито-минералогические исследования

Петромагнитная информация сосредоточена в магнитных минералах и определяется их составом, размерностью зерен и особенностями распределения, то есть структурно-текстурными особенностями пород, которые, в свою очередь, обусловлены процессами седиментогенеза (применительно к осадочным толщам). Петромагнитные исследования проводились с целью оценки пригодности образцов для палеомагнитных определений и получения дополнительной информации о вещественном составе и условиях формирования отложений. Исследования включали массовые измерения магнитной восприимчивости (**K**), ее частотных зависимостей (**FD**-фактор), анизотропии магнитной восприимчивости (**AMB**), термокаппы (**Kt**), естественной остаточной намагниченности (**Jn**), остаточной намагниченности насыщения (**Jrs**), остаточной коэрцитивной силы

(H_{cr}) и других параметров магнитного насыщения, а также проведение дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) по выборочным образцам.

Магнитная восприимчивость (K) – физическая величина, характеризующая способность вещества намагничиваться (приобретать индуктивную намагниченность - J_i) под действием внешнего магнитного поля (H); $J_i = K \cdot H$ и зависящая, главным образом, от концентрации пара- и ферромагнетиков в породе. При значениях $> 20 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ магнитная восприимчивость определяется, практически, только ферромагнетиками.

Каппаметрический анализ заключается в измерении параметра K и широко применяется для получения оперативной информации о концентрации пара- и ферромагнитных минералов в породе. Его использование позволяет в короткие сроки и при минимальных затратах детально расчленять и коррелировать толщи пород.

Термокаппаметрический анализ заключается в измерении прироста магнитной восприимчивости образцов горных пород после их нагрева на 500°C в окислительной среде ($dK = K_t - K$, где K – магнитная восприимчивость, K_t – магнитная восприимчивость после нагрева). Прирост осуществляется за счет превращения изначально немагнитного пирита в сильномагнитный магнетит. Сходным эффектом, кроме пирита, обладают и магнитные сульфиды железа (типа пирротина, грейгита), и сидерит, но для вполне однозначной интерпретации термокаппаметрических данных, как правило, достаточно сведений о значениях исходной магнитной восприимчивости, в сочетании с данными магнитно-минералогического анализа (магнитное насыщение, ДТМА) по выборочным образцам [Ямпольская, Гужиков, 2000]. При отсутствии других магнитных фаз, кроме магнетита, после нагрева происходит спад величин K , за счет частичного окисления Fe_3O_4 . Высокая вариативность параметра dK (от значений близких к нулю до многих тысяч 10^{-5} ед.СИ) позволяет эффективно использовать его для дополнительного расчленения разрезов, а информация об изменениях в концентрациях тонкодисперсного пирита весьма актуальна для реконструкций геохимических обстановок в придонных слоях палеобассейна. Попытка

исследования возможностей количественного анализа концентраций FeS_2 с помощью термокаппаметрии была предпринята Пименовым и др. [2007].

Особое место в настоящей работе занимает анализ данных по *анизотропии магнитной восприимчивости* (АМВ), применяемой в качестве индикатора магнитной текстуры. Данные магнитной восприимчивости, измеренные по разным направлениям, традиционно представляются в виде трехосного эллипсоида (рисунок 4а) с максимальной (длинной) – K_1 , промежуточной (средней) – K_2 и минимальной (короткой) – K_3 осями восприимчивости. Проекции K_1 , K_2 и K_3 выносятся на стереограмму в виде квадратов, треугольников и кругов, соответственно (рисунок 4б). Различные типы магнитной анизотропии могут характеризовать гидродинамический режим среды осадконакопления, а также быть показателями интенсивности деформаций пород и других особенностей седиментогенеза и эпигенеза [Borradaile, Henry, 1997; Chadima, 2008]. Анализ данных АМВ осуществлялся при помощи программы Anisoft 4.2.

Важную информацию о доменном состоянии магнитных зерен дает анализ FD-фактора. Параметр, характеризующий частотную зависимость магнитной восприимчивости, рассчитывается по формуле $FD = (K_{LF} - K_{HF}) / K_{LF} * 100\%$, где K_{LF} – магнитная восприимчивость, измеренная на низкой частоте (976 Гц), K_{HF} – магнитная восприимчивость, измеренная на высокой частоте (3904 Гц), и отражает наличие зерен магнитных минералов переходного размера от однодоменных к суперпарамагнитным. Магнитный параметр FD реагирует только на критически малый размер зерен, который зависит от формы, состава и свойств минерала (для сферических частиц магнетита диаметр зерна составляет ~ 0.29 мкм). Теоретически FD может приближаться к 90-100%, но многочисленными экспериментами на искусственных и естественных образцах показано, что величина FD для чистого магнетита не превышает 15-16% [Матасова, 2006].

Измерения магнитной восприимчивости, ее частотных зависимостей и АМВ проводились в лаборатории Петрофизики СГУ (г. Саратов) на мультислотном каппабридже – МФК1-ФВ. Для проведения термокаппаметрического анализа

образцы нагревались в печи СНОЛ 6/11-В с программным регулированием температуры.

Естественная остаточная намагниченность (ЕОН, NRM, **J_n**) – источник не только палеомагнитной информации, но и петромагнитных сведений. Величина **J_n** зависит от концентрации магнитных минералов в породе, но, кроме того, от степени упорядоченности магнитных моментов минеральных частиц. Параметр Кенигсбергера (фактор **Q**) – отношение естественной остаточной намагниченности к индуктивной ($Q = J_n / J_i = J_n / K * H$, где **H** – средняя напряженность современного геомагнитного поля ~ 40 А/м), дает важную информацию о генезисе магнитных минералов: аутигенным ферромагнетикам, как правило, соответствуют значения фактора $Q \geq 1$, для аллотигенных типичны $Q < 1$ [Храмов, Шолпо, 1967; Храмов и др., 1982]. Измерения естественной остаточной намагниченности проводились в лаборатории Петрофизики СГУ (г. Саратов) на спин-магнитометре JR-6, а также в палеомагнитной лаборатории ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) на криогенном магнитометре (SQUID) (2G Enterprises).

Важными параметрами, позволяющими диагностировать вид магнитного минерала являются остаточная намагниченность насыщения (**J_{rs}**), остаточная коэрцитивная сила (**H_{cr}**). Определяются эти параметры путем снятия *кривых магнитного насыщения*. **J_{rs}** – максимально возможная величина остаточной намагниченности, возникающая в породе после воздействия на нее искусственным полем, зависящая, в основном, от концентрации ферромагнитных минералов. **H_{cr}** – величина поля, при котором происходит разрушение **J_{rs}**, зависящая, кроме вида ферромагнетика, от размеров его частиц зерен, с которыми она связана обратной зависимостью.

Снятие кривых насыщения, обычно, прекращалось после разрушения **J_{rs}**, но дополнительно измерялась остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, антипараллельным **J_{rs}**, для расчета параметра $S = |J_r(-300) / J_{rs}|$. Параметр **S**, отражает жесткость зерен ферромагнитных минералов, а его

значения колеблются в интервале от 0 до 1. Величины, близкие к единице означают преобладание зерен магнитомягких минералов [Evans, Heller, 2003]

Еще один важный расчетный показатель, связанный с параметром магнитного насыщения - это отношение K/Jrs , которое прямо пропорционально среднему размеру ферромагнитных зерен.

Комплексный анализ Hcr , S и K/Jrs позволяет более корректно интерпретировать особенности ферромагнитной фракции.

Опыты магнитного насыщения большинства образцов проводились в лаборатории Петрофизики СГУ (г. Саратов) на установке с регулируемым электромагнитом, обеспечивающим интенсивность поля до 700 мТл. Замеры остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6.

Важные результаты магнито-минералогической диагностики получены с помощью *дифференциального термомагнитного анализа* (ДТМА), основанного на непрерывной регистрации образца при нагреве до температуры 700 °С, с последующим охлаждением в искусственном магнитном поле. Идентификация магнитных минералов проводится по точкам Кюри либо по температурам фазовых переходов, характерных для минералов. Экспрессность, малый объем проб, необходимый для проведения анализа, и способность диагностирования тонкодисперсных минералов являются отличительной особенностью этого метода. ДТМА проводился с помощью термоанализаторов магнитных фракций ТАФ-1 (геофизическая обсерватория ОИФЗ РАН «Борок», пос. Борок, Ярославская обл.) и ТАФ-2 (лаборатория Петрофизики СГУ, г. Саратов).

Использование комплекса петромагнитных характеристик позволяет за короткий срок получить качественную информацию относительно вида и генезиса минералов, которая имеет важное значение при установлении условий осадконакопления и вторичных изменений пород. По существу, анализ скалярных магнитных характеристик – специфическая разновидность фацциально-минералогического анализа. Принципы геологической интерпретации петромагнитных свойств осадочных пород, базирующиеся на безусловном знании

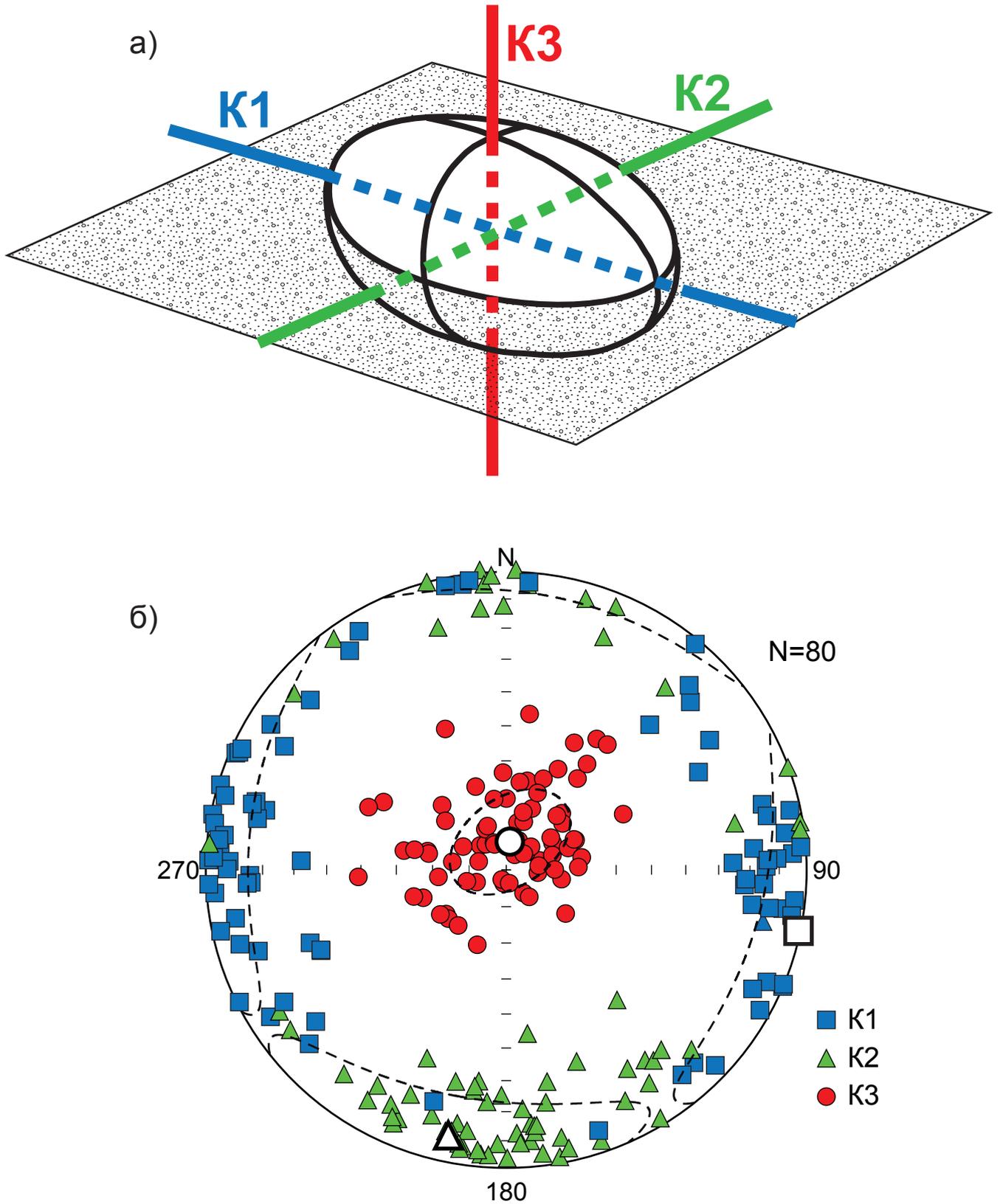


Рисунок 4 - Схема трехосного эллипсоида (а) и пример стереограммы анизотропии магнитной восприимчивости (б). K1, K2, K3 - длинные, средние и короткие оси анизотропии магнитной восприимчивости, соответственно

вида и генезиса [Молостовский, 1986; Гужиков, Молостовский, 1995], в кратком виде сводятся к следующему:

1. Магнитная неоднородность осадочных толщ, связанная с неравномерностью распределения аллотигенных минералов, отражает специфику осадконакопления и является основанием для выделения лито- и ритмостратиграфических подразделений.

2. Резкие изменения петромагнитных характеристик по разрезу чаще всего связаны со сменой седиментационных условий, обусловленных размывами или перерывами.

3. Повышенная магнитность отложений в общем случае может служить критерием активизации тектонических процессов на суше и/или эвстатических колебаний, а также фиксировать степень удаленности от источника по снижению величины намагниченности.

4. Петромагнитные вариации, обусловленные аутигенной минерализацией, отражают колебания геохимической обстановки в придонных слоях палеобассейна.

Результаты исследования петромагнитных свойств верхнего титона – берриаса Горного Крыма подробно описаны в главе 3. В главе 5 на основе анализа петромагнитных характеристик сделаны некоторые выводы об условиях формирования титонских-берриасских пород Восточного и Центрального Крыма.

2.2.2. Палеомагнитные исследования

Палеомагнитное изучение коллекции проводилось по установленной ранее методике [Храмов и др., 1982; Молостовский, Храмов, 1997] и заключалось в последовательных магнитных чистках температурой и переменным полем с дальнейшими измерениями естественной остаточной намагниченности. Результатом исследований является выделение характеристических компонент (ChRM), т.е. наиболее стабильные, разрушаемые в последнюю очередь, и выявление на их основе магнитополярных характеристик. В ходе анализа полученных данных применялся ряд палеомагнитных тестов (тест складки, тест

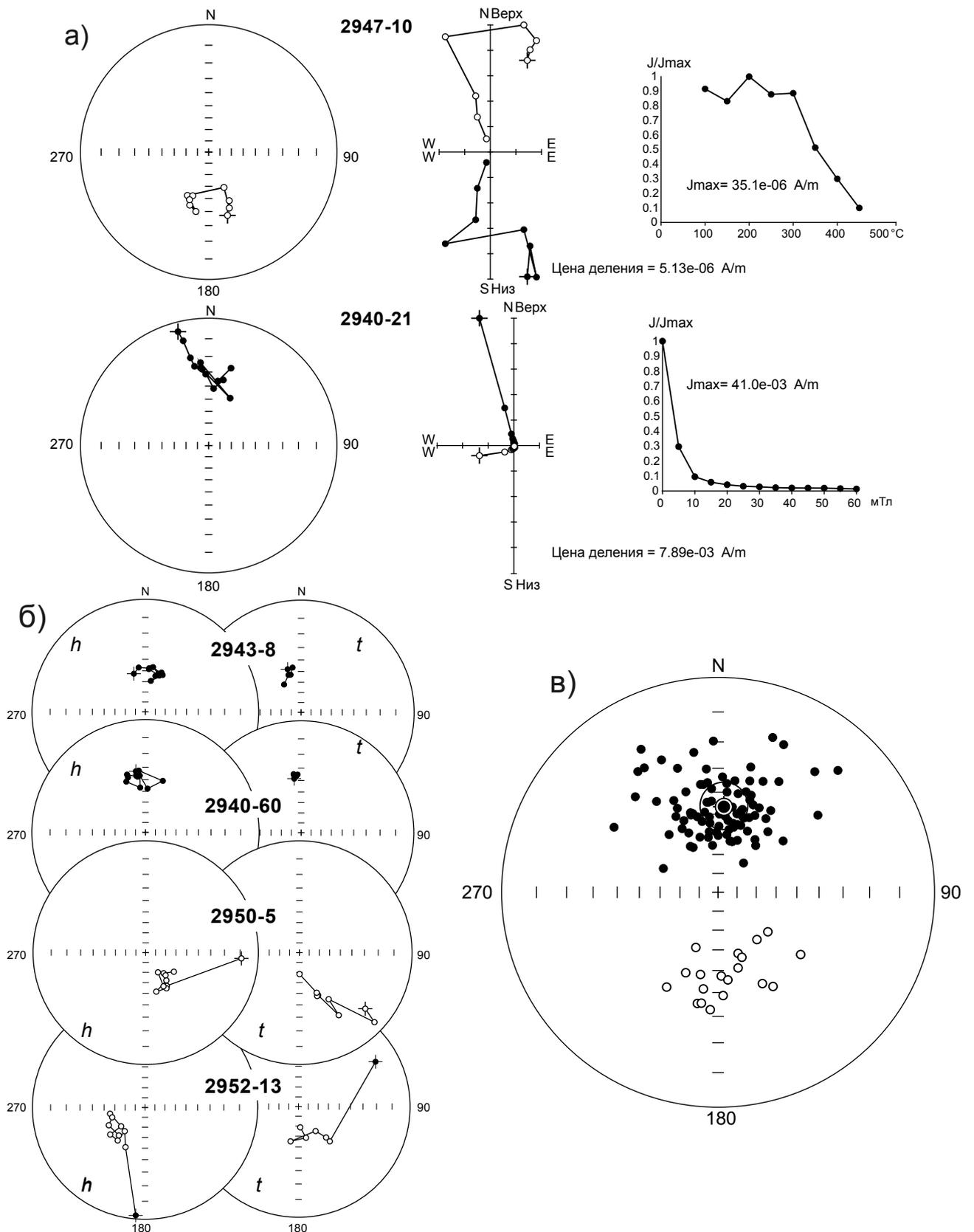


Рисунок 5 - Результаты палеомагнитных исследований: а) результаты компонентного анализа (слева направо): стереографические изображения изменения векторов J_n в процессе чисток переменным полем, диаграммы Зийдervельда (в географической системе координат), графики размагничивания образцов; б) сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (h) и температурой (t); в) стереографические проекции ChRM (в древней системе координат).

обращения и т.д.), необходимых для обоснования первичности (древней природы) выделенных компонент.

Для контроля качества исследований замеры естественной остаточной намагниченности проводились в различных лабораториях и на разных приборах: на спин-магнитометре JR-6 (лаборатория Петрофизики СГУ, г. Саратов), криогенном магнитометре (SQUID) (2G Enterprises) (палеомагнитная лаборатория ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск). Температурные магнитные чистки осуществлялись в печи конструкции В.П. Апарина с пятислойными пермаллоевыми экранами, ослабляющими воздействие внешнего магнитного поля до нескольких нТл (лаборатория Петрофизики СГУ, г. Саратов; палеомагнитная лаборатория ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск). Диапазон нагревов устанавливался от 100 до 500-600°C с шагом 50°C. Магнитные чистки проводились на установке размагничивания переменным магнитным полем LDA-3AF (лаборатория Петрофизики СГУ) в диапазоне от 2-5 мТл до 30-100 мТл с шагом 2, 5 и 10 мТл в течение 30 секунд.

2.3. Компонентный анализ

Компонентный анализ палеомагнитных данных осуществлялся с помощью программы Remasoft 3.0 путем анализа и интерпретации диаграмм Зийдервельда, графиков размагничивания и стереографических проекций **Jn**. В процессе интерпретации рассматривались все присутствующие компоненты намагниченности, а не только характеристические (ChRM).

В большинстве случаев в образцах выделялось две компоненты: низкотемпературная (НТК) или низкокоэрцитивная (НКК) и высокотемпературная (ВТК) или высококоэрцитивная (ВКК) (рисунок 5а). 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. Результаты

компонентного анализа по обоим видам чисток, как правило, обнаруживали хорошую сходимость (рисунок 5б), что существенно повышает достоверность палеомагнитных определений по сравнению с результатами, базирующимися только на одном из способов чисток.

Проекции ChRM, группирующиеся в северных и северо-западных румбах нижней полусферы, считались соответствующими прямой (N), а те, которые проявили тенденцию к обособлению в южных секторах верхней полусферы, – обратной (R) полярности геомагнитного поля (рисунок 5в). Наиболее стабильные в палеомагнитном отношении образцы были использованы для расчета виртуальных геомагнитных полюсов.

2.4. Полевые тесты

Важной частью палеомагнитных исследований является статистический анализ выделенных компонент, применение тестов и методов обоснования первичности намагниченности. В настоящей работе использовались тесты обращения, плоскостей перемагничивания, складки. Описание тестов (методов) заимствовано в словаре-справочнике Д.М. Печерского «Палеомагнитология, петромагнитология и геология» [Печерский, Соколов, 2011].

Тест (метод) обращения Ирвинга-Криера – способ выделения и оценки направления древней компоненты **J_n** по прямо и обратно намагниченным одновозрастным породам одного объекта. Первичная остаточная намагниченность таких пород должна отличаться на 180°. Если принять, что вторичные компоненты в равной мере участвуют в **J_n** прямой и обратной полярности, то поворот на 180° одной из намагниченностей по отношению к другой и сложение после этого их нормированных векторов приведет к уничтожению вторичной компоненты **J_n**, возможно близкой к первичной.

Тест обращения проводился по методике, предложенной П.Л. Макфадденом и М.В. Макелхинни [McFadden, McElhinny, 1990].

Тест плоскостей (кругов) перемагничивания в ходе чистки – способ оценки палеомагнитной стабильности и определения направления древней доскладчатой компоненты **Jn**. Для применения теста по результатам ступенчатой чистки единичных образцов строятся плоскости перемагничивания (их следы на поверхности сферы – круги перемагничивания), в которых расположены векторы полной **Jn** и вторичной послескладчатой компоненты. Такие плоскости (большие круги на сфере) для толщ с разным залеганием пересекутся в точке положения доскладчатой компоненты [Halls, 1976].

Анализ больших кругов проводился с помощью программы Remasoft 3.0.

Тест складки Грэхэма – способ оценки палеомагнитной стабильности и оценки времени приобретения **Jn** или ее компонент, выделенных чистками относительно времени смятия изучаемых пород в складки. В случае доскладчатого образования **Jn** векторы последней в разных частях складки располагаются одинаково относительно слоистости, если **Jn** образовалась после складчатости, векторы ее располагаются параллельно друг другу независимо от элементов залегания пород в разных частях складки. Промежуточная картина отражает наличие синскладчатой намагниченности. Качественно соотношение до- и послескладчатой компонент **Jn** видно по соотношению кучностей векторов в современных (K_c) и древних (K_d) координатах. Соотношения $K_d > K_c$ и $K_d < K_c$ свидетельствуют о преобладающем вкладе доскладчатой (древней) и современной компонент, соответственно. Важным условием для получения корректных результатов теста является высокая вариативность элементов залегания пластов.

Количественная интерпретация результатов теста складки проводилась по методике, предложенной П.Л. Макфадденом [McFadden, 1990].

При сравнении средних направлений на предмет их значимого или не значимого отличия (например, при сравнении компонент намагниченности с современным геомагнитным полем) использовалась статистика М.Г. Дибича, Г.С. Ватсона [Debiche, Watson, 1995].

2.5. Вид и генезис ферромагнитных минералов

Изученные отложения верхнего титона – берриаса Горного Крыма по виду и генезису основных магнитных минералов делятся на три литолого-магнитные группы.

К первой группе относятся магнетит и минералы близкие к нему. По количественному соотношению эта группа наиболее представительна. Максимально распространена в отложениях Восточного Крыма, а также в большинстве образцов из отложений Центрального Крыма (обнажения 2420, 2940, 2944, 2952, терригенная часть обнажения 2948, верхняя часть обнажения 2949). Магнетит фиксируется на кривых ДТМА по резкому спаду намагниченности в районе 580°C (рисунок 6а). Наличие магнетитовых разностей подтверждается относительно низкими значениями полей насыщения (100-200 мТл) и остаточной коэрцитивной силы (20-40 мТл) (рисунок 6б).

Вторая литолого-магнитная группа представлена магнитожесткими минералами, вероятнее всего гематитом и сильно дегидратированными гидроокислами железа. Насыщение образцов, содержащих эти магнитные минералы, не достигается и в полях до 700 мТл, а остаточная коэрцитивная сила варьирует в пределах 100-200 мТл (рисунок 6в). Преимущественно представители данной магнитной группы встречаются в разрезах Центрального Крыма (обнажения 2943, 2949), а также зафиксированы в нескольких образцах из отложений Восточного Крыма (4 образца из обнажений 2901, 2922).

Третья литолого-магнитная группа характеризуется наличием двух фаз: магнитомягкой, в которой насыщение достигается в полях 100 мТл, и следующей за ней магнитожесткой, на интервале распространения которой фиксируется резкий рост намагниченности и насыщение не достигается в полях до 700 мТл, остаточная коэрцитивная сила в отдельных образцах достигает 250 мТл (рисунок 6г). К данной группе относятся известняки из нижней части разреза Центрального Крыма (обнажения 2947, 2950, 2951).

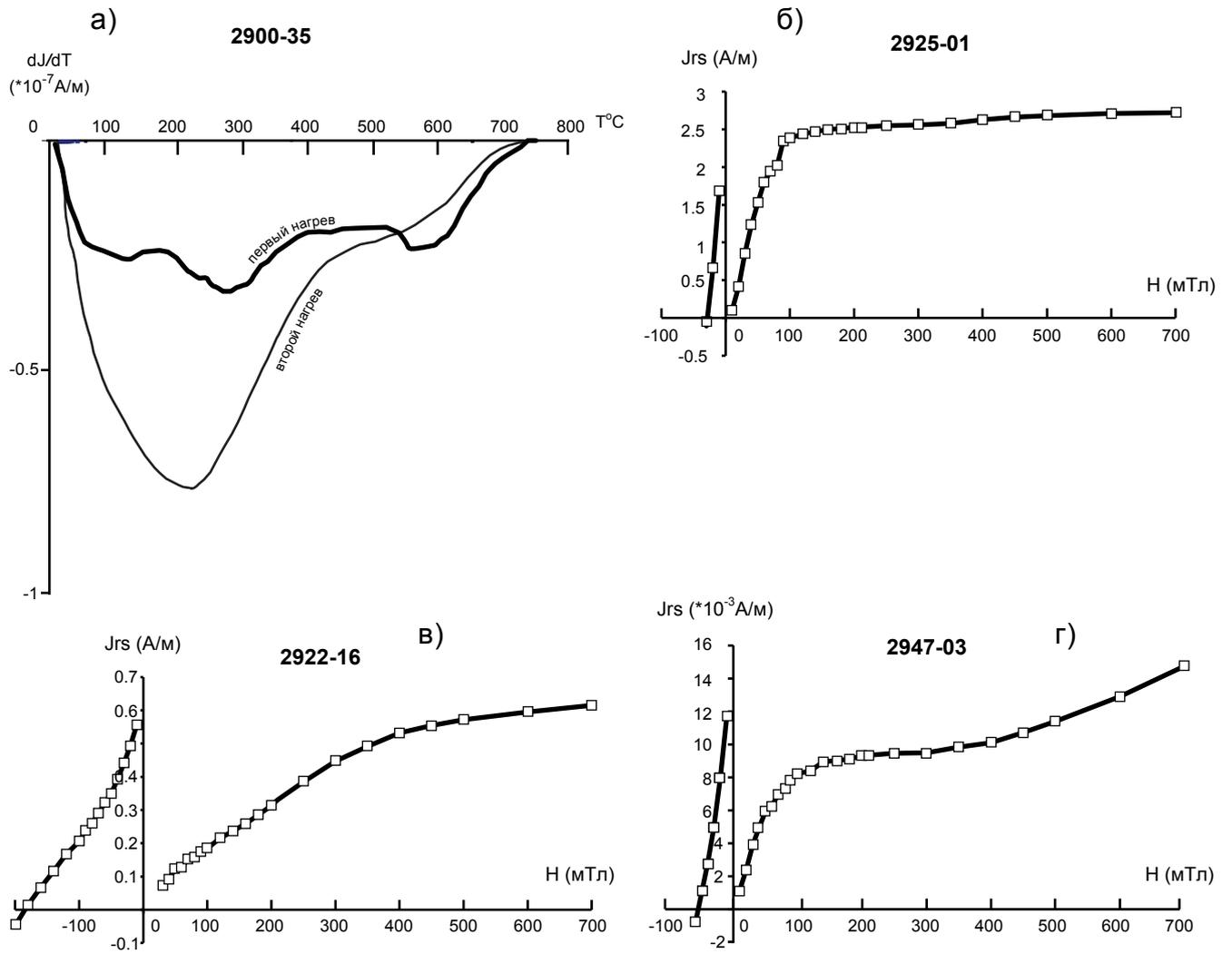


Рисунок 6 - Результаты магнито-минералогического анализа отложений Центрального Крыма: а) кривые ДТМА (первые производные по кривым термомагнитного анализа); б-г) кривые магнитного насыщения

2.6. Природа палеомагнитных зон

Методика обоснования первичности намагниченности при магнитостратиграфических исследованиях имеет свою специфику [Гужиков, 2013а и др.]. В частности, отрицательный тест обращения (инверсии) для совокупностей предположительно разнополярных векторов, не является основанием для отбраковки данных, если, например, имеются веские доказательства не полного разрушения вторичных компонент **Jn** или аномальные направления сгруппированы в разрезе, а не спорадически рассеяны по отдельным стратиграфическим уровням и т. д.

Наиболее важными и наиболее часто употребляемыми способами обоснования первичности компонент ЕОН в практике магнитостратиграфических исследований являются не стандартные полевые тесты (складки, галек и др.), применение которых, зачастую, невозможно из-за отсутствия соответствующих предпосылок, а следующие геолого-геофизические критерии и тесты:

- индифферентность геомагнитных инверсий к литологическим, петромагнитным характеристикам и другим особенностям вещественного состава;
- наличие закономерностей, характерных для седиментационной (постседиментационной) остаточной намагниченности, например, низкие (<1) значения фактора Q , невысокие (первые десятки) палеомагнитные кучности и др.;
- близость виртуального геомагнитного полюса к местоположению других ВГП, определенных ранее для данного литосферного блока;
- «критерий внешней сходимости» - идентичность палеомагнитной структуры одновозрастных отложений в удаленных разрезах.

Каждый из перечисленных тестов в отдельности лишь косвенно подтверждает первичность намагниченности, но их совокупность позволяет утверждать, что зафиксированная в разрезе (разрезах) последовательность магнитозон отражает режим древнего геомагнитного поля.

Анализ лабораторных исследований пограничных отложений юры-мела и берриаса Горного Крыма позволил выявить ряд признаков, указывающих на древнюю природу выделенных векторов ChRM. Подробное описание этих критериев приведено в главе 3 настоящей работы.

Глава 3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Отложения пограничного интервала титона-берриаса в Горном Крыму картируются широкой полосой с юго-запада на северо-восток и обнажаются в пределах Главной (Первой) и Второй гряд Крымских гор. В числе основных отличительных особенностей отложений можно назвать резкую фациальную изменчивость и большие различия в мощностях пород.

Первые рекогносцировочные палео- и петромагнитные исследования юры-мела Крыма были выполнены в конце 1970-х годов А.З. Гасановым [1976]. В 1970-1980 гг. более детальные магнитостратиграфические данные по нижнему мелу Центрального и Восточного Крыма были получены В.Н. Ереминым (СГУ) [Молостовский и др., 1977, 1989]. В рамках исследования мезозоя Горного Крыма, с целью уточнения геодинамической истории региона в 1980-х годах сотрудниками Института Физики Земли АН СССР (ныне ИФЗ РАН) были получены магнитополярные определения по верхнеюрским и нижнемеловым осадочным породам и галькам [Печерский, Сафонов, 1993]. Палеогеодинамическая направленность работы не позволяет использовать данные для решения стратиграфических задач, однако они полезны в плане обоснования возраста остаточной намагниченности. Важную роль в изучении магнитостратиграфии нижнего мела сыграла работа О.Б. Ямпольской [2005], в которой были обобщены данные по 16 разрезам берриаса-альба. Результатом исследования стало создание палеомагнитной шкалы и петромагнитной модели нижнего мела Горного Крыма.

В настоящей главе описаны результаты палео- и петромагнитных исследований отложений верхнего титона – берриаса Восточного и Центрального Крыма. Следует отметить, что детальная магнитостратиграфическая характеристика пограничных отложений юры и мела Горного Крыма была получена впервые.

3.1. Восточный Крым

3.1.1 Описание разрезов

Разрез Двужкорная бухта

Обнажение 2901 (45°00'02.9"N, 34°23'19.9"E) расположено в Двужкорной бухте и 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 (рисунок 7). Известняки в этом разрезе 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. Находки аммонитов *Oloriziceras* cf. *schneidi* Tavera и *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius* (Oppel) (из пачек 2 и 4 соответственно) позволяют отнести эти отложения к верхнему титону (нижняя подсвита Двужкорной свиты).

Обнажение 2922 (45°00'14.2"N, 34°23'08.9"E) частично сдублированное в соседних *обнажениях 2923* и *2924*, надстраивает разрез *2901*, находясь примерно в 200 м к западу-северо-западу. В литологическом отношении в основном представляет собой чередование разноокрашенных глин и известняков (преимущественно грейнстоунов), с редкими прослоями бурых сидеритов (рисунок 8). Вверх по разрезу фиксируются следы биотурбаций, наличие растительного детрита и ихнофоссилий. В верхней части обнажения начинается постепенное увеличение карбонатности отложений, что приводит к изменению окраски глин до серой и светло-серой и появлению прослоев мергелей. Завершается разрез прослоем рудстоуна, толщиной ~ 1 м. Находки *Neoperisphinctes* cf. *Falloti* (Kilian) в средней части пачки 7 соотносят эту часть разреза с верхним титоном (нижняя подсвита Двужкорной свиты).

Общая мощность разреза Двужкорная бухта составляет свыше 280 м. Падение пластов изменяется от северо-восточного в нижней части разреза

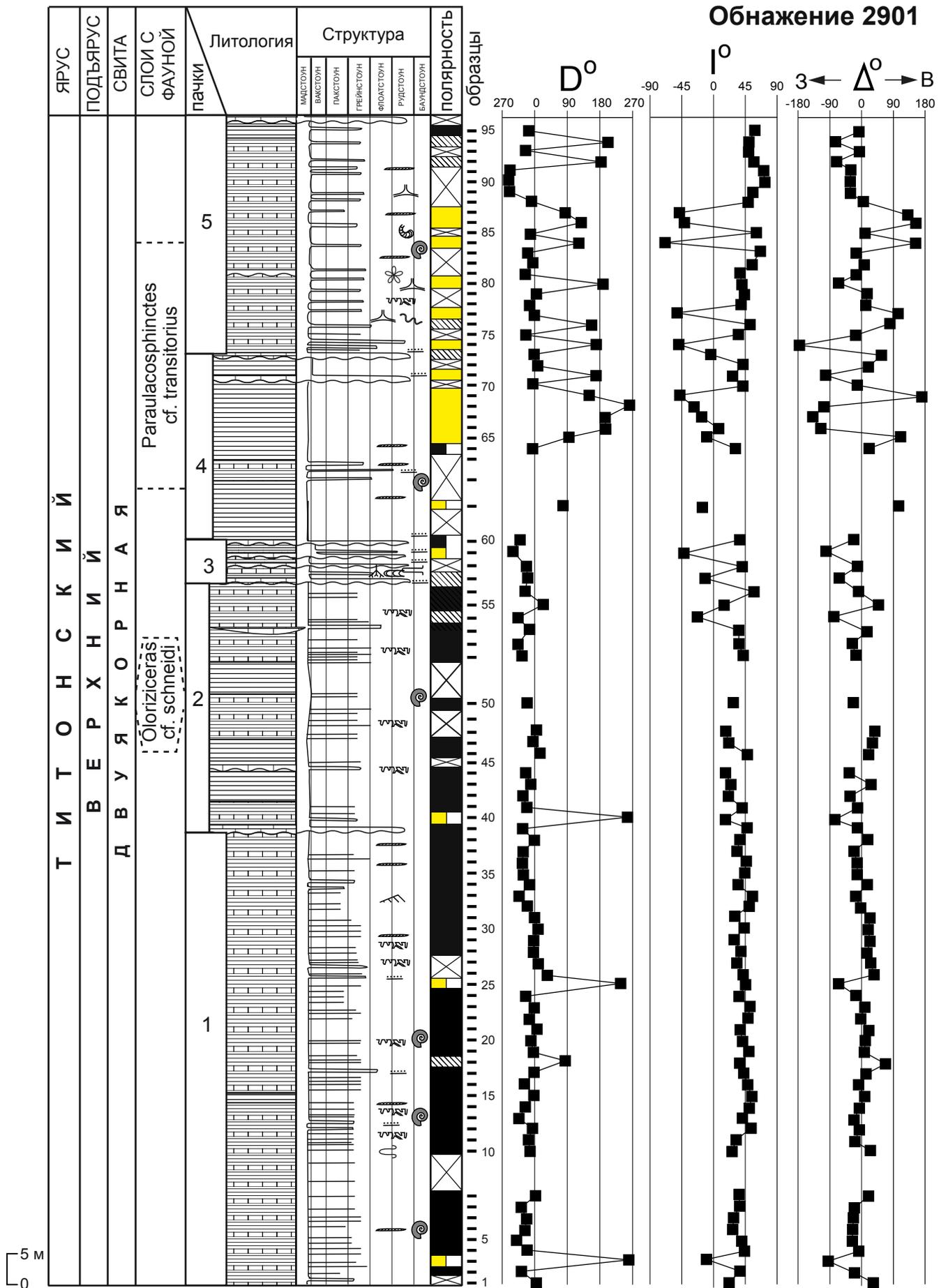


Рисунок 7 - Результаты магнитостратиграфических исследований разреза Двужоркная бухта (обнажение 2901)

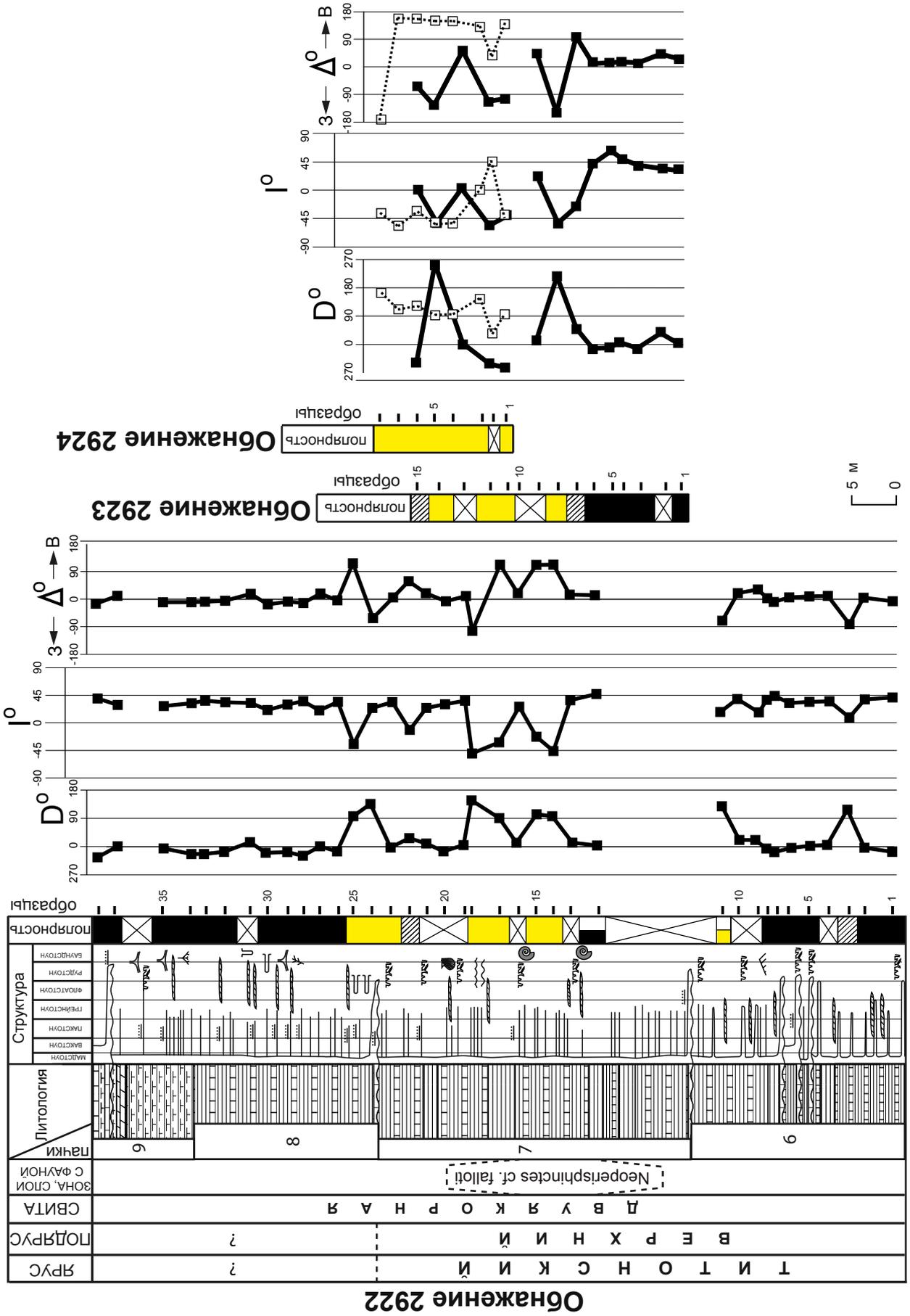


Рисунок 8 - Результаты магнитостратиграфических исследований разреза Двужкорная бухта (обнашения 2922, 2923, 2924)

(образцы 1-55 обнажения 2901) до преимущественно северо-западного (образцы 56-95 обнажения 2901) в средней части, а в верхней части пласты вновь падают преимущественно к северу и северо-востоку (обнажения 2922-2924). Углы падения варьируют от 10° до 40°

С целью получения палео- и петромагнитных характеристик из разреза Двужорная бухта были отобраны образцы со 155 стратиграфических уровней. По причине слабой магнитности образцов при нагревах свыше 200-300°C и воздействии полей более 50 мТл фиксировалось лабораторное подмагничивание, после чего дальнейшие магнитные чистки прекращались. По этой причине определения ChRM для этих обнажений базируются преимущественно на результатах чисток переменным магнитным полем. В большинстве образцов успешно выделены две компоненты: низкокоэрцитивная в диапазоне 5-15 мТл и высококоэрцитивная – после воздействия переменным полем более 20 мТл (рисунок 9). В образцах, в которых при нагревах свыше 200-300 °C подмагничивания не наблюдалась, отмечается хорошая сходимость результатов по обоим видам чисток (рисунок 10).

Магнитополярная структура разреза Двужорная бухта представляет собой (снизу вверх) чередование двух зон преимущественно прямой полярности (**N_{1r-t}** и **N_{2rt-b}**) с зоной преимущественно обратной полярности (**R_{1n-t}**), мощностью 120, 70 и 37 м соответственно. Выше следуют зона обратной полярности – **R_{2t-b}** (26 м) и зона прямой полярности – **N_{3t-b}** (50 м). Стратиграфически зоны **N_{1rt}**, **R_{1nt}** соответствуют верхнему титону, а зоны **N_{2rt-b}**, **R_{2t-b}**, **N_{3t-b}** – пограничному интервалу титона-берриаса.

Разрез мыс Феодосийский

Обнажения 2920 и 2921 (45°01'16.0"N, 34°24'54.0"E) расположены недалеко от лодочной станции, на ЮЗ окраине г. Феодосия, в 3,7 км к востоку-северо-востоку от обнажения 2922, и надстраивают его. Разрез представляет собой чередование карбонатных глин, мергелей и грейнстоунов, пропорциональное соотношение которых меняется в разных частях обнажений (рисунок 11). В основании обнажения 2921 присутствует мощный пласт известняка, который

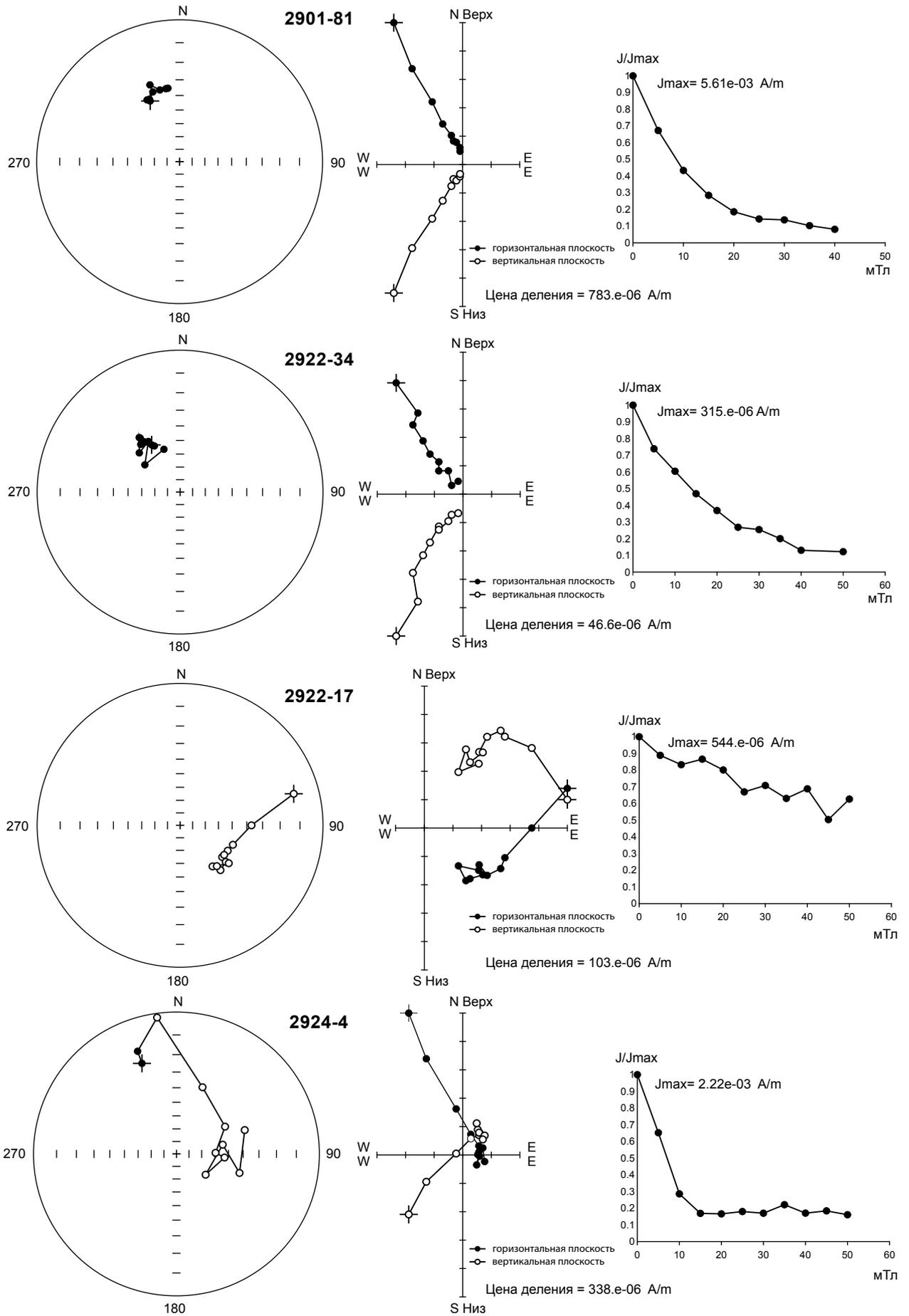


Рисунок 9 - Результаты компонентного анализа по разрезу Двужорная бухта

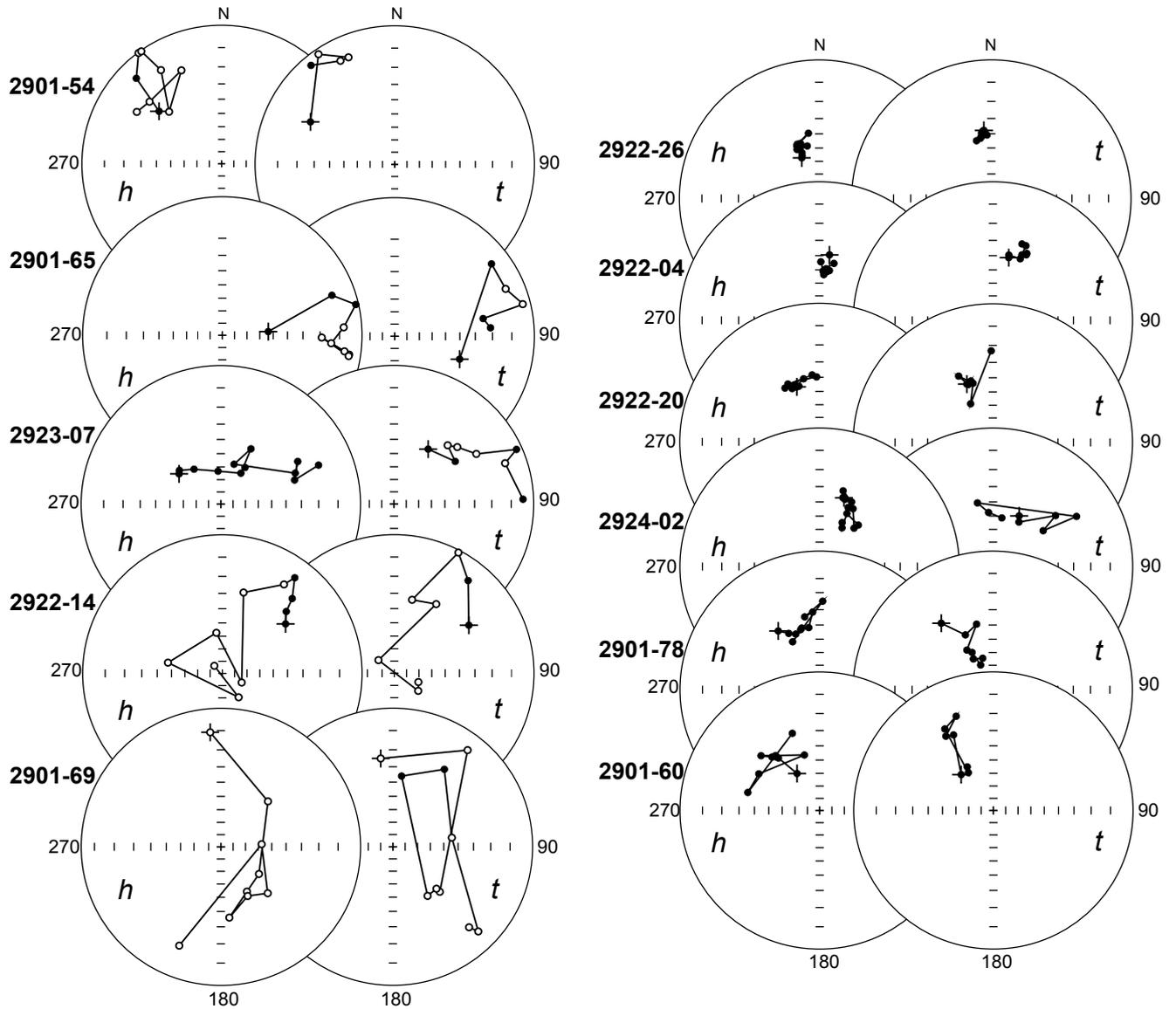


Рисунок 10 - Сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (h) и температурой (t) по разрезу Двужоркная бухта

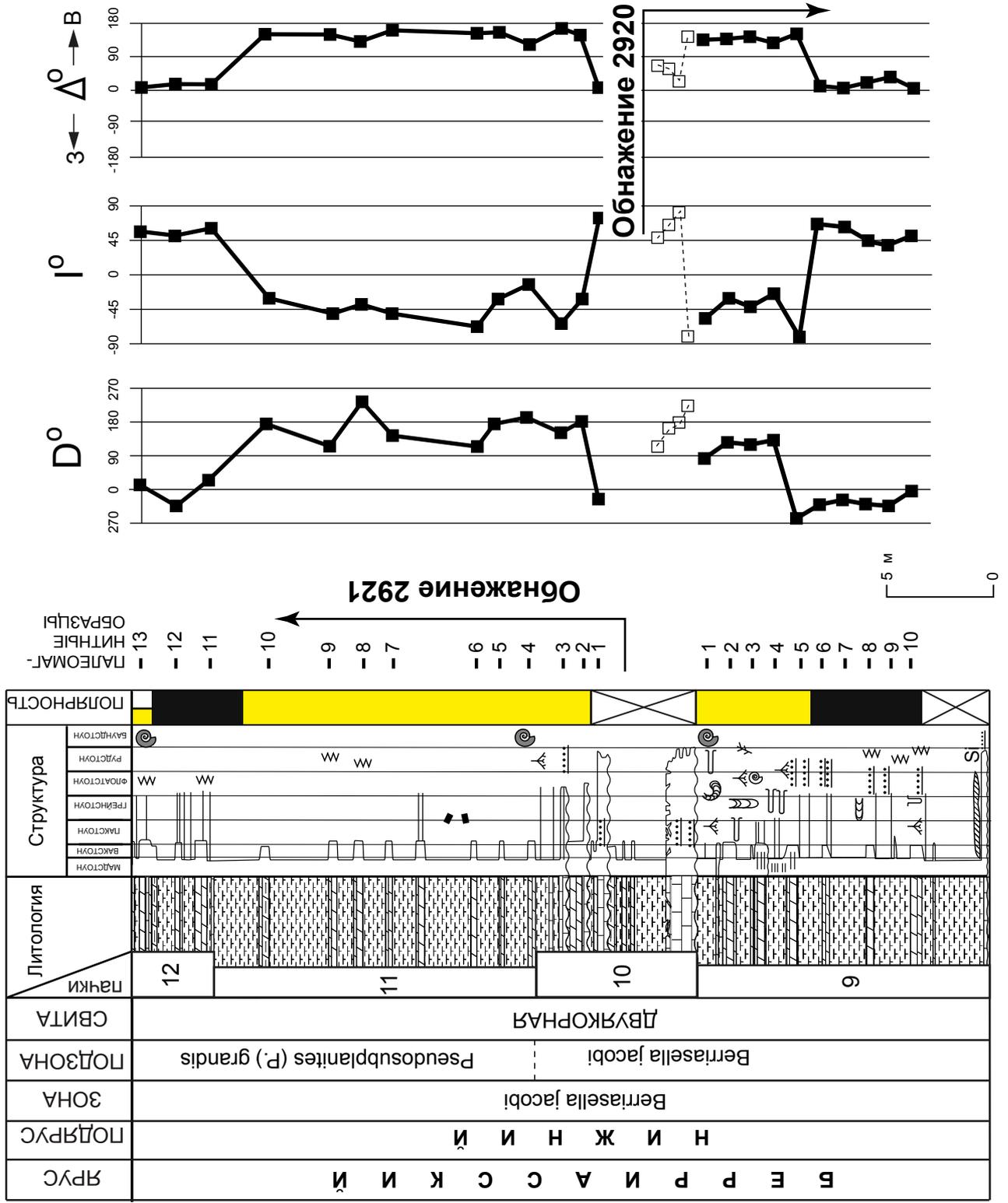


Рисунок 11 - Результаты магнитостратиграфических исследований разреза м. Феодосийский (обнажения 2920, 2921)

является маркирующим горизонтом и прослеживается от обнажения 2922 до обнажений 2920-2921. Этот слой, представляющий собой русловые турбидиты, залегает с размывом и сложен литокластовыми рудстоунами с редкими ооидами и биокластами кораллов и двустворок. В верхах обнажения 2920 (в 0,45 м ниже кровли пачки 9) зафиксированы *Ptychophylloceras* sp. и *Delphinella* cf. *tresannensis* Le Hégarat, указывающие на принадлежность вмещающих пород зоне *Berriasella jacobii* берриаса. Находки *Pseudosubplanites* cf. *euxinus* (Ret.), *Delphinella* cf. *obtusenodosa* (Ret.) и *D. sp. ind.*, обнаруженные в 7,8 м выше основания пачки 11 позволяют условно проводить подошву подзоны *Pseudosubplanites grandis* на уровне подошвы пачки 11. Пачка «феодосийских мергелей» (пачка 12) соответствует кровле верхней подсвиты Двужкорной свиты и завершает зону *B. jacobii* в Восточном Крыму.

Мощность разреза на мысе Феодосийском составляет 40 м, пласты полого наклонены (углы падения 6-13°) к западу и северо-западу.

В палеомагнитном отношении большинство образцов отвечают двухкомпонентному составу: ChRM выделяется преимущественно в диапазоне 20-50 мТл, вязкая компонента (НКК) – при воздействии полями 5-15 мТл (рисунок 12а), сопоставление результатов чисток разными методами обнаруживают хорошую сходимость (рисунок 12б).

В построенной на основании компонентного анализа палеомагнитной колонке уверенно выделяются три магнитозоны: две прямой (**N_{1b}**, **N_{2b}**) и одна обратной полярности (**R_{1b}**). Магнитозона **N_{1b}** (5 м) отвечает субзоне *B. jacobii*, граница подзон *B. jacobii* и *P. grandis* приходится на магнитозону **R_{1b}**, мощностью 27 м. Магнитозона прямой полярности **N_{2b}** (5 м), осложненная в кровле узким интервалом обратной полярности (обр. 2921-13) сопоставляется с подзоной *P. grandis* зоны *Jacobii* нижнего берриаса.

Разрез мыс Святого Ильи

Обнажение 2456 (45°01'16.3"N, 34°24'53.8"E) располагается в 1 км к юго-востоку от мыса Феодосийского и в литологическом отношении схоже с обнажениями 2920 и 2921 (рисунок 13). В основании разреза также фиксируется

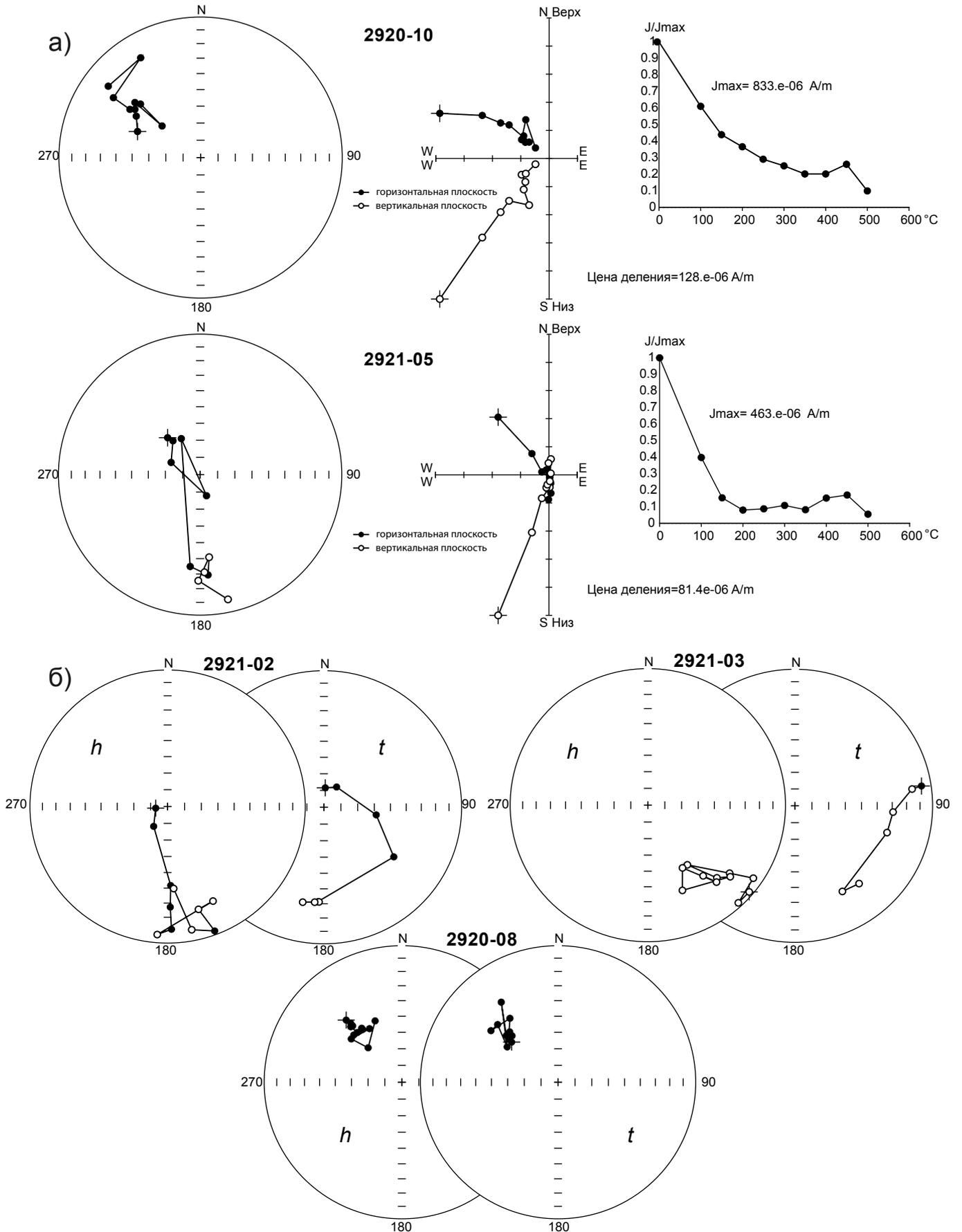


Рисунок 12 - Результаты палеомагнитного исследования по разрезу м. Феодосийский:
а) результаты компонентного анализа; б) сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (*h*) и температурой (*t*)

Обнажение 2456

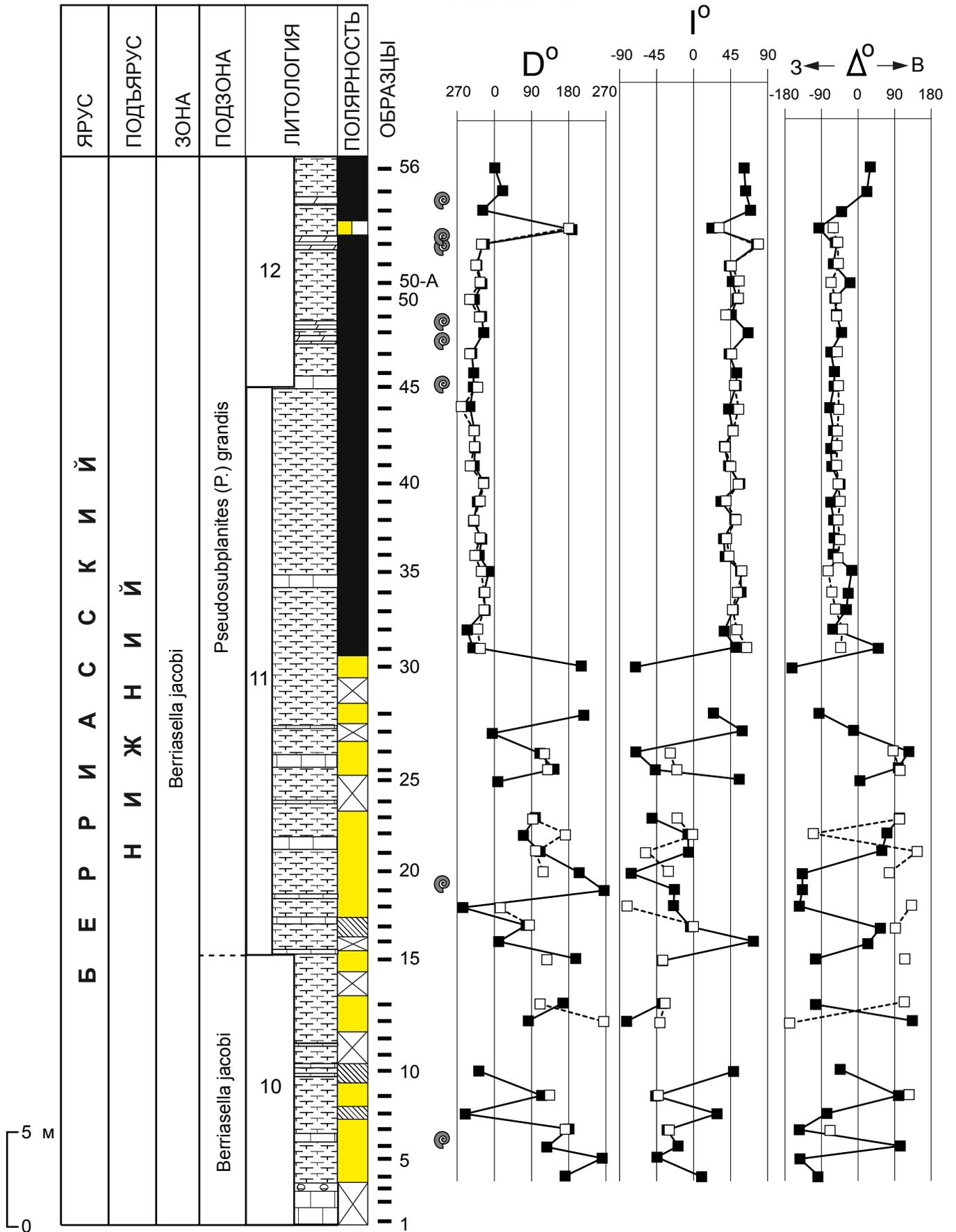


Рисунок 13 - Результаты магнитостратиграфических исследований разреза м. Св. Ильи (обнажение 2456)

прослой рудстоуна, выступающий в роли маркера. Однако здесь мощность данного слоя превышает 3 м за счет повторения русловых циклов, включающих эрозионную поверхность, градационно-слоистые руд-грейнстоуны. Комплекс аммонитов (*Pseudosubplanites grandis* (Maz.), *P. ponticus* (Ret.), *P. lorioli* (Zitt.), *P. combesi* Le Hég., *P. subrichteri* (Ret.), *Berriasella berthei* (Touc.), *Delphinella subchaperi* (Ret.), *D. crimense* (Burckh.), *D. obtusenodosa* (Ret.), *D. tresannensis* Le Hég., *D. janus* (Ret.), *D. pectinata* Arkad. et Bogd., *Retowskiceras* sp., *Tirnovella* sp), обнаруженный в пределах пачки 12, позволяет соотнести отложения на мысе Святого Ильи с подзоной *P. grandis* зоны *V. jacobii*.

Мощность обнажения 2456 составляет 56 м. Пласты в разрезе падают к северо-северо-востоку (31°) с углом падения 12°. Отбор и первичное палеомагнитное изучение образцов были проведены Ямпольской О.Б. [2005]. Дополнительные палеомагнитные исследования и повторный анализ полученных Ямпольской О.Б. данных с помощью пакета современных аналитических программ, несколько изменили структуру магнитостратиграфического разреза. Определения характеристических компонент для разреза у мыса Святого Ильи базируются, преимущественно, на результатах температурных магнитных чисток, чистки переменным магнитным полем оказались менее информативны. Благодаря высокой магнитности образцов, подмагничивание не было обнаружено вплоть до конца чисток (500-550°C). Во всех образцах фиксировался двухкомпонентный состав: НТК в диапазоне 100-200°C и ВТК – после нагревов свыше 250°C (рисунок 14).

В разрезе уверенно выделяются две субзоны: субзона обратной полярности (**Rb**) и субзона прямой полярности (**Nb**). Пограничному интервалу между подзонами *V. jacobii* и *P. grandis* зоны *Jacobii* нижнего берриаса соответствует **Rb** (30 м). Субзона **Nb**, мощностью 25 м, с единичным интервалом обратного знака (обр. 2456-53) в верхах разреза, сопоставляется с подзоной *P. grandis*.

Зафиксированные в образцах из разрезов Двужорная бухта, мыс Феодосийский и мыс Святого Ильи НТК и НКК, как правило, были близки к направлению перемагничивания пород современным полем (“кресту”

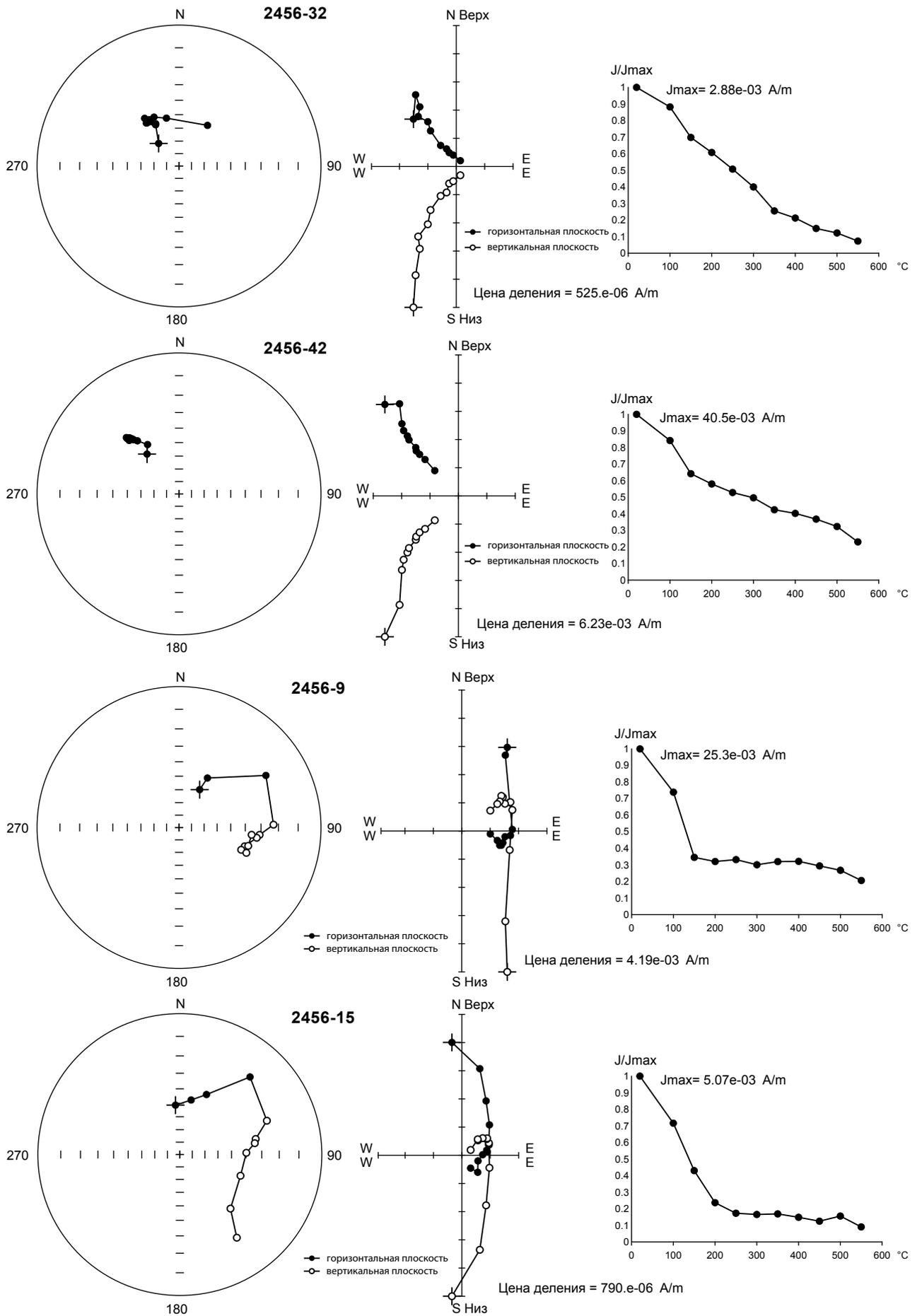


Рисунок 14 - Результаты компонентного анализа по разрезу м. Св.Ильи

перемагничивания), что свидетельствует об их вязкой природе. Высокотемпературные и высококоэрцитивные в свою очередь были приняты в качестве характеристических компонент намагниченности и 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 (рисунок 15а, б). При этом нельзя исключить, что совпадение некоторых характеристических компонент **Jn** 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) (рисунок 15в, г). 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 определениях знака полярности учитывалась тенденция в изменении вектора **Jn** по ходу магнитных чисток, а в качестве дополнительного критерия использовался 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] (рисунки 7, 8, 11, 13). 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].

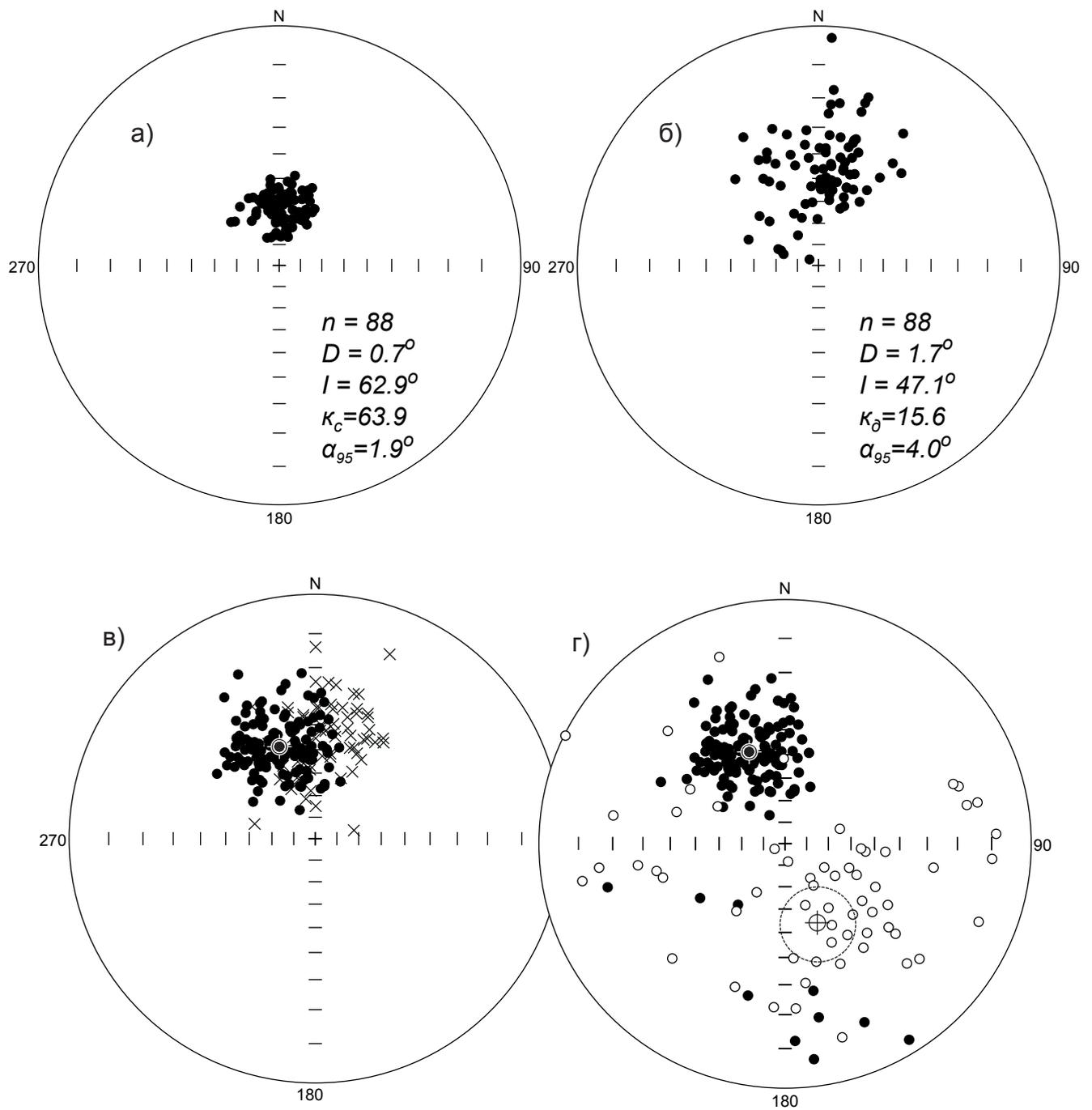


Рисунок 15 - Стереографические проекции низкокоэрцитивной и низкотемпературной компонент в современной (а) и в древней (б) системах координат и ChRM (в древней системе координат): совокупности, соответствующие прямой полярности(в), прямой и обратной полярности (г). Сводный разрез Двужорная бухта-м.Феодосийский-м. Святого Ильи

Если угол Δ , отсчитываемый к востоку (В) или западу (З) от СИН, превышал 90° , а проекция **Jn** 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.

Подробное описание литологического строения разрезов, седиментологических и фаунистических особенностей отложений приведено в статье по комплексному исследованию пограничного интервала юры и мела Восточного Крыма [Гужиков и др., 2012].

Разрез Заводская балка

Обнажения 2900 и 2925 ($45^\circ 01' 47.7''\text{N}$, $34^\circ 20' 59.2''\text{E}$) представлены однородными пелагическими глинами султановской свиты – карбонатными, слабо алевритистыми (до 5%), слабослюдистыми (до 5% чешуек слюды), с малым количеством биотурбаций, с редкими маломощными прослоями известняков (рисунок 16). В нижней части разреза (~20 м) найдены следующие аммониты: *Neocosmoceras euthymi* (Pictet), *Neocosmoceras* sp., *Fauriella* cf. *boissieri* (Pictet), *Fauriella* sp., *Malbosiceras malbosi* (Pictet) характерные для подзоны *Neocosmoceras euthymi* зоны *Voissieri*, [Аркадьев и др., 2010].

Суммарная мощность сводного разреза составила порядка 70 метров. Азимут падения слоев варьирует от 39° до 87° , а угол падения – от 23° до 48° . Лабораторные исследования проведены по образцам с 83 стратиграфических уровней.

Первые палеомагнитные измерения отложений разреза Заводская балка были проведены В.Н. Ереминым в 1970-х гг. [Молостовский и др., 1977]. К сожалению, из-за низкой разрешающей способности приборов, на которых

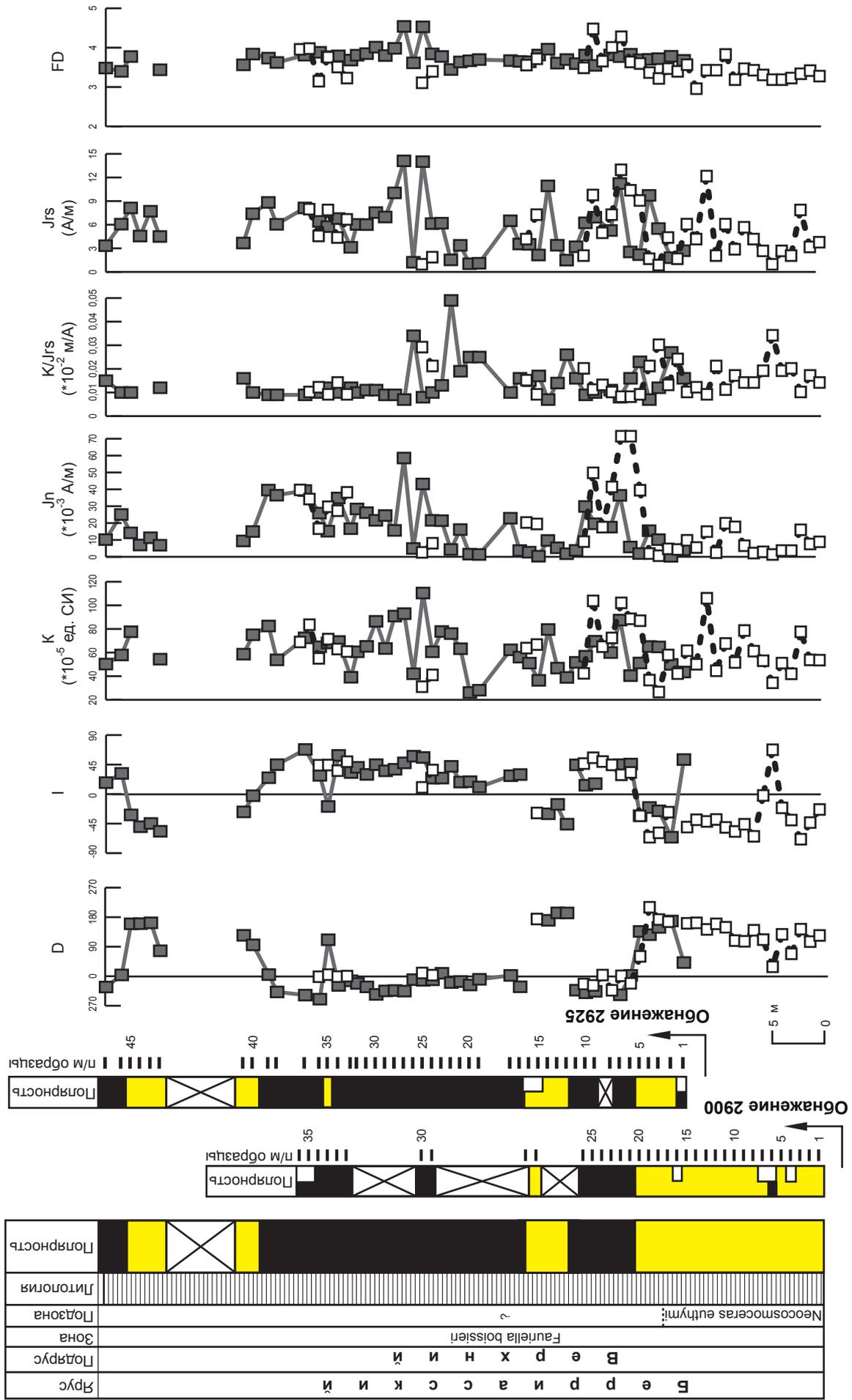


Рисунок 16 - Результаты магнитостратиграфических и петромагнитных исследований разреза Заводсака Балка (обнажения 2900, 2925)

осуществлялись измерения, детальная магнитостратиграфическая характеристика разреза не была получена. Однако, следует отметить, что анализ наиболее сильномагнитных образцов позволил установить в разрезе берриаса наличие двух разнополярных зон.

В результате компонентного анализа были выделены характеристические компоненты по 77 образцам. Отбраковка 6 образцов заключается в невозможности выделения результирующей компоненты **Jn**, характеризующейся максимальным углом отклонения $< 15^\circ$. По диаграммам Зийдервельда в большинстве остальных образцов фиксируется двухкомпонентный состав **Jn**: низкокоэрцитивная компонента, которая разрушается после 5-15 мТл (и связана, вероятно, с маггемитом) и высококоэрцитивная, сохраняющаяся до 35-50 мТл (носителем которой является магнетит) и отождествляемая с ChRM (рисунок 17). Направления **Jn**, близкие к векторам высококоэрцитивной компоненты, выделяются и в результате контрольных термочисток кубиков-дублей (рисунок 18). Сходимость результатов двух разных видов магнитных чисток повышает качество и надежность полученных палеомагнитных данных. ChRM на стереограммах обнаруживают четкую тенденцию к обособлению в двух группах: в С-СЗ румбах нижней полусферы и в ЮВ секторе верхней полусферы (рисунок 19)

В магнитостратиграфическом разрезе Заводская балка выделяется четыре субзоны: две обратной (**R_{1b}**, видимой мощностью 19 м, и **R_{2b}**, мощностью 36 м) и две прямой (**N_{1b}**, мощностью 13 м, и **N_{2b}**, видимой мощностью 2 м) полярности. В нижней части магнитозоны **N_{1b}** зафиксирован узкий (мощностью ~ 2 м) интервал обратной полярности (**N_{1r1b}**), обоснованный образцами с четырех уровней. Все субзоны расположены в пределах зоны *Fauriella boissieri* верхнего берриаса, а субзона **R_{1b}** практически целиком соответствует подзоне *Neocosmoceras euthymi* зоны *F. boissieri*

Разрез Тонас

Отличительной особенностью тонасского типа разреза (долина р. Тонас), по сравнению с разрезами Восточного Крыма, является большая мощность

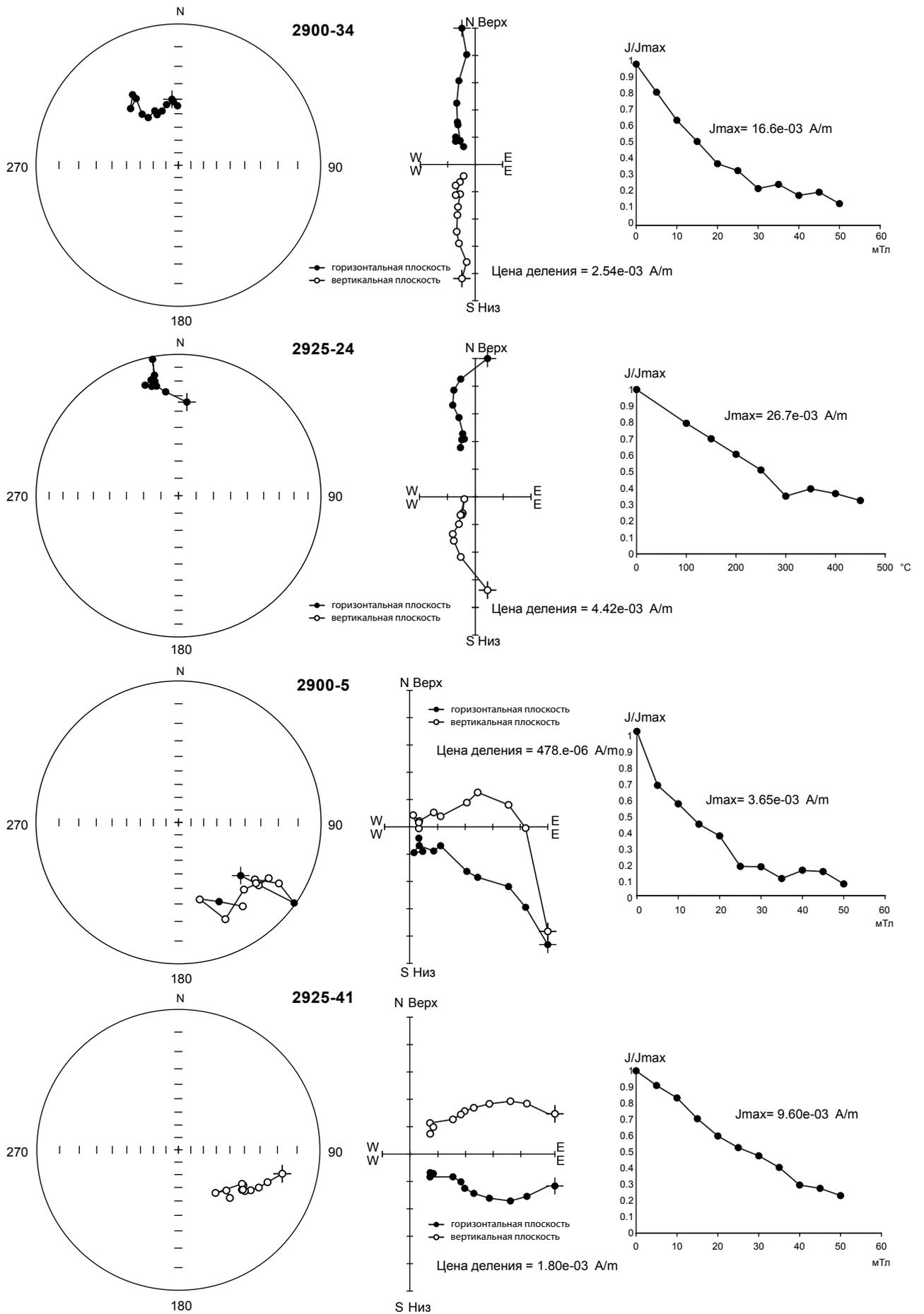


Рисунок 17 - Результаты компонентного анализа по разрезу Заводская балка

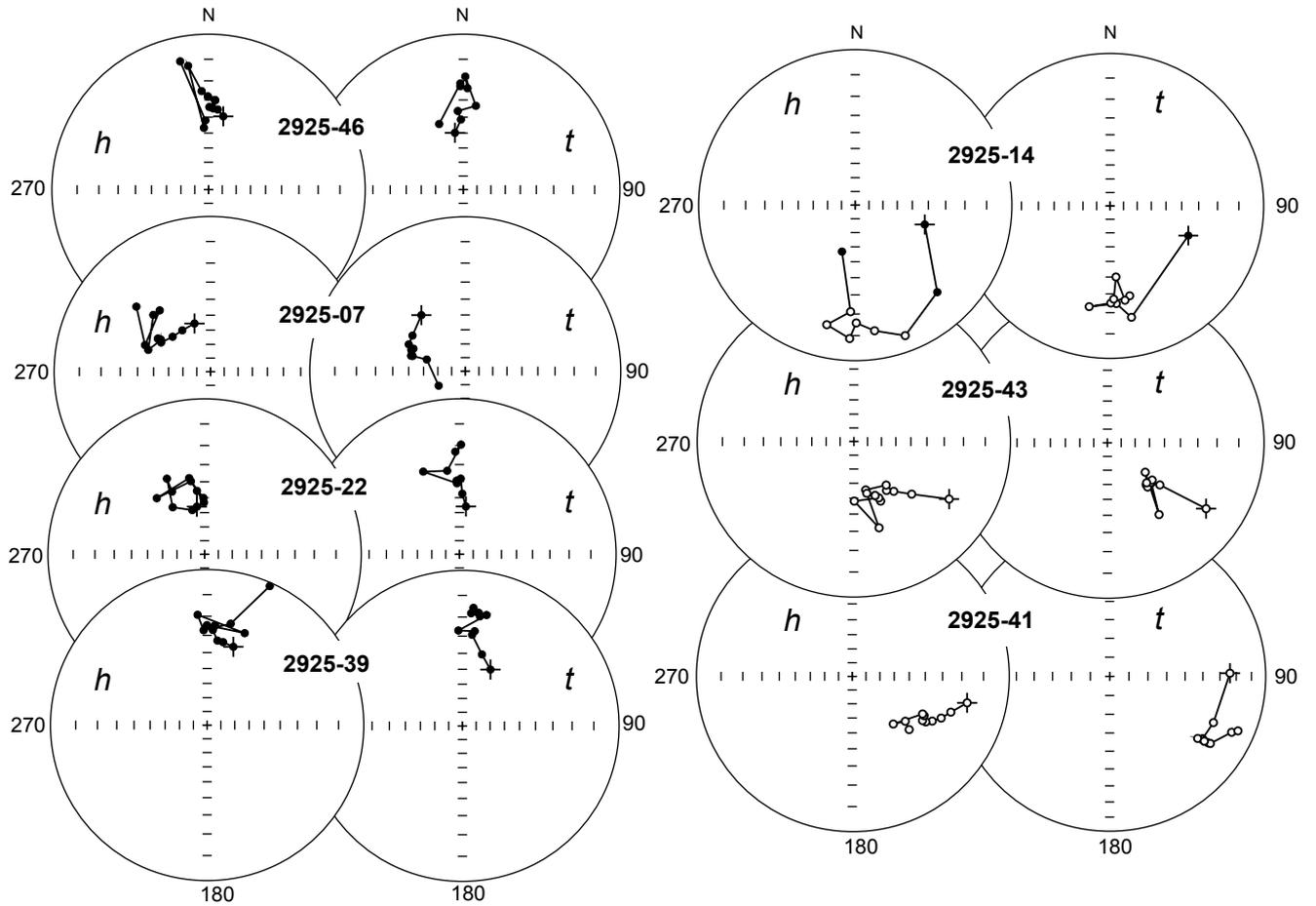


Рисунок 18 - Сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (h) и температурой (t) по разрезу Заводская балка

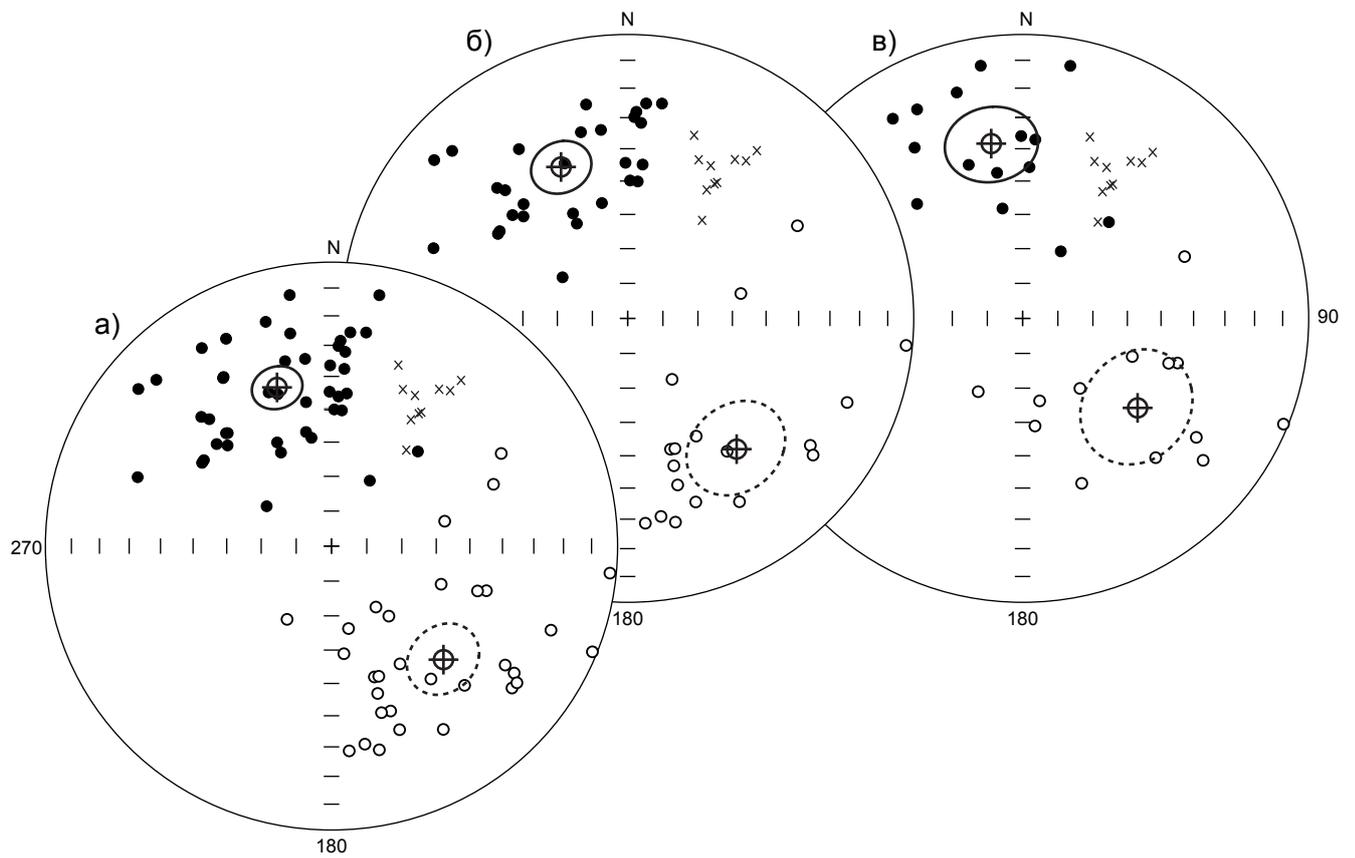


Рисунок 19 - Стереографические проекции ChRM: (а) – для всех образцов; (б, в) – для образцов с наименьшим и наибольшим средним размером ферромагнитных зерен, соответственно. Разрез Заводская балка

отложений. В литологическом отношении нижний берриас представлен переслаиванием алевритистых глин и мелкообломочных известняков с подчиненными прослоями песчаников и мергелей, которые с перерывом залегают на брекчевидных известняках верхнего титона [Аркадьев, 2005].

Попытки магнитостратиграфического изучения разреза Тонас предпринимались дважды. По результатам первого опробования в 2002 г. (были изучены образцы с 80 стратиграфических уровней, а мощность толщи составила 1000 м) была построена колонка магнитной полярности, которая фиксировала одну зону преимущественно прямой полярности [Ямпольская и др., 2009]. К сожалению, из-за весьма фрагментарного опробования и низкого качества палеомагнитных данных, использование полученных результатов невозможно. При повторном исследовании в 2011 г. берриасского яруса в долине р. Кучук-Узень (15 м) и пограничного интервала титона-берриаса в долине р. Тонас (~8 м) магнитополярная характеристика разреза не была получена по причине невозможности выделения ChRM.

3.1.2. Петромагнитная характеристика сводного разреза

В ходе анализа комплекса петромагнитных характеристик по сводному разрезу пограничных отложений титона-берриаса Восточного Крыма были получены сведения о генезисе магнитных минералов, степени магнитности пород и т.д. Наиболее информативными оказались параметры **K**, **Jn**, **Hcr**, **K/Jrs**, фактор **Q**.

Резкие падения намагниченности на кривых ДТМА в районе 530-570 °С близки к точке Кюри Fe_3O_4 (578°C) и типичны для его тонкодисперсных разностей (рисунок 20а). Наличие магнетита косвенно подтверждается относительно низкими значениями полей насыщения (100-200 мТл) и остаточной коэрцитивной силы (20-40 мТл), характерные для магнитомягкой фазы (рисунок 20б, в).

В то же время, практически во всех образцах данные ДТМА фиксируют дополнительные минимумы в районе 120°C и 250°C, исчезающие при повторных

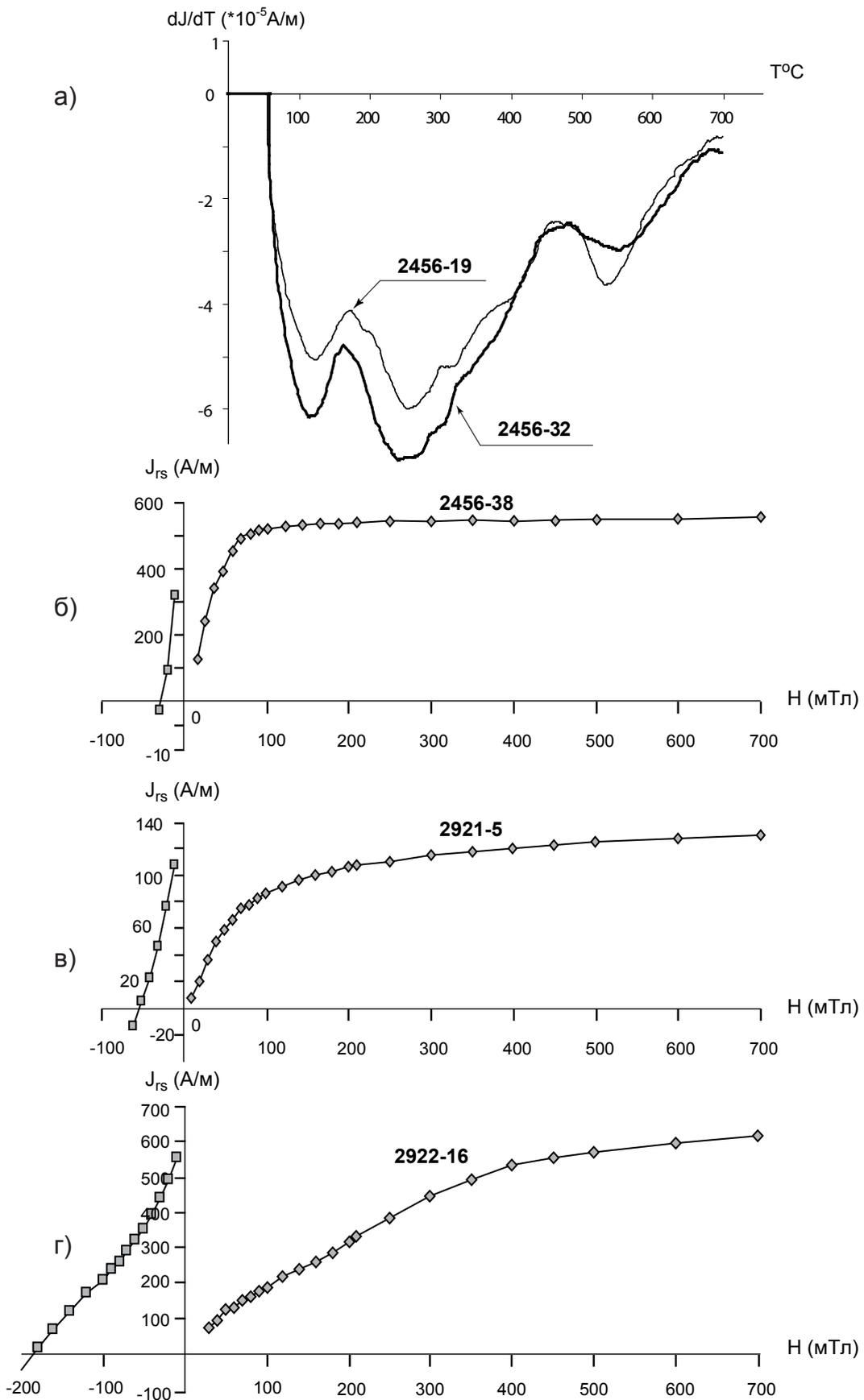


Рисунок 20 - Результаты магнито-минералогического анализа отложений Восточного Крыма: кривые ДТМА (первые производные по кривым термомагнитного анализа) (а) и магнитного насыщения (б-г)

нагревах, а на графиках магнитного насыщения отмечается плавное, незначительное возрастание намагниченности вплоть до полей 720 мТл, даже в наиболее магнитомягких образцах с **Hcr** менее 30 мТл (рисунок 20б). В ряде случаев **Hcr** увеличивается до 50-60 мТл, а возрастание **Jrs** на пологой ветви кривой становится более заметным (рисунок 20в). Только четыре образца из всего разреза оказались магнито жесткими: магнитное насыщение в них не достигалось в полях 500 мТл и более, а коэрцитивная сила достигала 200-350 мТл (рисунки 20г, 21).

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

Исследуемые отложения характеризуются слабой или умеренной естественной магнитностью, которая в целом возрастает вверх по разрезу: **K** ($0.4-100.7 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и **Jn** ($0.06-62.9 \cdot 10^{-3}$ А/м) (рисунок 21). Минимальная магнитная восприимчивость ($< 10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) характерна для известняков в нижней части разреза. Весьма выразителен график параметра **K/Jrs**, являющийся индикатором среднего размера ферромагнитных зерен в породе: его максимальные значения фиксируют наибольшую среднюю размерность ферромагнитных частиц в верхах разреза (пачки 10-12) (рисунок 21), возможно, связано с интенсификацией терригенного привноса в берриасе. Этому интервалу предшествует участок (пачки 7-9), в котором концентрируются аномально высокие значения **Hcr** (200 - 350 мТл) (рисунок 21). Можно предположить, что они соответствуют аллотигенным зернам магнетита, которые поступали в палеобассейн уже сильно мартитизированными.

Особый интерес, в связи с обоснованием природы **Jn**, представляет информация о факторе **Q**. Весь разрез, за исключением 10-метрового интервала в

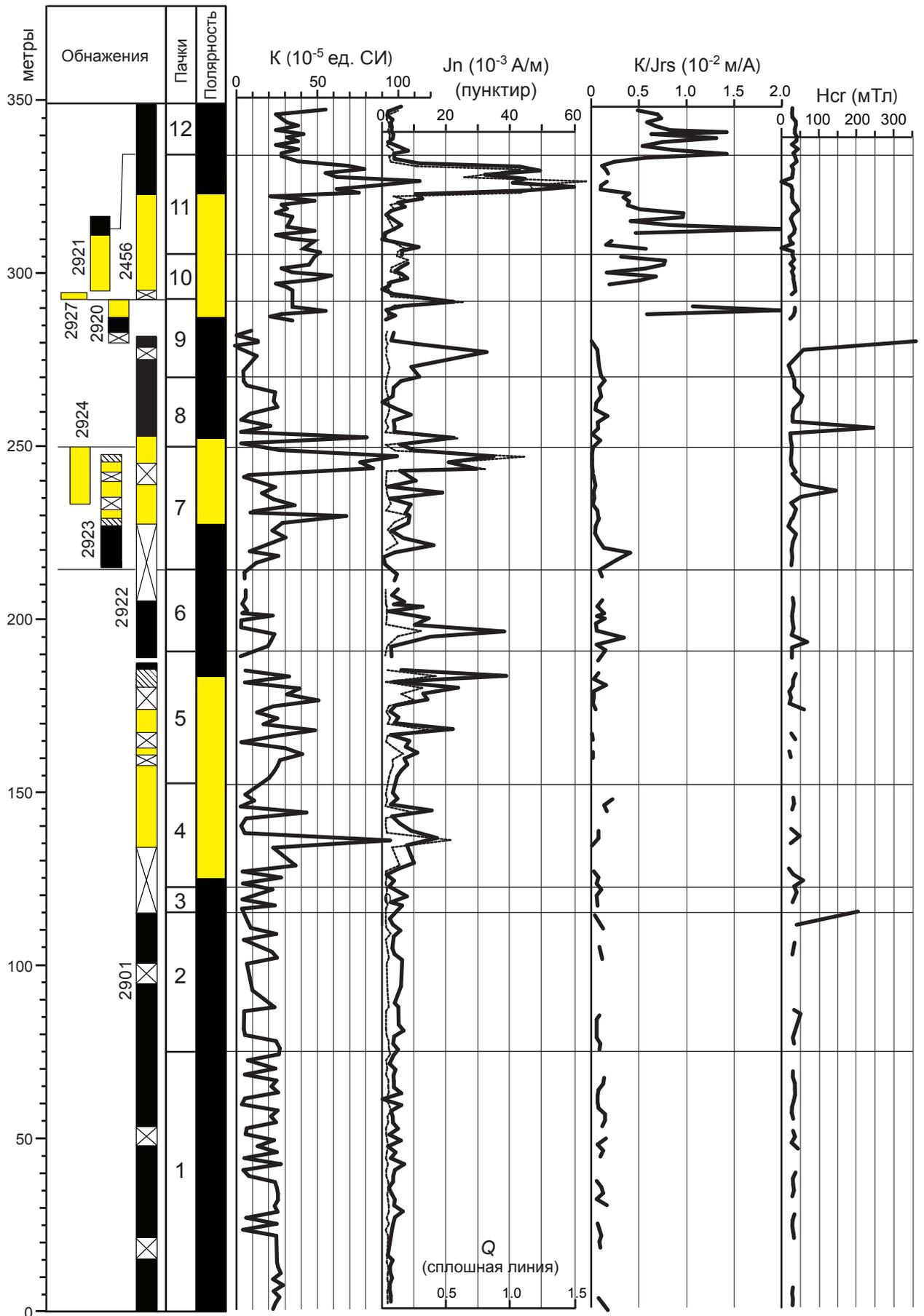


Рисунок 21 - Скалярные петромагнитные характеристики пограничных отложений верхнего титона - нижнего берриаса сводного разреза Двужорная бухта-м. Св. Ильи-м. Феодосийский

пачке 11, характеризуется $Q \leq 1$ (в основном, $Q \ll 1$) (рисунок 21), 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/Jrs) минимальный (рисунок 21), нельзя исключить химическую природу намагниченности.

Несколько иной характер распределения магнитных характеристик отмечается в разрезе Заводская балка (рисунок 16). В отличие от пограничного титон-берриасского интервала, отложения верхнего берриаса характеризуются высокой степенью магнитности: средние значения K и Jn составляют $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $19 \cdot 10^{-3}$ А/м. Также получена информация о присутствии в породе суперпарамагнитного (СПМ) магнетита (с размером зерен $< 0,029$ мкм), которую дает FD-фактор. Значения FD превышают 2% (в основном, около 3%, достигая на некоторых уровнях 4,5%), что можно рассматривать как индикатор повсеместного присутствия в разрезе СПМ-магнетита, вероятно, биогенного (бактериального) происхождения.

3.1.3. Природа намагниченности

1. Палеомагнитная колонка разреза образована закономерным чередованием крупных магнитозон, знак геомагнитной полярности при этом индефферентен, как к литологическим разностям, так и к вариациям петромагнитных характеристик (рисунки 7, 8, 11, 13, 16, 21), что согласуется с гипотезой о геофизической природе выделенных магнитозон.

2. Среднее направление ChRM, соответствующее N-полярности значимо отличается от вектора перемагничивания современным геомагнитным полем (таблица 1, 2).

3. Обоснование ориентационной (посториентационной) природы Jn тождественно обоснованию первичности последней. В исследуемом разрезе наблюдаются признаки, которые характерны для детритной, и, напротив, нетипичны для химической намагниченности:

- невысокие значения фактора Q – в основном, десятые доли единицы (рисунки 16, 21). Значения $Q = 1-5$ зафиксированы в образцах, спорадически

Таблица 1 - Статистические параметры распределения направлений ChRM в верхнем титоне - нижнем берриасе Восточного Крыма (сводный разрез Двужкорная бухта-м. Св. Ильи-м. Феодосийский)

ChRM, определенные по диаграммам Зийдверельда	n	D _{ср} (°)	I _{ср} (°)	α ₉₅ или МУО (°)	Угол с СП (°)	Угол с СИН (°)	Кл	Кл / Кс	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]		
									У (°)	У _к (°)	
									Кл.		
Весь разрез	N-	338.4	46.5	2.5	21.1±7.4	5.4±4.3	25.52	1.18	1.8	11.9	C
	R-	159.3	-48.2	12.1	20.1±10.2	4.1±8.2	2.35	1.01			
Двужкорная бухта (обн. 2901, 2922-2924)	N-	342.4	43.7	3.2	18.8±7.6	7.0±4.6	26.60	1.31	6.0	16.9	C
	R-	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-	332.9	49.7	3.5	24.5±7.6	6.8±4.7	28.33	1.17	5.1	12.7	C
	R-	152.3	-44.7	12.2	25.4±10.9	8.9±9.1	3.61	1.02			
пересечением БК	БК с МУО < 20°	73	345.9	50.7	22.1	15.3±12.7					
	БК с МУО < 15°	67	342.5	50.4	23.4	17.5±13.2					
	БК с МУО < 15°, исключая оползни	53	345.4	48.1	19.6	15.3±13.1	3.0±11.6				
	БК с МУО < 10°	49	343.7	49.5	15.1	16.8±11.9	1.5±10.3				
	БК с МУО < 10°, исключая оползни	44	344.0	51.9	12.3	17.1±11.0	0.9±9.2				
	БК с МУО < 10°, исключая известняки	41	340.4	49.3	13.9	19.1±11.7	2.9±10.0				
«Синкладчатая» компонента (СИН) [Печерский, Сафонов, 1993]	50	344	51	5	17.4±8.1						
Среднее направление перемещения пород современным полем (СП)	9	9.2	44.9	10		17.4±8.1					

Кл / Кс – 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].

Примечания:

1. α₉₅ приведены для ChRM, определенных по диаграммам Зийдверельда, СП и СИН, МУО – для ChRM, определенных пересечением БК.
2. Для СП в качестве л 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 СИН, даны с ошибками (±), определяемыми статистикой этих векторов, согласно [Debiche, Watson, 1995]. Если угол больше ошибки, то вектора различаются значимо, если наоборот, то вектора статистически совпадают [Debiche, Watson, 1995].

Таблица 2. Статистические параметры распределения направлений ChRM в верхнем берриасе Восточного Крыма (разрез Заводская Балка)

	До т. к.	После т. к.	n	D _{ср.} (°)	I _{ср.} (°)	k	α ₉₅ (°)	Угол (°) с ChRM из работы [Guzhikov et al., 2012]	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]		Результаты теста складки [McFadden, McElhinny, 1990]
									У(°)	У _c (°) Кл.	
Все	До т. к.		N 43	308.6	36.0	13.60	6.1		12.7	11.2	-
	После т. к.		R 31	116.0	-29.0	7.66	10.0		19.3	12.0	-
	До т. к.		N 15	317.3	40.3	11.83	6.6	7.3±10.5	25.0	20.0	-
	После т. к.		R 31	135.6	-43.4	7.46	10.1	17.0±11.8	31.9	19.0	-
K/J_{rs} > 1.5*10 ⁻⁴	До т. к.		N 15	349.8	37.6	11.23	11.9	11.9±12.7	6.6	15.1	C
	После т. к.		R 13	128.1	-47.7	7.57	16.1	20.6±11.0	12.2	15.1	C
	До т. к.		N 28	304.4	33.5	15.19	7.2				
	После т. к.		R 18	121.2	-27.6	7.34	13.7				
K/J_{rs} < 1.5*10 ⁻⁴	До т. к.		N 28	336.4	41.4	12.62	8.0	7.9±11.0			
	После т. к.		R 18	140.4	-40.0	7.46	10.1	15.5±13.4			
	До т. к.		N 28	336.4	41.4	12.62	8.0	7.9±11.0			
	После т. к.		R 18	140.4	-40.0	7.46	10.1	15.5±13.4			

До т. к. – после тектонической корректировки

После т. к. – после тектонической корректировки

Углы, образуемые векторами **ChRM** по разрезу Заводская Балка с **ChRM** из работы [Guzhikov et al., 2013], даны с ошибками (±), определяемыми статистикой этих векторов, согласно [Debiche and Watson, 1995].

рассеянных по разрезам, при отбраковки которых палеомагнитная структура сводной колонки не меняется;

- палеомагнитные межпластовые кучности относительно невысоки – не превышают несколько десятков (таблица 1, 2).

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

4. Положительный результат теста обращения для разрезов пограничного интервала титона-берриаса (таблица 1, рисунок 15г). Для отложений верхнего берриаса тест инверсий положителен для выборки, состоящей из образцов с минимальным размером ферромагнитных зерен [Гужиков и др., 2012] (таблица 2, рисунок 19).

5. Отсутствие положительных результатов теста складки для сводного разреза Двужорная бухта-м. Св. Ильм-м. Феодосийский 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 представленные данные о статистически незначимом различии палеомагнитных кучностей по разрезу в древней (k_d) и современной (k_c) системах координат (таблица 1). Некорректность теста складки может объясняться, 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, Гужиков, 2014] следует, что глины деформированы интенсивнее, чем известняки. Тем не менее, за поверхность напластования глин, вынужденно, принималась кровля ближайшего по разрезу пласта плотного

известняка, что могло приводить к ошибкам в определении элементов залегания глинистых слоев.

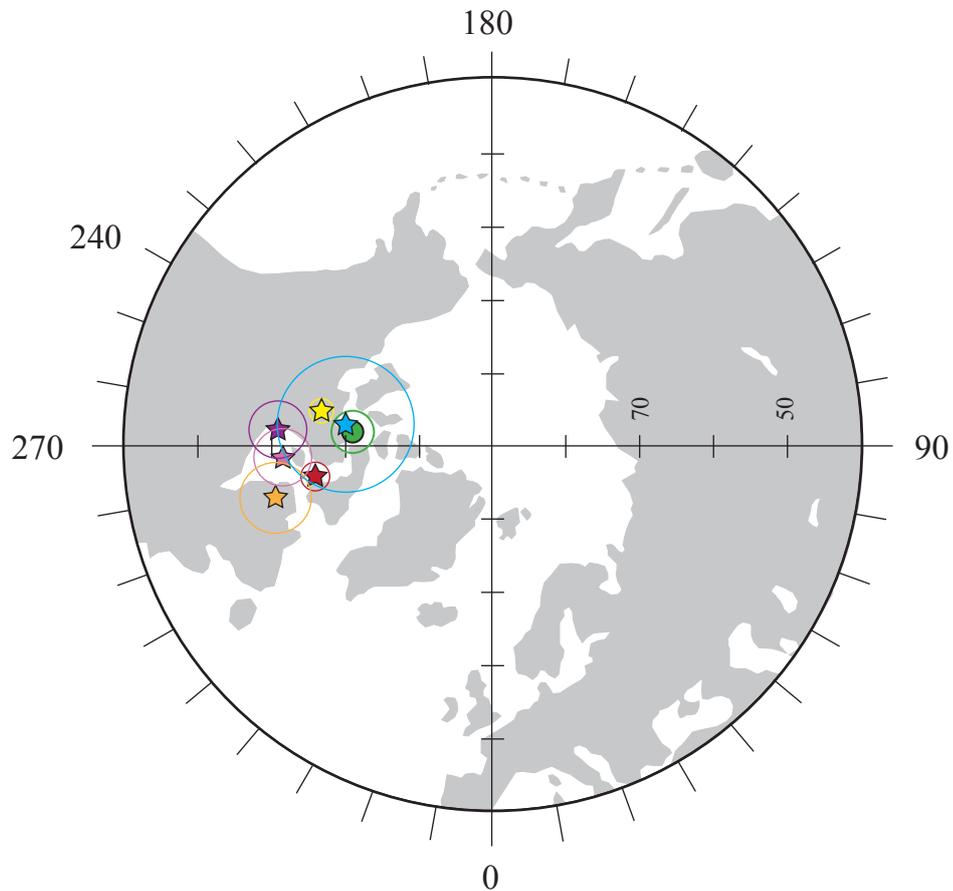
6. Совпадение средних направлений N-полярности по некоторым выборкам с палеомагнитными направлениями, полученными ранее по двукорной свите (титон-нижний берриас) Восточного Крыма [Печерский, Сафонов, 1993] (таблица 1, 2), а также близость расположения виртуального геомагнитного полюса (ВГП) к положению ВГП, рассчитанного на основе исследований разрезов Восточного Крыма [Печерский, Сафонов, 1993] (рисунок 22).

7. Положительный «критерий внешней сходимости»:

- палеомагнитная зональность сводного феодосийского разреза пограничных отложений титона-берриаса хорошо согласуется с общепринятыми представлениями о знакопеременном характере режима геомагнитного поля в пределах данного возрастного интервала (рисунок 23), базирующимися как на сведениях о линейных магнитных аномалиях [Ogg, Hinnov, 2012], так и на данных по опорным разрезам [Houša et al., 1997; Grabowski, Pszczółkowski, 2006; Houša et al., 2004; Grabowski et al., 2010a,b; Channell et al., 2010; Lukeneder et al., 2010; Pruner et al., 2010; и др.];

- возрастные аналоги разреза Заводская балка в стратотипе берриаса (Франция) – подзона *Malbosiceras paramimounum* зоны *F. boissieri* – характеризуются идентичной палеомагнитной зональностью [Galbrun, 1985]. Причем в феодосийском разрезе, как и в стратотипе, внутри нормальнонамагниченной части *Paramimounum* зафиксирована узкая микрizona обратной полярности (рисунок 24).

По классификации Ван дер Во [Van der Voo, 1993] индекс палеомагнитной достоверности разрезов Восточного Крыма составляет 6 (из 7 возможных), по критериям достоверности Н. Д. Опдайка и Дж. Е. Т. Чэйннелла [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 изученных разрезов вне кратона [Van der Voo, 1993], отсутствия



	Разрезы	Полярность	n	Fl.	L.	B95
Восточный Крым (настоящая работа)	Двукорная бухта	★ N	75	66°	258°	3.2
		★ R	26	70.3°	263.1°	18.0
	м. Св. Ильи-м. Феодосийский	★ N	60	64.3°	280°	3.8
		★ R	52	61°	274.3°	12.2
	Заводская балка ($K/Jrs < 1.5 \cdot 10^4$)	★ N	28	61.4°	265°	7.6
		★ R	18	50.9°	283.7°	9.4
Восточный Крым (J ₃) [Печерский, Сафонов, 1993]		● N	50	71.8°	263.6°	5.6

Рисунок 22 - Стереографическое изображение палеомагнитных полюсов, рассчитанных по верхнетитонским-берриасским отложениям Восточного Крыма (настоящая работа), и верхнеюрского полюса для Восточного Крыма [Печерский, Сафонов, 1993]

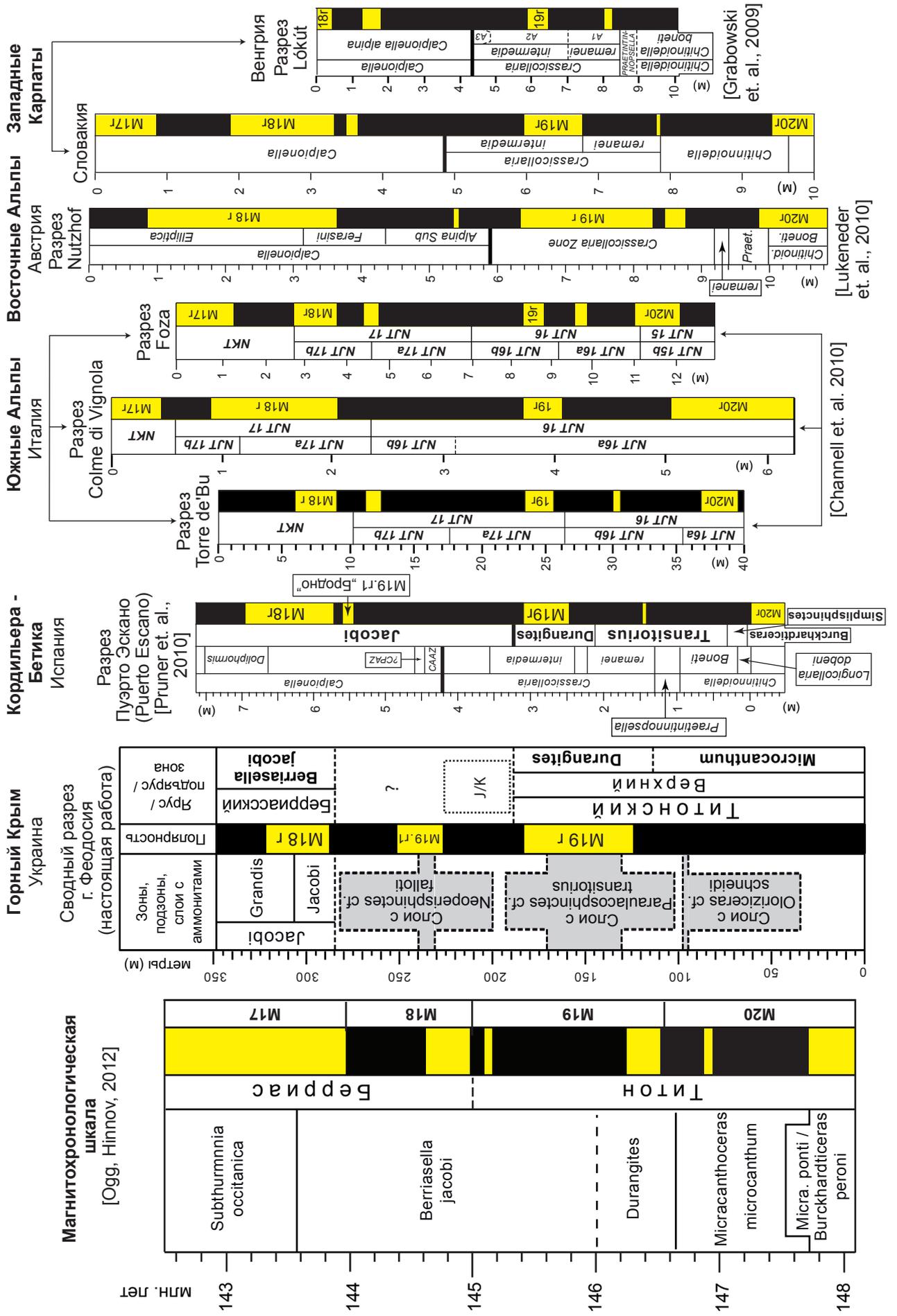


Рисунок 23 - Сопоставление магнитостратиграфических данных по пограничному интервалу юры-мела разных регионов

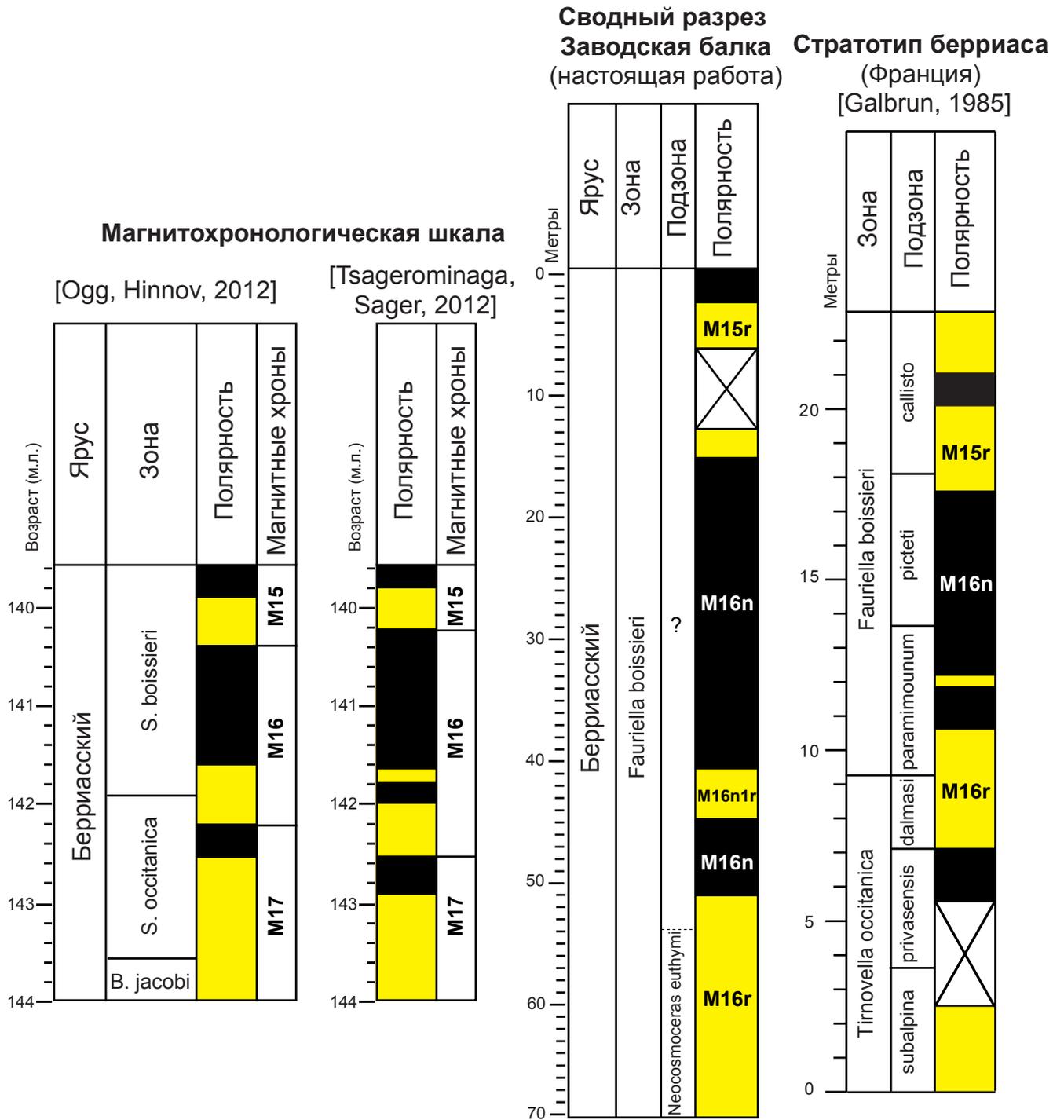


Рисунок 24 - Сопоставление магнитостратиграфических данных верхнего берриаса Восточного Крыма со стратотипом берриаса [Galbrun, 1985] и магнитохронологической шкалой [Ogg, Hinnov, 2012; Tominaga, Sager, 2012]

радиометрических датировок [Дополнения ..., 2000; Opdyke, Channell, 1996] и неиспользования метода наименьших квадратов при определении палеомагнитных направлений [Дополнения ..., 2000; Opdyke, Channell, 1996].

3.2. Центральный Крым

Суммарная мощность разреза берриаса в бассейне р. Сары-Су (с учетом перерывов) – около 600 м. К сожалению, разрез не представляет собой единой непрерывной последовательности, так как изучен по серии разрозненных обнажений, сопоставление которых между собой возможно только на основании находок фауны. Проведенные в 2011-2012 гг. работы позволили существенно дополнить характеристику нижней части разреза берриаса. В изученных разрезах отложения полого падают на С-СВ под углом 10-12°.

Из приведенных ниже разрезов, обнажения 2948-2952 были изучены и описаны впервые.

3.2.1 Описание разрезов

Разрез Енисарай

Обнажения 2950 и 2951 (44°58'36.40"N, 34°28'45.90"E). В 2 км к юго-востоку от южной окраины с. Балки вдоль оврага обнажаются слоистые известняки (вак-, реже пакстоуны) с многочисленными ходами талассиноидов (рисунок 25). Также известняки содержат ооиды, биокласты брахиопод, двустворок, скелетный детрит и единичных фораминифер. В осыпи в обнажении 2951 найден аммонит *Malbosiceras ex gr. malbosi* (Pictet). Мощность обнажений 2950 и 2951 составляет 4,5 и 12 м соответственно. Перерыв между обнажениями насчитывает порядка 10 м.

Обнажение 2947 (44°58'54.80", 34°28'18.00"E) вскрывается в южном борту оврага Енисарай в 600 м к северо-западу от обнажения 2951, дублируя его полностью в нижней части (рисунок 25).

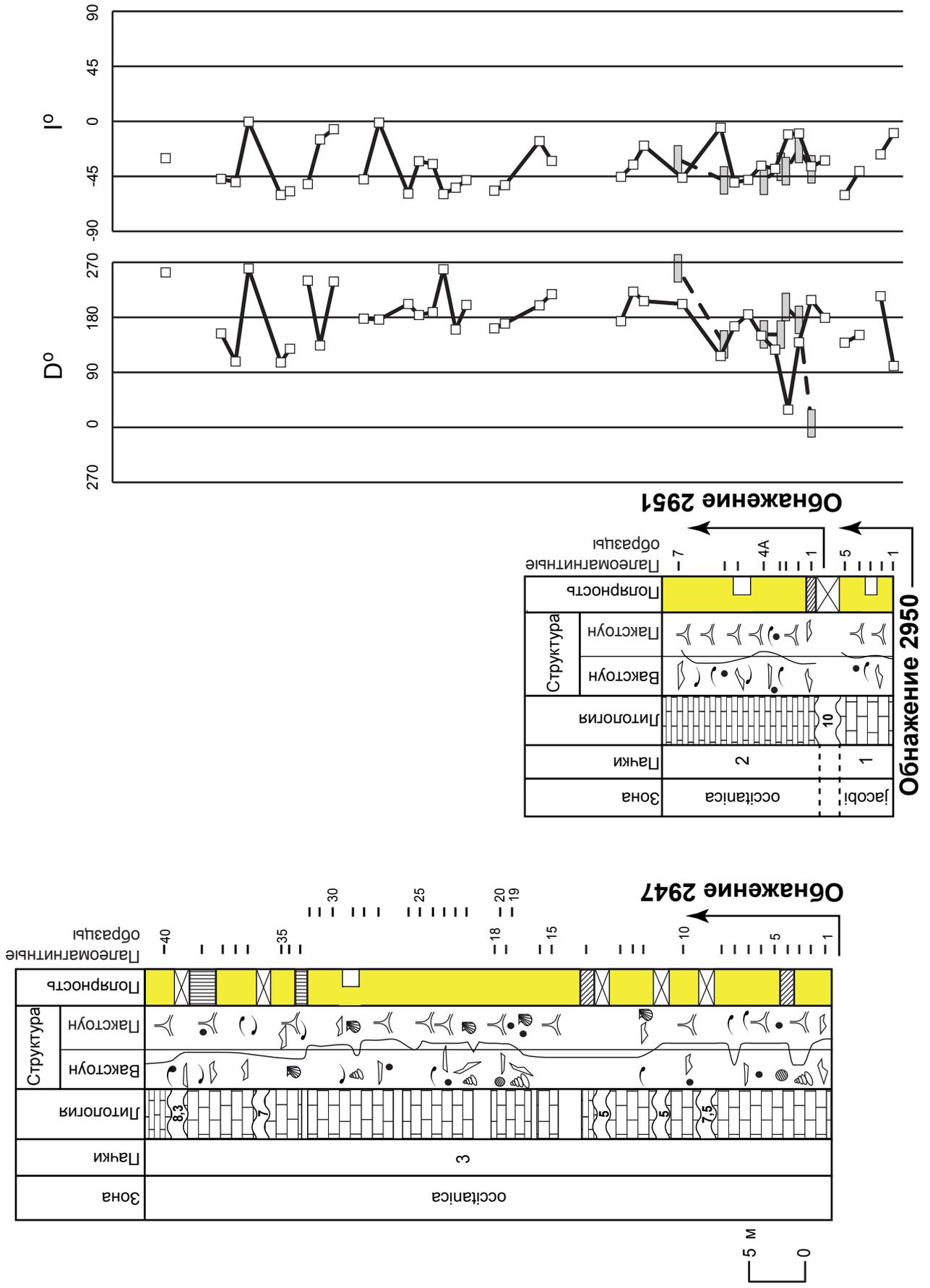


Рисунок 25 - Результаты магнитостратиграфических исследований берриаса близ с. Балки (обнажения 2947, 2950, 2951)

Литологически породы представляют собой известняки с многочисленными биотурбациями талассиноидов, скелетным детритом размером до 2 мм, реже более крупными биокластами. В слоях часто присутствуют железистые ооиды, значительно реже марказитовые конкреции.

Мощность обнажения не превышает 75 м.

В *обнажении 2949* ($44^{\circ}58'56.10''\text{E}$, $34^{\circ}28'59.10''\text{N}$), расположенном в 500 м к северо-востоку от обнажения 2951, последовательно (снизу вверх) сменяют друг друга толстоплитчатые серые пакстоуны (2,7 м), глины (0,25 м), слоистые мергели (1,2 м) и глинистые известняки (1 м) (рисунок 26). Завершается обнажение пачкой, состоящей из трех отдельных выходов слоев вак- и пакстоунов, мощностью 3 м. В обнажении повсеместно встречаются фораминиферы и остракоды. В двух верхних пачках известняков (пачки 7 и 8) зафиксированы следы биотурбаций илоедов.

Общая мощность обнажения с учетом участков, которые не удалось опробовать по причине их задернованности, составила ~ 22 м.

Обнажение 2948 ($44^{\circ}59'0.06''\text{N}$, $34^{\circ}29'10.50''\text{E}$) условно можно разделить на две части: карбонатную (нижнюю) и терригенную (верхнюю) (рисунок 26). Карбонатная часть (пачка 9) представлена двумя выходами слоев вак- и пакстоунов с редкими биотурбациями талассиноидов. Отмечено присутствие спор, пыльцы и диноцист. Терригенная часть характеризуется глинами и песчаниками (пачки 10-12), которые в свою очередь весьма насыщены фауной.

Мощность обнажения, включая неопробованные интервалы достигает 15 м.

В *обнажении 2952* ($44^{\circ}59'9.24''\text{N}$, $34^{\circ}28'13.36''\text{E}$), образовавшемся в результате вскрышных работ ~ в 1 км юго-восточнее с. Балки, зафиксирован контакт известняковой и терригенной толщ (рисунок 26). В ходе полевых работ была установлена синхронность нижней части обнажений 2952 и 2948. Исходя из этого основание обнажения 2952 можно считать аналогом пачки 9 обнажения 2948 – слоев вак-пакстоунов с биотурбациями талассиноидов. Вышеследующий перерыв в обнаженности мощностью 4 м (здернованный участок), скорее всего, эквивалентен пачкам 10-12 обнажения 2948. Чередование глин разной степени

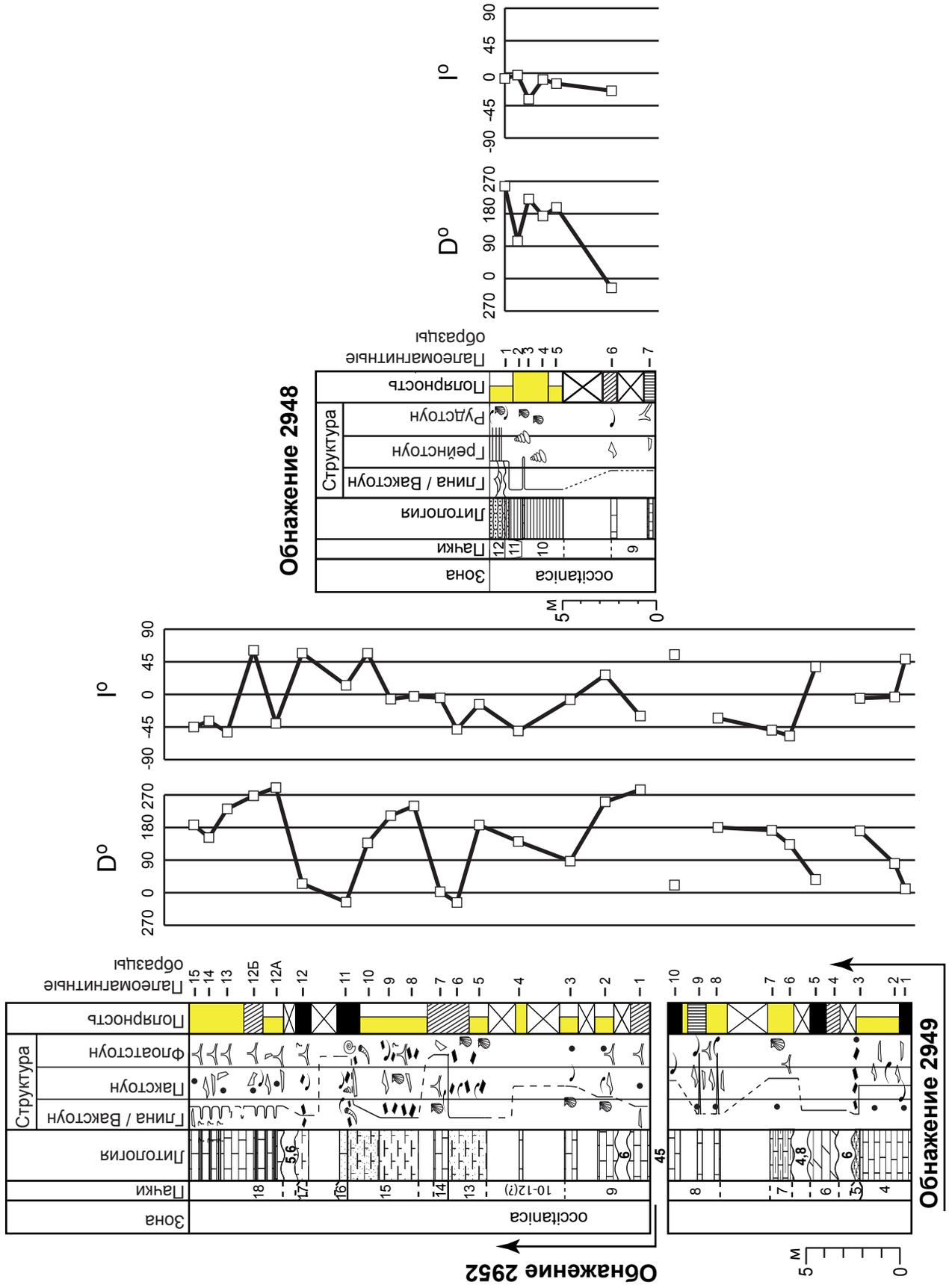


Рисунок 26 - Результаты магнитостратиграфических исследований берриаса близ с. Балки (обнажения 2948, 2949, 2952)

известковистости с известняками, местами песчанистыми образуют пачки 14-18.

Мощность обнажения, при учете задернованных участков составила 37 м.

Стратиграфически отложения разреза Енисарай соотносятся с зоной Occitanica (находки аммонита *Malbosiceras ex gr. malbosi* (Pictet)), за исключением незначительного по мощности интервала (обнажение 2950), соответствующего, вероятно, берриасской зоне Jacobi [Богданова и др., 1981].

Карбонатные породы разреза Енисарай, слагающие нижнюю часть сводного разреза Центрального Крыма в палеомагнитном отношении наиболее благополучны. В них с приемлемой погрешностью (максимальный угол отклонения до 15°) по обоим видам чисток выделялись ChRM, проецирующиеся на верхнюю полусферу (рисунок 27). Стабильные характеристические компоненты (ВТК и ВКК) фиксировались при нагреве свыше $250-300^\circ\text{C}$ и при воздействии полем свыше 15 мТл, а вязкие НКТ и НКК разрушались уже на $100-200^\circ\text{C}$ и при воздействии полем 5-10 мТл. (рисунок 28). При сопоставлении данных по разным видам чисток была обнаружена хорошая сходимость (рисунок 29). Однако палеомагнитная статистика по результатам термочисток образцов из пачек 1-3 лучше, чем по их дублям, в которых **Jn** разрушалась переменным полем (таблица 3). Относительно высокая кучность и более крутое, чем после Н-чисток, палеомагнитное наклонение обусловлены тем, что связанная с жесткими ферромагнетиками намагниченность более эффективно разрушается температурой. Доказательством тому служит зависимость величин кучностей от значений **Hcr** в результатах чисток переменным полем: в наиболее магнитомягких образцах кучности максимальные, и палеомагнитные направления статистически совпадают с вектором, определенным по термочисткам, а, по мере добавления в выборку более жестких образцов, кучности снижаются, и среднее палеомагнитное наклонение выполаживается (таблица 3, рисунок 27).

В магнитостратиграфическом отношении разрез представляет собой монополярный интервал, характеризующийся зоной обратной полярности – **Rb**, которая осложнена пятью интервалами прямой полярности (образцы 1, 5, 10 обнажения 2949; образцы 11, 12 обнажения 2952). Установленные короткие

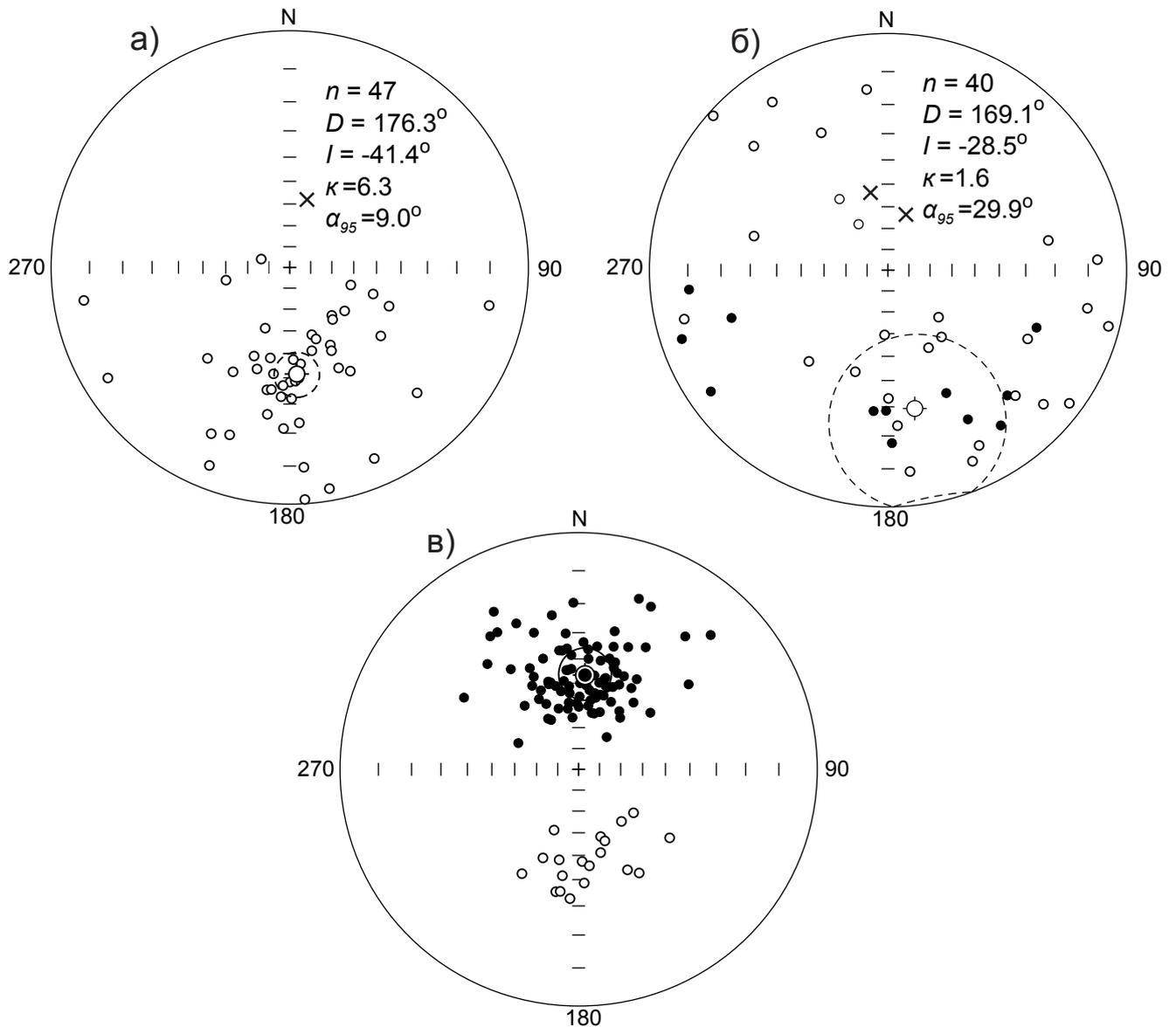


Рисунок 27 - Стереопроекции ChRM (в древней системе координат), соответствующие R-полярности в пачках 1-3 (известняки) по результатам Т- и Н-чисток (а); R-полярности в пачках 5-25 (терригенные породы) по результатам Т- и Н-чисток (б); R-полярности в пачках 1-3 (известняки) по результатам Н-чисток наиболее магнитомягких образцов ($H_{cr} = 19.6 - 26.8 \cdot 10^3$ А/м) и Т-чисток и N-полярности в пачках 5-25 (терригенные породы) по результатам Т- и Н-чисток (в). Центральный Крым

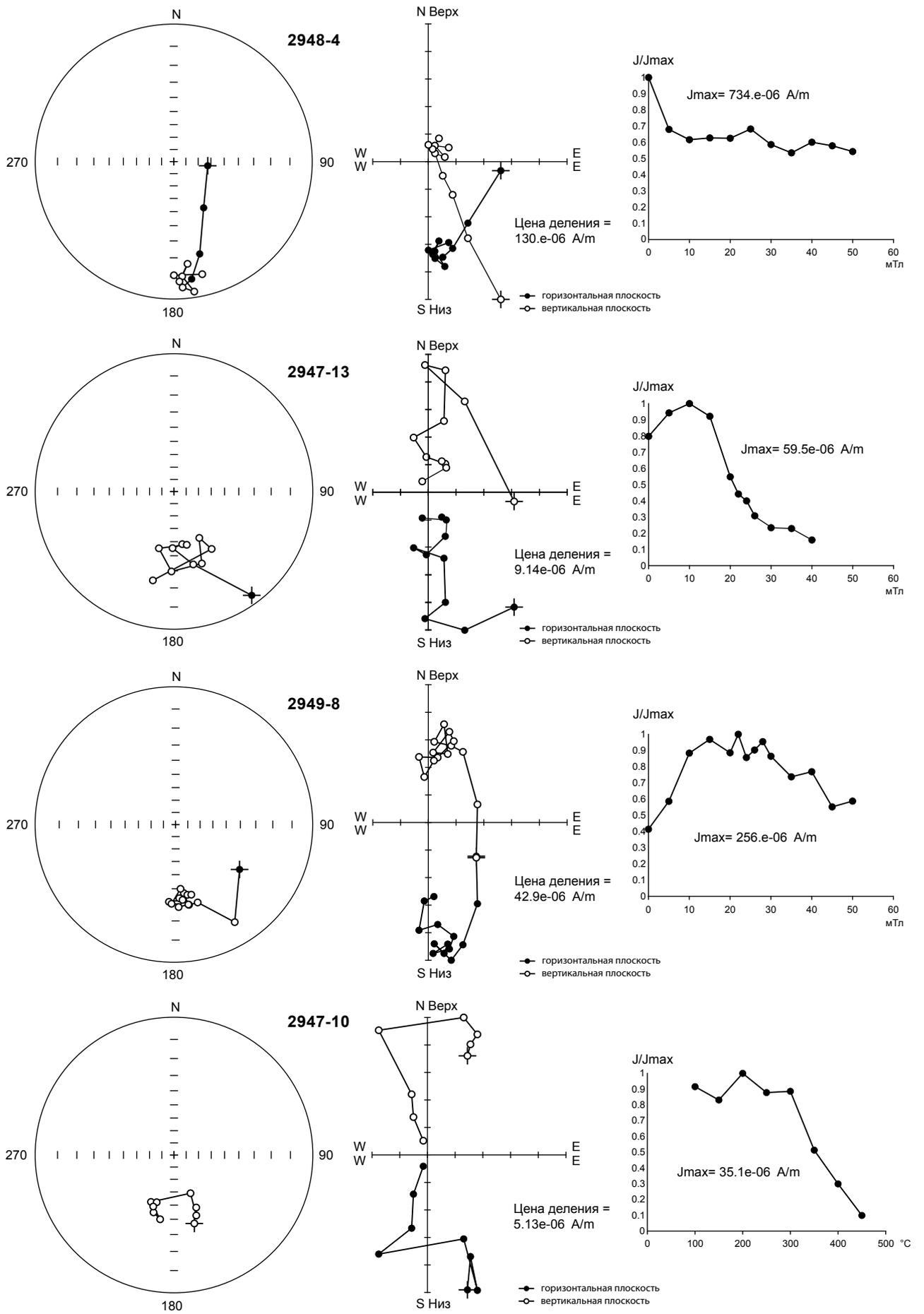


Рисунок 28 - Результаты компонентного анализа по разрезу Енисарай

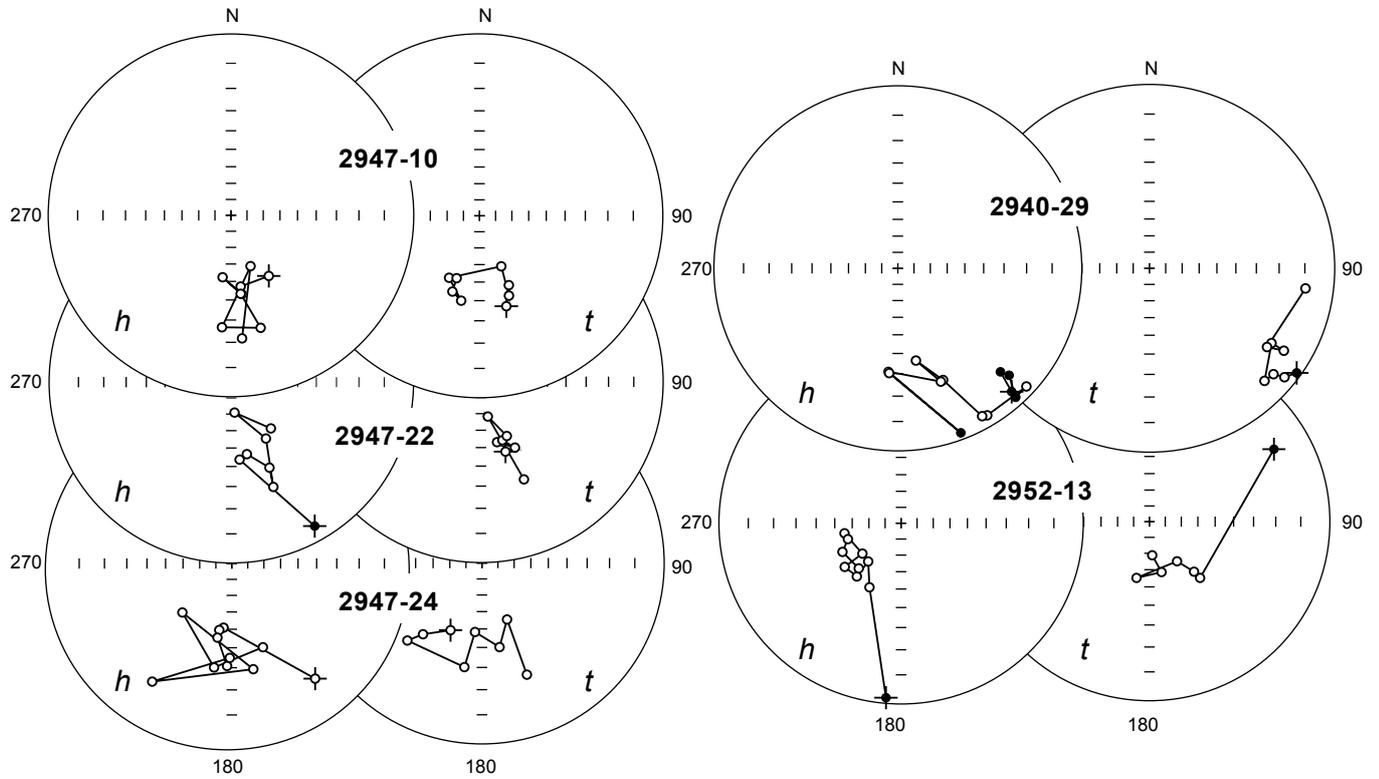


Рисунок 29 - Сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (h) и температурой (t) по разрезу Енисарай

Таблица 3. Статистические параметры распределения направлений ChRM в берриасе Центрального Крыма

Пачки 1-3 (известняки)	n	D _{ср} (°)	I _{ср} (°)	κ	α ₉₅ (°)	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	Полнота	Н _{ср} = 45.4 – 325.4·10 ³ А/м	все образцы	R	177.9	-37.1	5.0	12.5
Т ^о -чистки	R	182.6	-39.5	11.3	18.7	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	R	Н _{ср} = 19.6 – 27.7·10 ³ А/м	H-чистки	R	182.9	-38.2	10.6	16.6
ChRM + 180°	R	173.5	-47.4	19.0	7.9	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	R	H-чисткам наиболее магнитомягких образцов (H _{ср} = 19.6-26.8·10 ³ А/м) и Т ^о -чисткам	ChRM, рассчитанная по H-чисткам наиболее магнитомягких образцов (H _{ср} = 19.6-26.8·10 ³ А/м) и Т ^о -чисткам	R	173.5	-47.4	19.0	7.9
Перемагничивание пород современным полем (СП)	N	353.5	47.9	14.7	4.0	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	N	терригенные породы	Пачки 5-28 (терригенные породы)	N	1.7	46.8	14.7	4.0
Западный Крым (Jз) [Печерский, Сафонов, 1993]	2	4.3	58.7	102.	4.5	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	R	современным полем (СП)	Перемагничивание пород современным полем (СП)	R	4.3	58.7	102.	8
Угол с ChRM +180°	11	352	47	8	1.1±6.8	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	N	терригенные породы	Пачки 5-28 (терригенные породы)	N	1.7	46.8	14.7	4.0
Угол с СП (°)	12.6±6.1	13.7±3.2	1.1±6.8	8.8	4.5±6.7	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	R	современным полем (СП)	Перемагничивание пород современным полем (СП)	R	173.5	-47.4	19.0	7.9
Угол с ChRM	11.8±4.4	12.5±6.7	4.5±6.7	5.6	12.5±6.7	Результаты теста обращения [McFadden, McElhinny, 1990]	R	терригенные породы	Пачки 5-28 (терригенные породы)	N	1.7	46.8	14.7	4.0

Примечание: В качестве α₉₅ для СП принята амплитуда вековой геомагнитной вариации – 10° (согласно данным В.Г. Бахмутова [2006], 1200-летняя вариация имеет амплитуду 8°).

участки прямой полярности не влияют на интерпретацию так как каждый из них обоснован лишь по одному образцу.

Разрез Новокленово-Балки-Межгорье

Обнажение 2944 (Новокленово) (44°59'46.80"N, 34°30'16.40"E) расположено на северной окраине с. Новокленово в 200 м от кошары и в 3,5 км восточнее с. Балки (рисунок 30). Литологически обнажение представлено глинами и алевролитами, в нижней части глинистыми, а верхней с конкрециями мергелей. В верхней части обнажения (пачка 20) найден аммонит *Dalmasiceras tauricum* Bogd. et Ark., что позволяет отнести изученные отложения к берриасской зоне *Ossitanica*. Мощность обнажения составляет 10 м.

Обнажение 2940 (Балки) (44°59'21.94"N, 34°28'7.11"E) вскрывается в серии из пяти балок в 0,5 км к востоку от окраины с. Балки (рисунок 30). Породы представлены преимущественно глинами и алевролитами с различной окраской, в верхней части обнажения (пачка 25) выходит на поверхность губковый горизонт. Разнообразные находки фауны (аммониты *Dalmasiceras tauricum* Bogd. et Ark., *Malbosiceras malbosi* (Pict.), *Riasanites crassicostatum* (Kvant. et Lys.), *Riasanites* sp. и др.) отождествляют данные отложения с зонами *Ossitanica* (пачка 20) и *Boissieri* (пачки 22-25). Граница зон предположительно приходится на середину пачки 21. Истинная мощность разреза, рассчитанная путем структурных построений, составляет 130 м, 67 из которых не удалось опробовать по причине задернованности склона.

Магнитостратиграфические исследования разреза Балки уже проводились ранее в 1970 г. В.Н. Ереминым и в 2002 г. О.Б. Ямпольской. По причине отсутствия высокочувствительного оборудования в первом исследовании, а также недостаточного количества фактического материала во втором, получить достоверную информацию о магнитополярной характеристике этих отложений не удалось.

Обнажение 2943 (Межгорье) (44°58'49.95"E, 34°24'27.60"E) расположено в 200 метрах к северу от окраины п. Межгорье (рисунок 30). В литологическом отношении разрез делится на четыре пачки: губковый горизонт (пачка 25); глины,

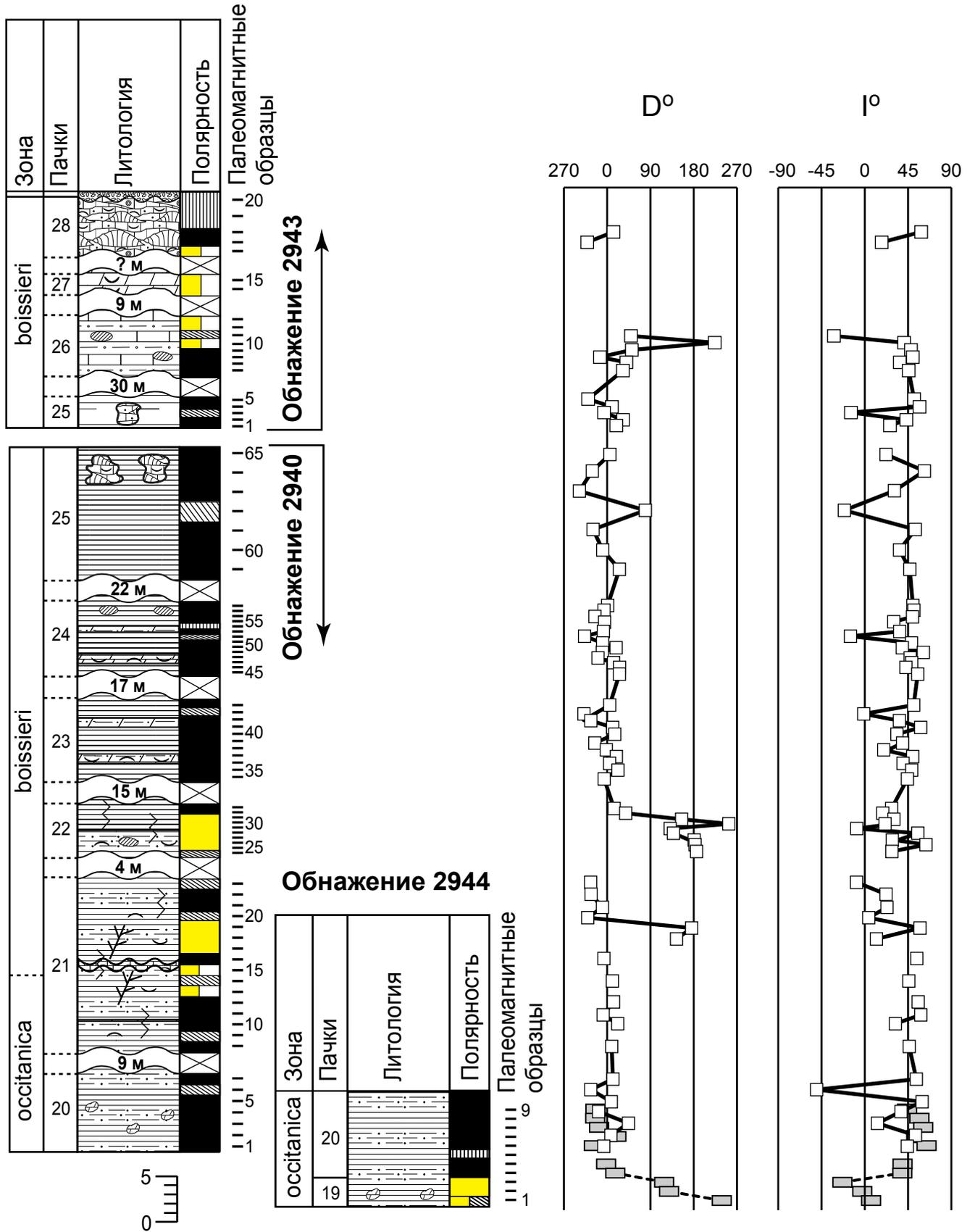


Рисунок 30 - Результаты магнитостратиграфических исследований разрезов Балки, Межгорье и Новокленово (обнажения 2940, 2943, 2944, соответственно)

мелкозернистые песчаники и алевролиты, постепенно переходящие вверх по разрезу в мергели (пачка 26); мергели с большим количеством остатков разнообразной бентосной фауны в верхней части пачки (пачка 27); биогермные известняки (пачка 28). Анализ многочисленных скоплений брахиопод и находок аммонитов позволяет диагностировать возраст отложений как верхнеберриасский (кучинская свита). По причине плохой обнаженности отбор образцов в пачке 26 обнажения 2943 не проводился. Однако данный интервал дублируется в разрезе 2420 (Пасечное), расположенном в 600-700 м к СВ от разреза 2943. В 2002 г. было проведено палеомагнитное опробование всей пачки [Ямпольская, 2005].

Качество палеомагнитных определений в образцах из терригенной части сводного разреза Центрального Крыма, представленная в разрезе Новокленово-Балки-Межгорье, хуже, чем в известняках, несмотря на более высокие значения магнитности.

НKK и НTK исчезали в основном после воздействия полем 5-10 мТл и температурой 100-150°C, соответственно. А ВKK и ВTK, принятые за характеристические, удалось выделить в диапазоне 15-35 мТл и 150-300°C (рисунок 31). В целом результаты размагничивания образцов переменным магнитным полем и температурой обнаружили хорошую сходимость (рисунок 32). Стабильную компоненту удалось выделить лишь в 70% терригенных образцов, которые можно поделить на две группы. В первой группе, проекции **Jn**, либо изначально находились не в северном секторе нижней полусферы, либо покидали его уже после первых, слабых воздействий температурой или переменным полем. Такое поведение палеомагнитных векторов в ходе чисток интерпретировалось, как наличие компоненты **Jn**, соответствующей обратной полярности (R). В ряде образцов ChRM имеет аномальный характер, например, южные склонения в сочетании с положительными наклонениями в образце 2940-30 (рисунок 32). Во второй группе проекции палеомагнитных векторов не покидали северные румбы нижней полусферы вплоть до окончания магнитных чисток. Эти направления считались соответствующими прямой (N) полярности геомагнитного поля.

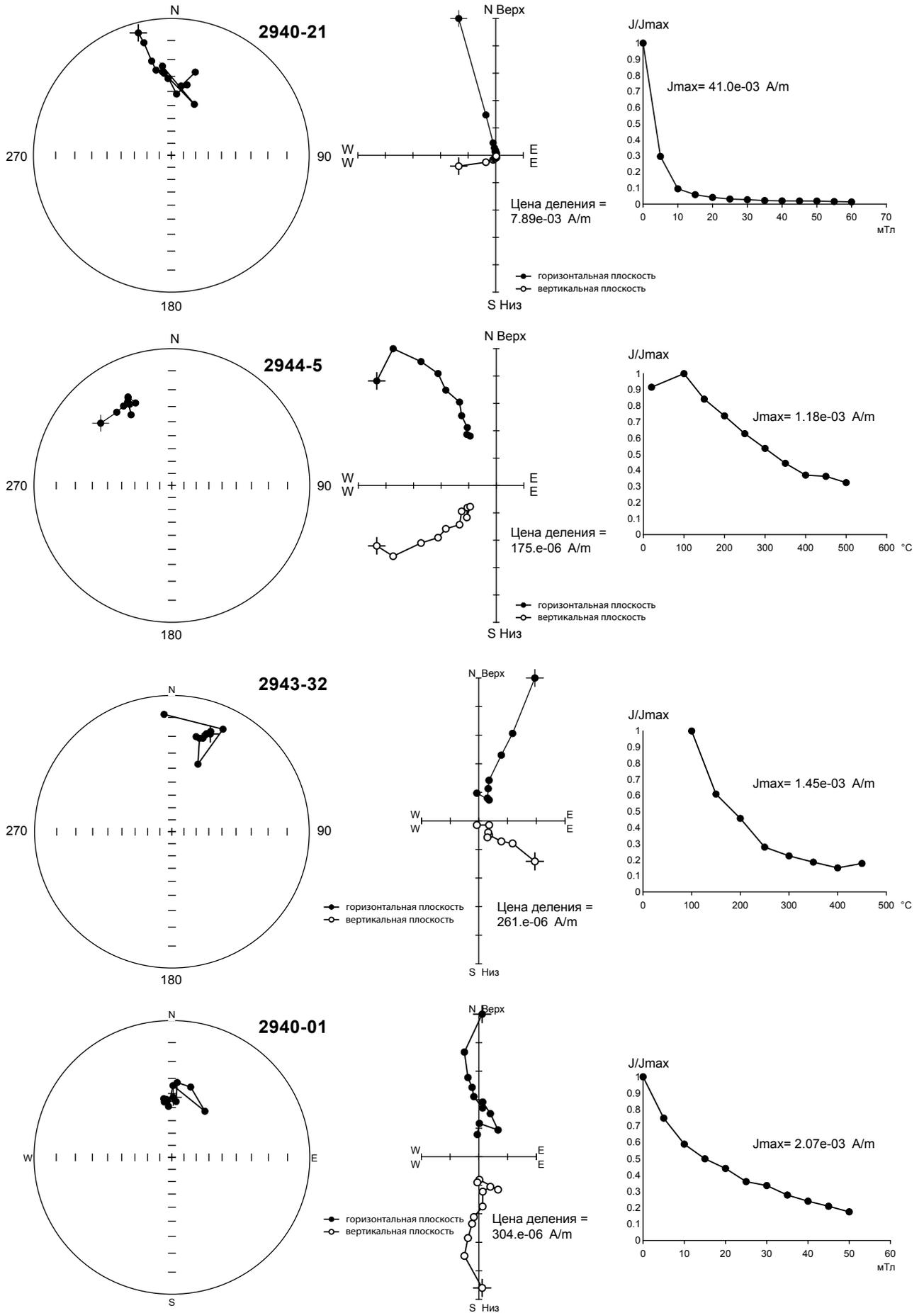


Рисунок 31 - Результаты компонентного анализа по разрезу Новокленово-Балки-Межгорье

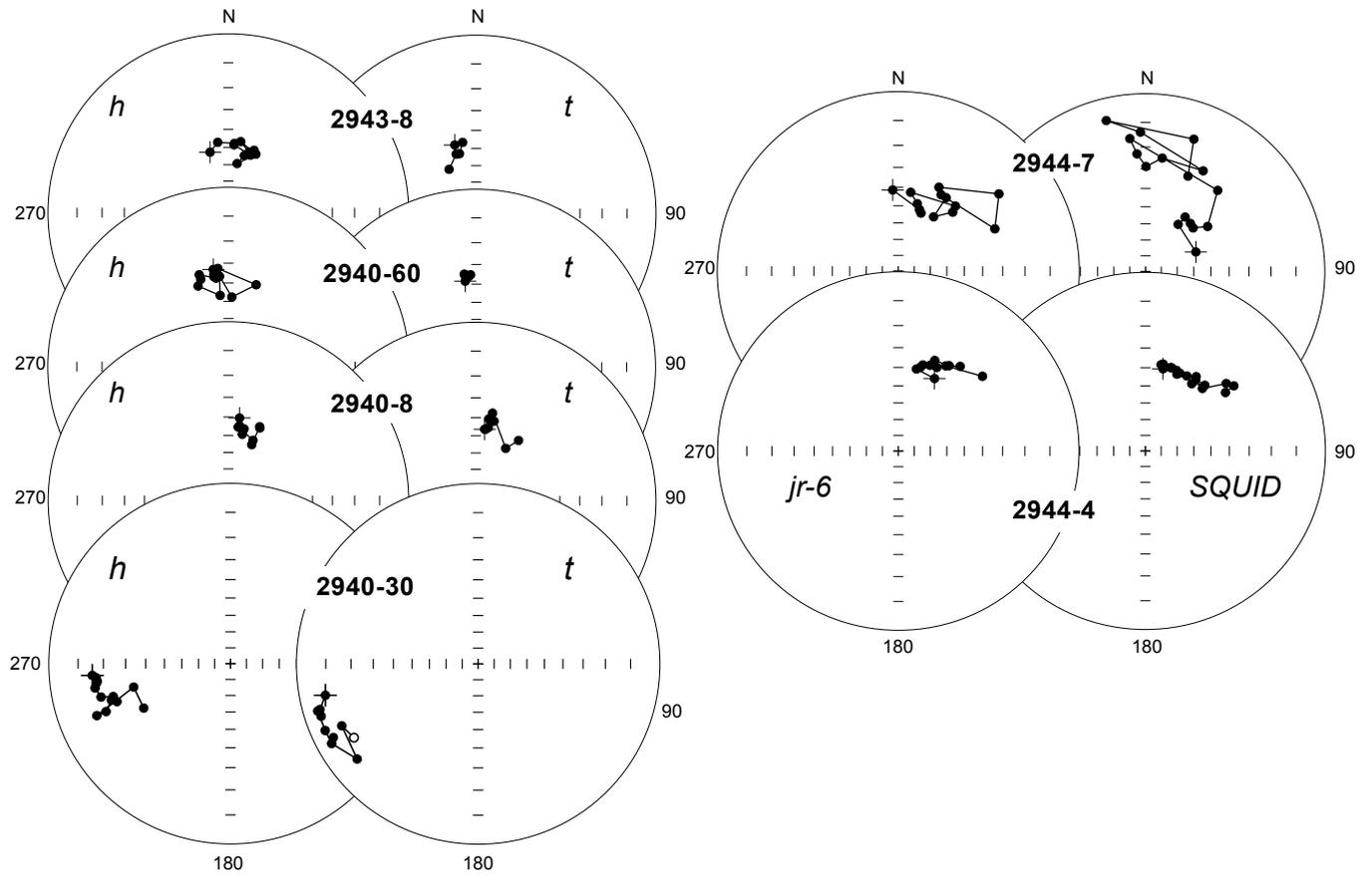


Рисунок 32 - Сопоставление результатов магнитных чисток переменным полем (h) и температурой (t) по разрезу Новокленово-Балки-Межгорье

Значительный разброс R-векторов (рисунок 27а, б) предположительно обусловлен разной степенью «загрязненности» ChRM, стабилизированной вторичной компонентой, связанной с продуктами окисления магнетитовых зерен, и невозможностью разделения компонент в ходе чисток. На палеомагнитной статистике по нормально намагниченным образцам этот эффект практически не сказывается (рисунок 27в, таблица 3), потому что ChRM, соответствующие прямой полярности, близки к направлению перемагничивания пород современным полем, хотя статистически и не совпадают (таблица 3).

Магнитостратиграфическая колонка разреза Новокленово-Балки-Межгорье содержит 5 магнитозон: субзона обратной полярности (**R_{1b}**), две субзоны преимущественно прямой полярности (**N_{1rb}**; **N_{2rb}**), и две субзоны преимущественно обратной полярности (**R_{2nb}**; **R_{3nb}**). Зафиксированные в обнажении 2944 субзона **R_{1b}** (мощность 4 м) и в обнажении 2940 субзона **N_{1rb}** (36 м) стратиграфически соответствуют зоне Occitanica среднего берриаса. Субзона **R_{2nb}**, мощностью 18,5 м, обнаруженная в средней части обнажения 2940, отвечает пограничному интервалу биостратиграфических зон берриаса: Occitanica и Boissieri. Субзона преимущественно прямой полярности **N_{2rb}** (верхняя часть обнажения 2940, и основание обнажений 2420, 2943) имеет мощность 73 м, стратиграфически сопоставляется с зоной Boissieri. Завершает магнитостратиграфический разрез зона преимущественно обратной полярности **R_{3nb}**, описанная в обнажениях 2420 и 2943, которая соответствует зоне Boissieri. Мощность субзоны – 60 м.

3.2.2. Петромагнитная характеристика сводного разреза

Сводный разрез хорошо дифференцирован по петромагнитным свойствам (рисунок 33).

Нижняя (карбонатная) часть разреза (пачки 1-9) слабомагнитна (**K** = 0.2–8*10⁻⁵ ед. СИ, **J_n** = 0.002–0.2*10⁻³ А/м). Вышележащие терригенные отложения (пачки 10-26) отмечены более высокими величинами **K**, возрастающими снизу-вверх по разрезу до 25–33*10⁻⁵ ед. СИ в пачках 20-22, а затем закономерно

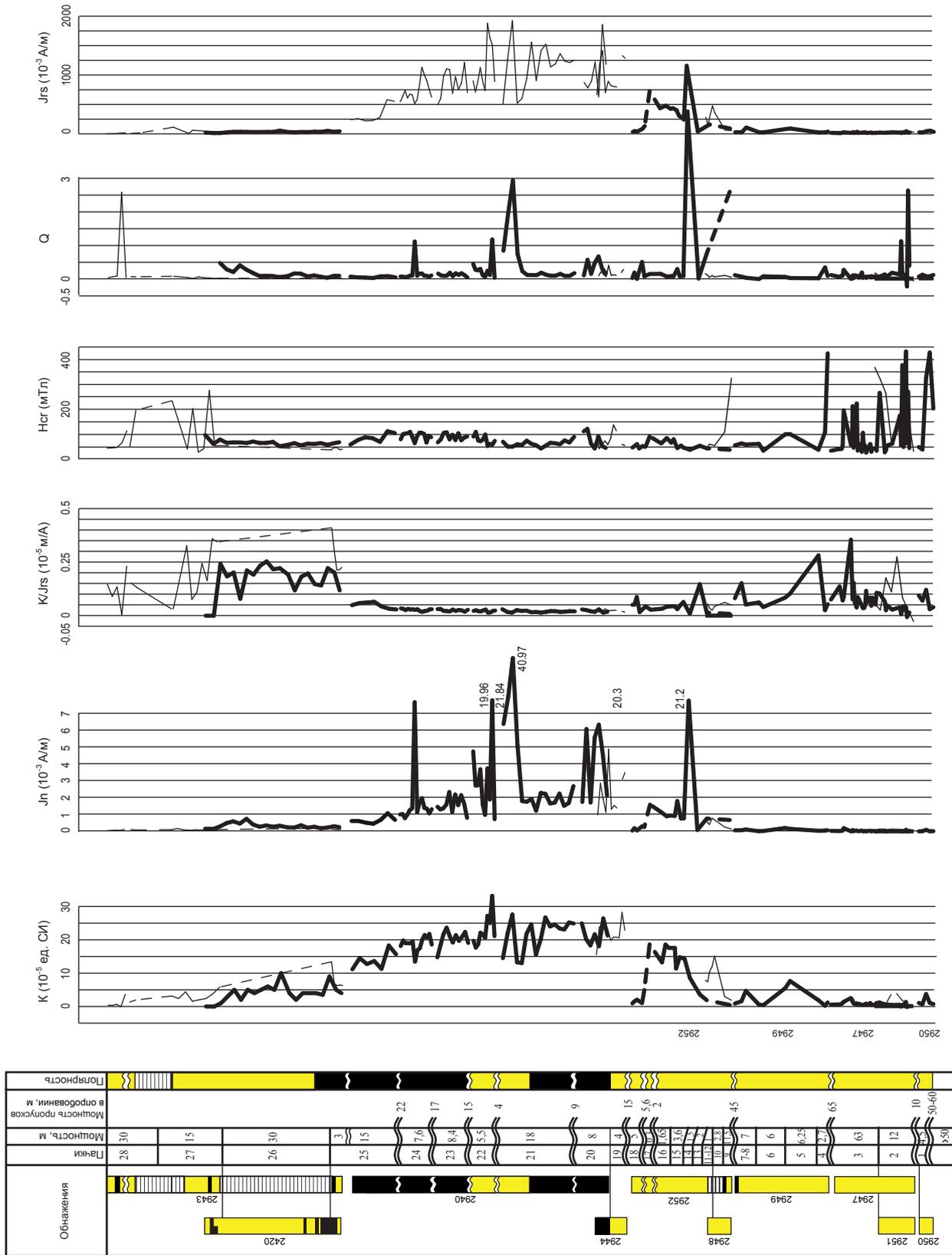


Рисунок 33 - Скалярные петромагнитные характеристики берриаса Центрального Крыма

убывающими до $11-15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в пачке 26. Сходная тенденция в распределении **Jn** осложняется наличием нескольких интервалов с аномально высокими значениями, что приводит к увеличению параметра Кенигсбергера (фактора **Q**) до нескольких единиц, в то время как фоновые величины **Q** не превышают долей единицы. Верхние карбонатные пачки 27 и 28 характеризуются минимальной естественной магнитностью (**K** = $1-3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, **Jn** = $0.01-0.1 \cdot 10^{-3}$ А/м).

Параметр **K/Jrs**, пропорциональный среднему размеру ферромагнитных частиц, минимален в глинах свиты бечку (пачки 19-24), а максимален в известняках пачек 3, 4 и терригенно-карбонатных разностях пачек 26, 27.

Hcr изменяется в широких пределах (от 25 до 400 мТл), достигая наибольших величин в некоторых карбонатных разностях пачек 1-4, 9, 27 и 28. Многие образцы – магнитомягкие (насыщение достигается в полях ~ 100 мТл) (рисунок 34а), что обусловлено магнетитом или близкими к нему минералами. Магнито жесткие образцы не достигают насыщения в полях до 700 мТл (рисунок 34б), что связано с гематитом или сильно дегидратированными гидроокислами железа. На кривых насыщения по известнякам из нижней части разреза (пачки 1-3) отчетливо дифференцируются обе фазы: магнитомягкая и магнито жесткая (рисунок 34в).

Наличие магнетита диагностируется и на кривых ДТМА, но, к сожалению, повсеместно пик в районе $550-578^\circ\text{C}$, соответствующий точке Кюри Fe_3O_4 или близких к нему минералов, затушеван термомагнитными эффектами, вероятно, от пирита (на который указывает прирост намагниченности после 400°C за счет перехода FeS_2 в Fe_3O_4) (рисунок 34г, д). Магнито жесткой фазе (гематиту, мартиту или дегидратированным гидроокислам железа), видимо, соответствует слабо выраженный пик на графиках ДТМА в районе 650°C (рисунок 34д).

3.2.3. Природа намагниченности

1. Знак геомагнитной полярности индифферентен, как к литологическим разностям, так и к вариациям петромагнитных характеристик (рисунки 25, 26, 30,

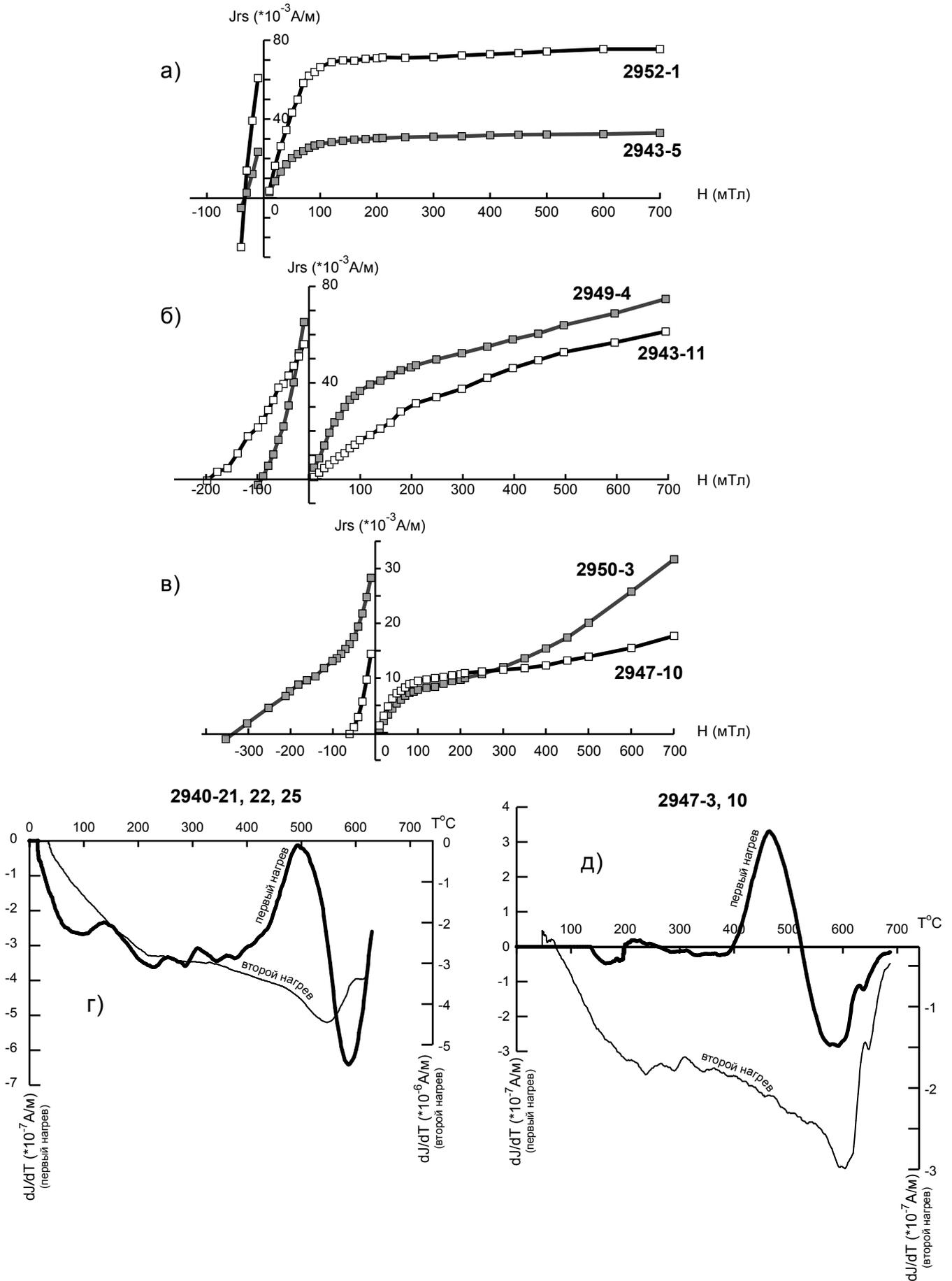


Рисунок 34 - Результаты магнито-минералогического анализа отложений Центрального Крыма: кривые ДТМА (первые производные по кривым термомагнитного анализа) (а) и магнитного насыщения (б-г)

33).

2. Для разреза, в целом, характерны признаки, присущие детритной, но нетипичные для химической намагниченности:

- невысокие (доли единицы) значения фактора Q , за исключением узких интервалов, спорадически рассеянных по разрезу (рисунок 33), где $Q = 1-5$. Однако, в слабомагнитных известняках (пачки 1-3) не следует полагаться на низкие значения Q , как на индикаторы ориентационной намагниченности, ввиду чрезвычайно малых величин K (порядка первых единиц 10^{-5} СИ), которые могут быть обусловлены, в основном, вкладом парамагнитных компонент;

- палеомагнитные кучности порядка нескольких десятков (до 30) (таблица 3) также не являются уникальной особенностью DRM.

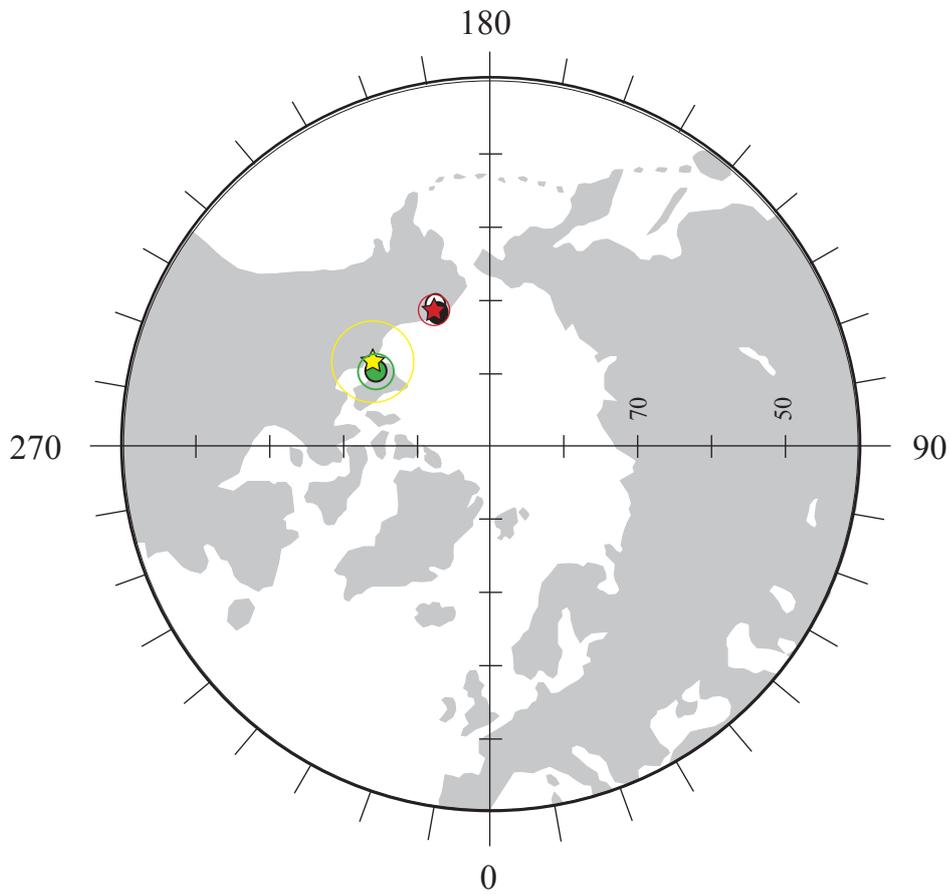
- в заключительном разделе 5 настоящей работы по результатам анализа АМВ будет показано, что намагниченность известняков сформировалась, в основном, на стадии диагенеза, а главный носитель намагниченности – магнетит, имеет, скорее всего, биогенную природу.

3. Наиболее надежный палеомагнитный результат, полученный по известнякам (таблица 3) статистически не отличим от среднего палеомагнитного направления для верхней юры Западного Крыма [Печерский, Сафонов, 1993] (следует отметить, что Д.М. Печерский под названием «Западный Крым» территориально объединил Айпетринскую яйлу, Караби-Яйлу, Демерджи, Чатыр-даг и мыс Фиолент).

4. Средние палеомагнитные векторы значимо не отличаются от направления современного поля (сходство направлений перемагничивания и ChRM, вероятно, случайно), но результат теста инверсий (обращения) положителен (таблица 3), что является очень веским аргументом в пользу первичности намагниченности.

5. Положение виртуального геомагнитного полюса (ВГП) (рисунок 35), близко к положению ВГП, рассчитанного на основе исследований разрезов Западного Крыма [Печерский, Сафонов, 1993] и положению полюса стабильной Европы [Besse, Courtillot, 2002].

6. Палеомагнитная зональность сводного разреза хорошо согласуется с



Разрезы	Возраст (млн. лет)	Полярность	n	Fl.	L.	B95
Центральный Крым (настоящая работа)		★ N	91	73°	208.9°	4.1
		★ R	14	72.8°	238.3°	10.8
Европа [Besse, Courtillot, 2002]	140	●		72.6°	203.1°	
	145	○		68.7°	201.9°	
Западный Крым (J ₃) [Печерский, Сафонов, 1993]		●	11	72°	237.4°	4.7

Рисунок 35 - Стереографическое изображение палеомагнитных полюсов, рассчитанных по берриасским отложениям Центрального Крыма (настоящая работа), верхнеюрского полюса для Западного Крыма [Печерский, Сафонов, 1993], стандартного полюса для Европы [Besse, Courtillot, 2002]

общепринятыми представлениями о режиме берриасского геомагнитного поля [Ogg, Hinnov, 2012] (рисунок 36).

Формально, индекс палеомагнитной достоверности полученных данных составляет 6 (из 7 возможных) по классификации Ван дер Во [Van der Voo, 1993] и 7 (из 8) по критериям А.Н. Храмова [Дополнения ..., 2000]. Таким образом, несмотря на невысокое, в целом, палеомагнитное качество изученных пород, магнитополярные определения по большей части разреза (пачки 1-23) заслуживают доверия.

3.3. Анизотропия магнитной восприимчивости

В данном разделе представлены данные по АМВ титона-берриаса Горного Крыма, которые получены в 2009-2012 гг. в рамках магнитостратиграфического изучения пограничного интервала юры-мела этого региона [Аркадьев и др., 2010; Багаева, Гужиков, 2014; Гужиков и др., 2012].

В Восточном Крыму (г. Феодосия и бассейн р. Тонас) были изучены разрезы титона-берриаса: Орджоникидзе (обнажение 2902, титон), Двужкорная бухта (обнажения 2901, 2922-2924, верхний титон - нижний берриас), мыс Феодосийский и мыс Святого Ильи (обнажения 2920, 2921 и 2456, соответственно, нижний берриас), р. Кучук-Узень (обнажения 2941, 2942, нижний берриас), Заводская балка (обнажения 2900, 2925, верхний берриас) (рисунок 37).

В Центральном Крыму на северных склонах Караби близ сс. Балки и Межгорье (Белогорский район) исследовался берриасский ярус (обнажения 2940, 2943, 2944, 2947-2952) (рисунок 37).

В общей сложности, АМВ измерена у 1340 образцов, взятых с 522 разных стратиграфических уровней.

Кроме того, проведены измерения АМВ нижнемеловых образцов Центрального Крыма из палеомагнитной коллекции О.Б. Ямпольской [Ямпольская и др., 2006]: 145 образцов из берриаса р. Тонас, сс. Балки и Пасечное Белогорского района (обнажения. 2415, 2419, 2420), а также 65 образцов из

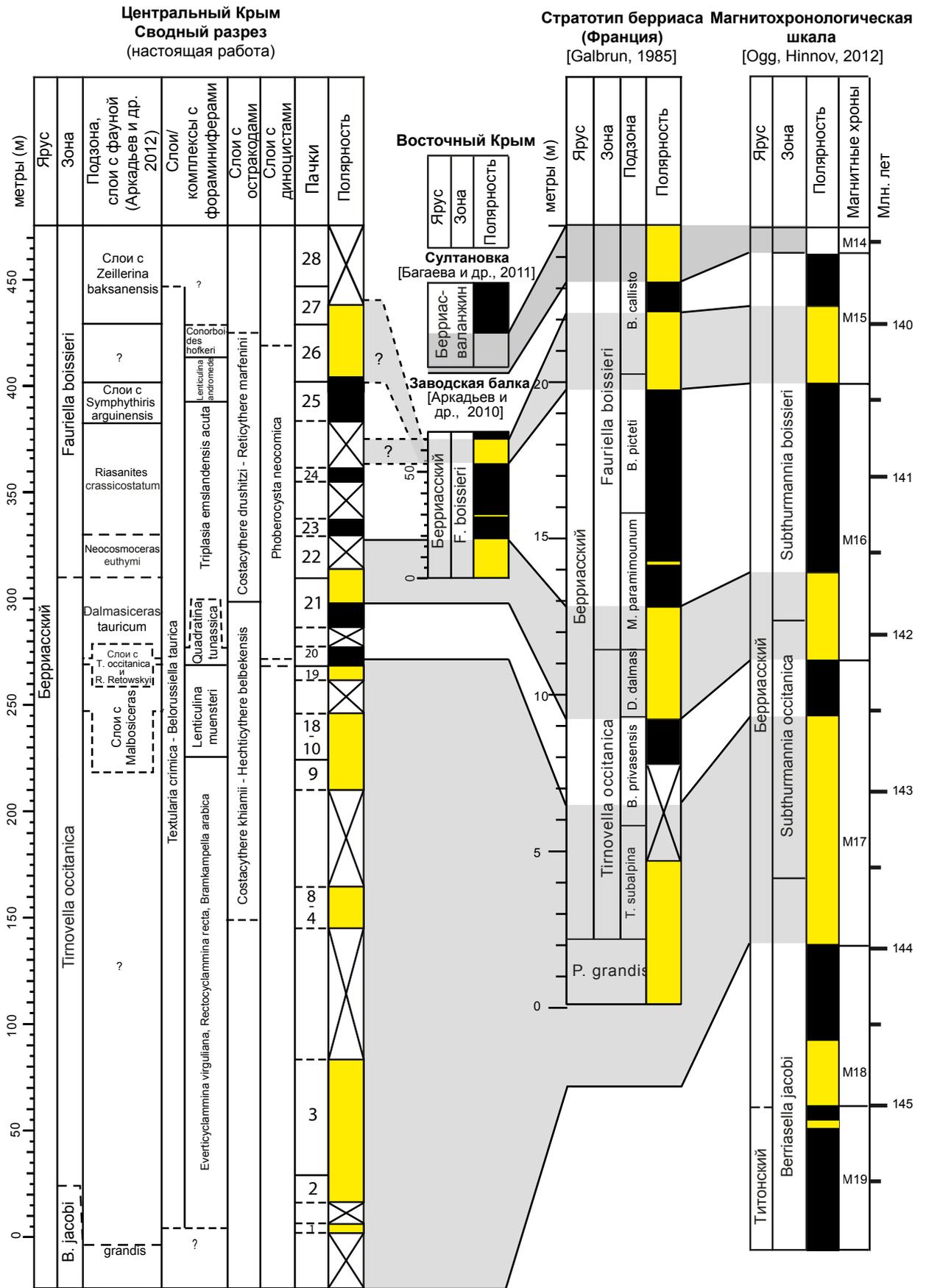


Рисунок 36 - Сопоставление магнитостратиграфических данных по берриасу Центрального Крыма со стратотипом яруса в ЮВ Франции и магнитохронологической шкалой

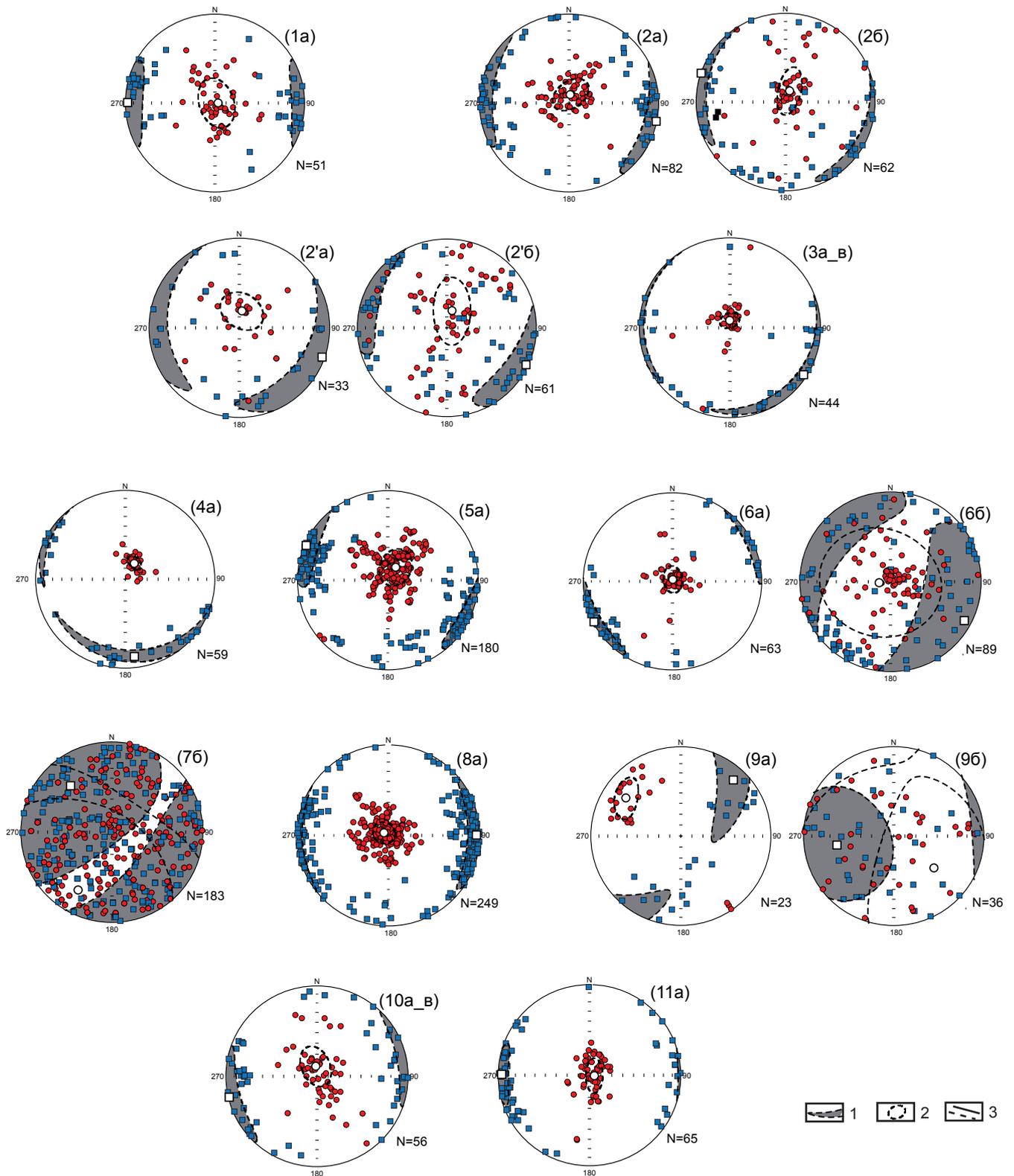


Рисунок 37 - Стереограммы АМВ по изученным разрезам Горного Крыма.

1,2 – овалы доверия для К1 и К3, соответственно. а, б, в – глины, известняки, мергели, соответственно. Цифры в номерах стереограмм соответствуют разрезам: 1 - п. Орджоникидзе, 2 - Двужорная бухта, 3 - мыс Феодосийский, 4 - мыс Святого Ильи, 5 - Заводская балка, 6 - рр. Тонас и Кучук-Узень (все Восточный Крым); 7 - овраг Енисарай, 8 - обнажение 2940 у с. Балки, 9 - обнажение 2952 у с. Балки, 10 - сс. Межгорье и Пасечное, 11 - сс. Верхоречье, Партизанское и п. Марьино

баррема-апта Центрального Крыма (сс. Верхоречье, Партизанское и п. Марьино) (рисунок 37). Анализ данных О.Б. Ямпольской способствовали геологической интерпретации авторских данных по магнитной анизотропии.

В литологическом отношении изученные разрезы представлены преимущественно глинистыми и карбонатными отложениями. Практически все известняки слабомагнитны ($K = 1-9 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), магнитная восприимчивость глин варьирует в широких пределах – от 10 до $110 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Анализ материала по всем разрезам в совокупности не позволил обнаружить каких-либо закономерностей на стереограммах АМВ, которые, однако, отчетливо проступают после дифференцированного анализа магнитных текстур (МТ) по различным литологическим разностям. Для всех глин характерна плоскостная анизотропия, осложненная в той или иной степени упорядоченностью длинных осей магнитных эллипсоидов в определенных направлениях.

Обсуждения данных по магнитной анизотропии и результаты их геологической интерпретации подробно описаны в Главе 5.

Глава 4. РЕШЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО ВЕРХНЕМУ ТИТОНУ-БЕРРИАСУ ГОРНОГО КРЫМА

Магнитополярные данные необходимы для решения стратиграфических задач и создания серийной легенды, на основе которых будут строиться среднемасштабные геологические карты Крыма нового поколения (ГГК-200).

Имеющиеся палеонтологические сведения [Аркадьев и др., 2012] позволяют утверждать, что в Горном Крыму присутствуют аналоги верхнетитонской зоны *Microcanthum* и всех трех стандартных зон берриаса. Однако литологическая однородность толщ, а также редкость находок руководящей фауны (аммонитов) затрудняет выделение дробных лито- и биостратонов, пригодных для картирования. Микропалеонтологические же шкалы (по фораминиферам, остракодам, диноцистам, наннопланктону) находятся, пока в начальных стадиях разработки.

Получение магнитополярной характеристики сводного разреза верхнего титона - берриаса Горного Крыма позволяет обоснованно надеяться, как на уточнение возраста отложений в конкретных разрезах путем палеомагнитных корреляций с детальными шкалами западотетической области, так и на выделение магнитостратиграфических подразделений, которые можно будет использовать в Крыму в качестве картируемых стратонов.

Магнитостратиграфические результаты по опорным разрезам являются основой для корректировки соответствующих интервалов глобальной шкалы геомагнитной полярности (GPTS) и, следовательно, для уточнения и детализации современных представлений об эволюции геомагнитного поля.

Палеомагнитные данные в виде координат виртуальных геомагнитных полюсов (ВГМП) необходимы для выполнения реконструкций горизонтальных тектонических перемещений. Автор считает, что количество палеомагнитных определений по пограничному интервалу юры-мела Горного Крыма еще не достаточно для их использования в палеогеодинамике, учитывая сложное

блоковое строение региона, надвиговую тектонику, оползневые процессы и другие факторы. Но, в любом случае, задача пополнения банка полюсных данных новыми сведениями остается актуальной. Рассчитанные по наиболее надежным палеомагнитным данным координаты ВГМП приведены на рисунках 22 и 35 и могут быть востребованы специалистами в области магнитотектоники.

Сопоставление магнитостратиграфических разрезов с глобальной шкалой геомагнитной полярности (GPTS) позволяет также, при отсутствии гиаусов, рассчитать скорость осадконакопления путем деления мощности магнитозоны на продолжительность эквивалентного ей магнитного хрона.

4.1. Магнитостратиграфическая схема верхнего титона-берриаса Горного Крыма

На основе комплексирования палеомагнитных данных, полученных в ходе полевых и лабораторных исследований 2009-2012 гг. Центрального и Восточного Крыма, а также доизучения и анализа более ранних материалов [Ямпольская, 2005], была построена магнитостратиграфическая схема Горного Крыма. Магнитополярные колонки по 19 изученным обнажениям интегрированы в сводную палеомагнитную колонку, при построении которой игнорировались имеющиеся пропуски в определениях полярности, интервалы аномальной полярности и единичные интервалы противоположного знака на фоне доминирующей полярности.

Структура магнитостратиграфической схемы представляет собой чередование 13 субзон: 7 прямой и 6 обратной полярности. Следует отметить, что неоднозначность положения границы юры и мела в Крыму, связанная со слабой палеонтологической охарактеризованностью данного возрастного интервала, вынуждает индексировать субзоны, выявленные на этом уровне, как титонские-берриасские (**N_{1t-b}**, **R_{1t-b}** и **N_{2t-b}**). Вышележащие субзоны, соответствующие отложениям, берриасский возраст которых подтвержден находками аммонитов, обозначены как берриасские (**R_{1b}**, **N_{1b}** и т. д.). Субзоны **N_{1t}-N_{1b}** обнаружены в

Восточном Крыму (Феодосийский район) в пределах двукорной свиты, субзоны **R_{2b}**, **N_{2b}** установлены в Центральном Крыму (бассейн р. Сары-Су) в пределах свиты бечку, субзоны **R_{3b}**, **N_{3b}** и **R_{4b}** выделяются как в отложениях султановской свиты Восточного Крыма (Заводская балка), так и в отложениях кучкинской свиты в Центральном Крыму (бассейн р. Сары-Су). Субзона **N_{4b}**(?) зафиксирована в султановской свите (Заводская балка, Востоный Крым) (рисунок 38).

Субзона **N_{1t}** (рисунки 7, 38), мощностью 117 м, определена по образцам с 58 уровней. Стратиграфически соответствует слоям с *Oloriziceras* cf. *schneidi* западнотетической зоны *Microcanthoceras microcanthun* (верхний титон). **N_{1t}** является аналогом хрона M20n, поскольку верхам нижнего титона свойственна уже преимущественно обратная полярность (хрон M20r).

Субзона **R_{1t}** (мощность = 60 м, образцы с 33 уровней) (рисунки 7, 38). В пределах выявленного геомагнитного интервала зафиксированы находки *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius*, встречающиеся в верхнем титоне западного Тетиса [Гужиков и др., 2012]. **R_{1t}** идентифицируется как аналог хрона M19r, поскольку это единственный хрон обратной полярности, известный в верхнем титоне.

Субзона **R_{1t-b}** (рисунок 38), мощностью 25 м, сдублирована в трех параллельных обнажениях и обоснована, в общей сложности, 29 образцами (рисунок 8). Субзоне соответствует уровень слоев с *Neoperisphinctes* cf. *falloti*. Учитывая непрерывность сводного Феодосийского разреза [Гужиков и др., 2012], зафиксированная субзона отождествляется с субхроном M19n.1r («Бродно»)

Субзоны прямой полярности **N_{1t-b}** (мощность = 40 м, образцы с 18 уровней) и **N_{2t-b}** (мощность = 35 м, образцы с 17 уровней) (рисунки 8, 38), расположенные ниже и выше субзоны **R_{1t-b}** параллелизуются с нижней и верхней частями хрона M19n.

Две вышележащие субзоны (**R_{1b}** и **N_{1b}**) прослежены в разрезах мыс Святого Ильи (рисунок 13) и мыс Феодосийский (рисунок 11). **R_{1b}** (видимая мощность = 30 м на мысе Святого Ильи, мощность = 25 м на мысе Феодосийский) обоснована образцами с 45 стратиграфических уровней. **N_{1b}** (видимая мощность = 25 м на

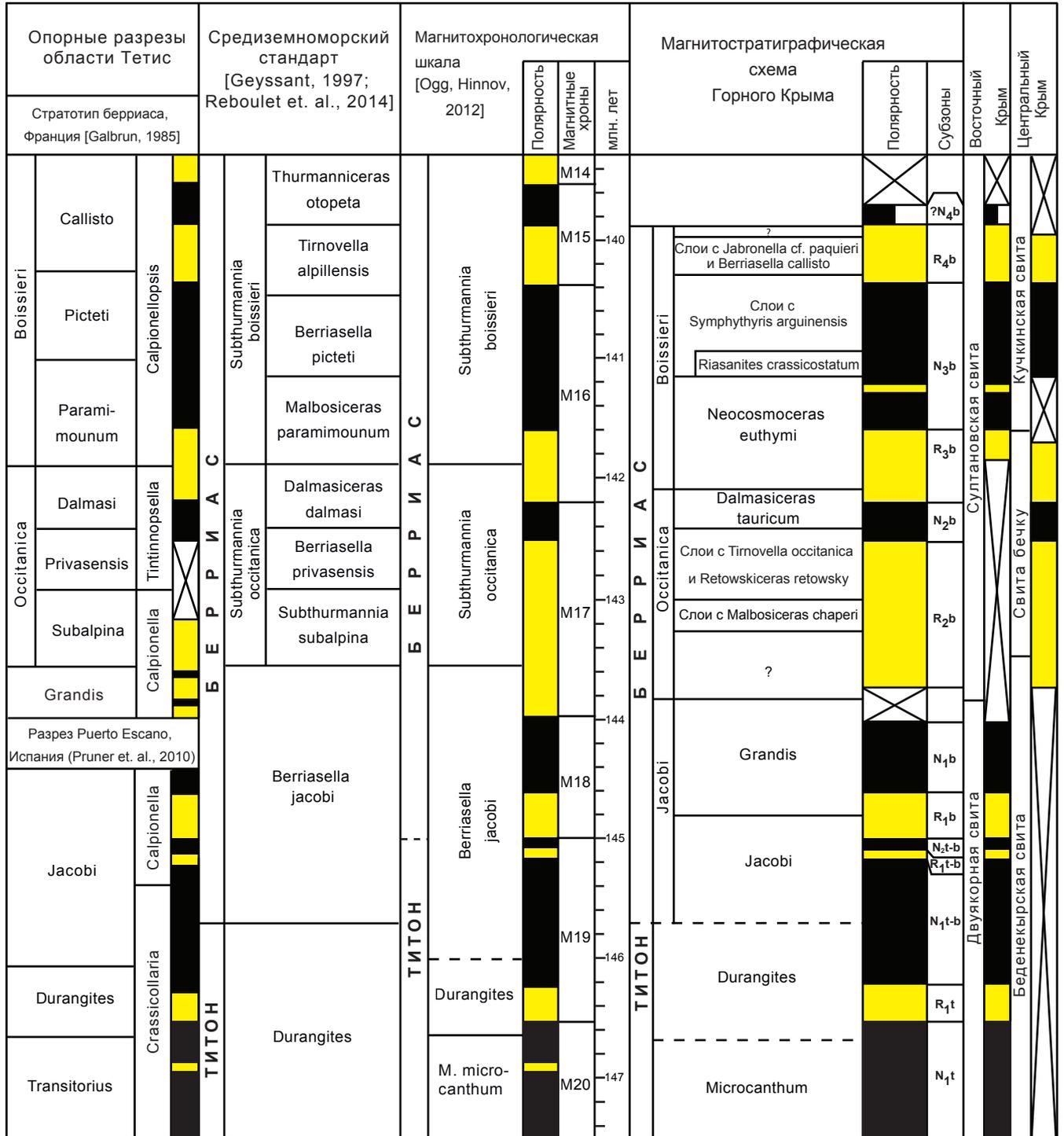


Рисунок 38 - Магнитостратиграфическая схема верхнего титона-берриаса ГорногоКрыма

мысе Святого Ильи, видимая мощность = 5 м на мысе Феодосийский) – с 28 стратиграфических уровней. Субзона **R_{1b}** стратиграфически соответствует границе подзон Jacobi/Grandis зоны Jacobi, а **N_{1b}** отождествляется с оставшейся частью подзоны Grandis. Магнитозоны **R_{1b}** и **N_{1b}** идентифицированы как аналоги хронов M18r и M18n, соответственно.

В верхах субзоны **R_{2b}** (мощность = 265 м, образцы с 88 уровней), обнаруженной в бассейне р. Сары-Су Центрального Крыма (рисунок 30), зафиксированы слои с *Malboscieras*, которые косвенно можно соотнести с зоной Occitanica. Такое заключение позволяет сопоставить субзону **R_{2b}** (рисунок 38) с магнитным хроном M17r, который в магнитохронологической шкале отвечает большей части зоны Occitanica [Ogg, Hinnov, 2012].

Субзона **N_{2b}** (мощность = 30 м, образцы с 34 уровней) расположена в пределах аммонитовой подзоны *Dalmasiceras tauricum* – аналога подзоны *Dalmasiceras dalmasi* зоны Subthurmannia occitanica Западного Тетиса (рисунки 30, 38). В пределах зоны Occitanica установлен единственный хрон прямой полярности – M17n, которому и соответствует субзона **N_{2b}**.

Субзона **R_{3b}** (нижняя граница субзоны установлена в разрезе Балки (Центральный Крым) (рисунок 30), верхняя – в разрезе Заводская балка (Восточный Крым) (рисунок 16)) имеет мощность не менее 15 м и обоснована образцами с 42 уровней. Находки аммонитов на уровне верхней части субзоны свидетельствуют о наличии в этом интервале подзоны Euthymi, соответствующей западнететической подзоне Paramimounum (зоны Voissieri) и позволяют однозначно сопоставить **R_{3b}** с аналогичной зоной обратной полярности в стратотипе берриаса и магнитным хроном M16r [Аркадьев и др., 2010].

Отсутствие видимых следов перерывов в осадконакоплении в разрезе Заводская балка (рисунок 16), где зафиксирована граница субзон **R_{3b}** и **N_{3b}** [Аркадьев и др., 2010; Багаева и др., 2011], позволяет сделать вывод о соответствии **N_{3b}** также зоне Voissieri и отождествлении его с магнитным хроном M16n. Наличие в пределах зоны Voissieri субзоны прямой полярности (**N_{3b}**) было зафиксировано и в разрезе Балки (Центральный Крым) (рисунок 30). В разрезе

Заводская балка в пределах субзоны **N_{3b}**, которая имеет мощность порядка 30 м и обоснована образцами с 86 уровней, выявлена микрозона обратного знака (рисунок 16, 38).

Граница субзон **N_{3b}** и **R_{4b}** зафиксирована в Центральном Крыму в разрезе Пасечное [Ямпольская, 2005].

Субзона **R_{4b}**, обнаруженная в двух разрезах Пасечное и Межгорье, отвечает верхам зоны *Boissieri*. Истинную мощность субзоны установить не удалось по причине отсутствия в этих разрезах границы с вышележащей субзоной прямой полярности.

Обнаруженную в верхах разреза Заводская балка субзону **N_{4b}**(?), возможно, следует отождествлять с хроном M15n.

4.2. Уточнение относительного возраста отложений

4.2.1. Обоснование возрастных аналогов зоны *Durangites* в разрезе Двужкорная бухта (Феодосия)

Магнитостратиграфическое сопоставление титона–берриаса Крыма проведено, в первую очередь, с разрезом Puerto Escano [Pruner et al., 2010], а не с магнитохронологической шкалой [Ogg, Hinnov, 2012], 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 – значительная диахронность границ микрофаунистического обоснования [Гужиков, Барабошкин, 2006].

Слои с находками *Paraulacosphinctes* cf. *senoides* Tavera и *P.* cf. *transitorius* (Orpel) первоначально были отнесены к подзоне *Transitorius* зоны *Microcanthum*, хотя представители рода *Paraulacosphinctes* также известны и из зоны *Durangites* [Enay, Geysat, 1975]. Однако, установленная в этом интервале магнитозона обратного знака, которая является аналогом хрона M19r, позволяет однозначно

судить о принадлежности слоев к зоне Durangites (рисунки 23, 38) [Гужиков и др., 2012].

4.2.2. Обоснование возрастных аналогов подзоны *Tirnovella alpillensis* зоны *Boissieri* в Восточном Крыму

Относительная непрерывность феодосийского разреза (учитывая отсутствие признаков крупных перерывов) позволяет однозначно идентифицировать верхнюю зону обратной полярности в разрезе Заводская балка с хроном M15r, которому в Западной Европе [Aguado et. al., 2000] (рисунок 39) и, соответственно, в магнитохронологической шкале, отвечает подзона Alpillensis. Таким образом, путем магнитостратиграфической корреляции установлено, что возрастные аналоги подзоны *Tirnovella alpillensis* стандартной шкалы присутствуют в Восточном Крыму.

Зафиксированная в разрезе с Пасечное (Центральный Крым) граница субзон прямой и обратной полярности (аналоги M16n и M15r, соответственно) позволяет заключить, что часть слоев с *Symphythyris arguensis*, по крайней мере, в Центральном Крыму также соответствует подзоне Alpillensis (рисунки 38, 39), тем самым подтверждая точку зрения Е.Ю. Барабошкина [2004]. В таком случае автоматически следует вывод о соответствии этой же подзоне слоев с *Jabronella cf. raquieri* и *Berriasella callisto*.

4.3. Прослеживание уровня границы юры-мела от западнотетических разрезов до Горного Крыма

4.3.1. Проблема обоснования границы юрской и меловой систем

Граница юрской и меловой систем – единственная граница фанерозоя, которая до сих пор не имеет точки глобального стратотипа (GSSP или «золотого гвоздя»).

Отсутствие единого мнения относительно уровня проведения границы связано с:

Интегрированная стратиграфия пограничного
интервала берриаса-валанжина
[Aguado et al., 2000]

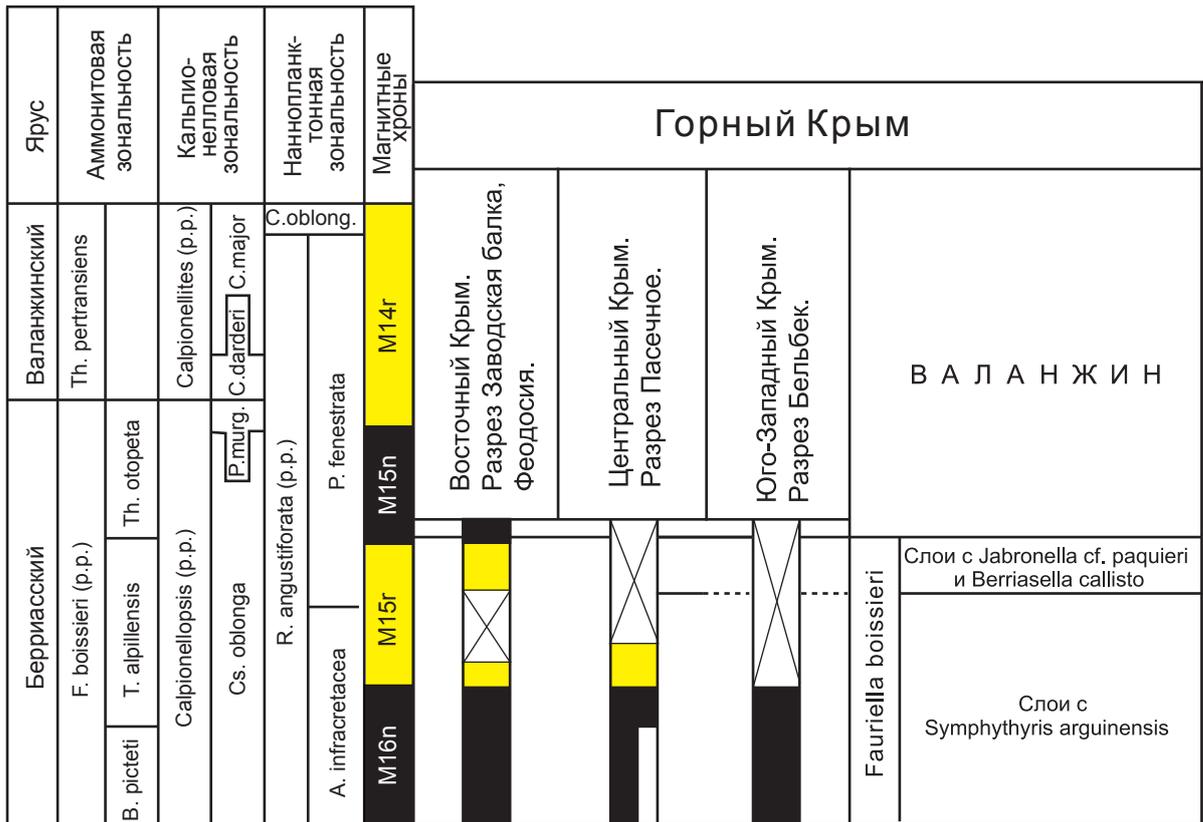


Рисунок 39 - Сопоставление магнитостратиграфических данных по верхнему берриасу Западной Европы и Крыма

1) недостатком существенных фаунистических изменений, способных стать биостратиграфическим маркером [Rogov et al., 2010] (граница юры и мела не отвечает какому-либо важному рубежу в смене фауны);

2) крайним фаунистическим провинциализмом, обусловленным пурбекской регрессией. Фаунистическая неоднородность характерна не только для отложений разных палеогеографических областей, но наблюдается и в пределах одной палеобиохории. Например, в пределах бореальной области, подразделяющейся на ряд регионов (Русская платформа, Сибирь, Западная Канада, Шпицбергенское и Баренцево моря, Восточная Гренландия, Северная Атлантика), можно выделить шесть различных аммонитовых и двустворчатых биозональностей [Wimbledon et al., 2011].

Магнитостратиграфический метод используется как инструмент для калибровки детальных шкал разных регионов. Документально подтвержденная диахронность биостратиграфических подразделений (как макро-, так и микрофаунистических) отлично фиксируется благодаря изучению геомагнитных инверсий. Сопоставление титона-берриаса разных регионов по магнитным хронам, благодаря планетарной изохронности геомагнитных инверсий, отчетливо демонстрирует временное несовпадение границ палеонтологического обоснования. Причем даже в южноальпийских разрезах, расстояние между которыми не превышает полторы сотни километров [Channell et al., 2010], граница между наннопланктонными зонами NJT17 и NKT меняет свое положение по отношению к последовательности магнитных хронов от кровли M19n до верхов M18n (рисунок 40). Вышеперечисленные примеры свидетельствуют об актуальности палеомагнитного метода для глобального прослеживания границы юры и мела, ни в коей мере не посягая на главенствующую роль палеонтологических методов в вопросах выделения подразделений и обоснования стратиграфических границ. Слабая индивидуальность магнитозон предопределяет использование магнитостратиграфического метода только в совокупности с палеонтологическими данными [Гужиков, 2013б]. Пограничный интервал юры и мела имеет не самую сложную палеомагнитную структуру, и поэтому

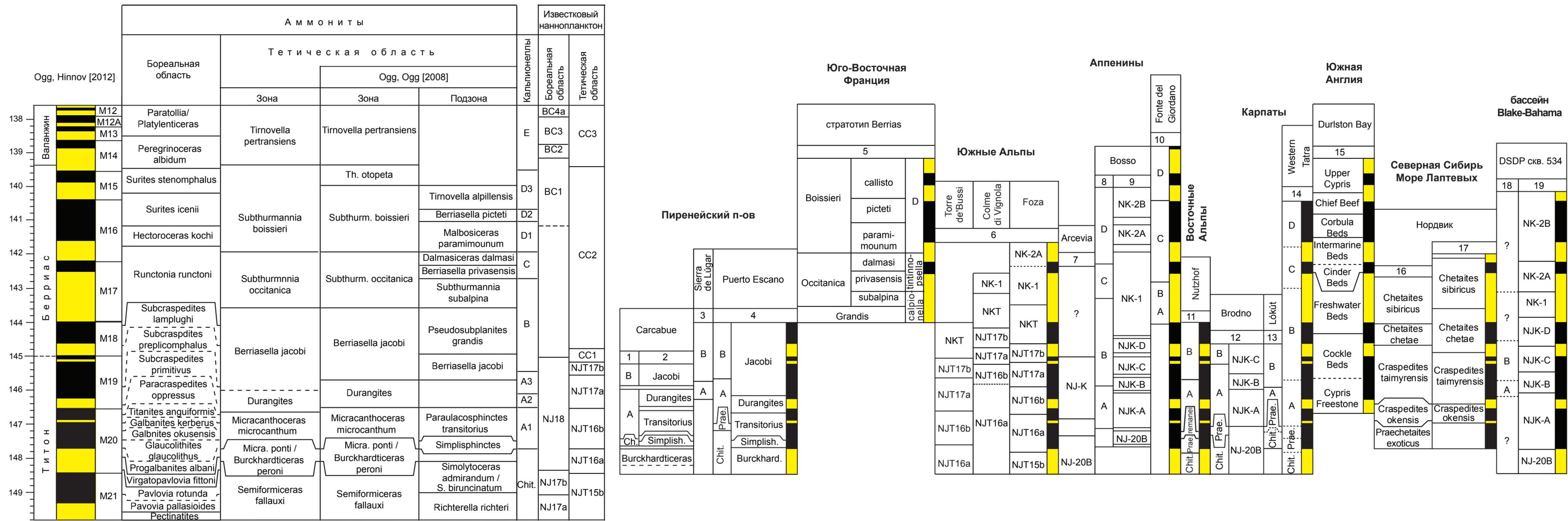


Рисунок 40 - Корреляция пограничных отложений юры-мела удаленных регионов по магнитным хронам (уровни геомагнитных инверсий приняты в качестве изохронных границ). Цифрами обозначены работы, в которых приведены последние биостратиграфические исследования по рассмотренным разрезам: 1 - Bralower et al., 1989; 2 - Ogg et al., 1984; 3 - Mazaud et al., 1986; 4 - Pruner et al., 2010; 5 - Galbrun, 1985; 6 - Channell et al., 2010; 7, 9 - Speranza et al., 2010; 8 - Lowrie, Channell, 1983; 10 - Cirilli et al., 1984; 11 - Lukeneder et al., 2010; 12 - Michalik et al., 2009; 13 - Grabowski et al., 2009; 14 - Grabowski, Pszczo'lkowski, 2006; 15 - Ogg et al., 1994; 16 - Хоша и др., 2007; 17 - Брагин и др., 2013; 18 - Remane et al., 1983; 19 - Bralower et al., 1989; Bernemann et al., 2003.

магнитополярные зоны имеют высокие шансы на опознание в удаленных разрезах [Wimbledon et al., 2011].

Трудности в определении биостратиграфического маркера наталкивают многих специалистов на мысль о целесообразности использования в качестве критериев для обоснования границы юрской и меловой систем именно уровней геомагнитных инверсий, безусловно, более изохронных по сравнению с палеонтологическими признаками. Например, в последнем варианте магнитохронологической шкалы [Ogg, Hinnov, 2012] граница систем проведена по основанию хрона M18r, предложенного берриасской рабочей группой в качестве одного из маркеров границы [Wimbledon et al., 2011]. Подобная точка зрения уже высказывалась ранее и другими специалистами [Channell et al., 2010].

За всю историю исследования вопроса, в надобласти Тетис рассматривалось не менее трех вариантов определений границы систем, основанных на аммонитовой зональности [Grabowski, 2011], каждая из которых отождествляется с конкретным уровнем геомагнитной инверсии (рисунок 41):

1. Основание аммонитовой подзоны *Jacobi*, которая часто рассматривается как эквивалент границы между кальпионелловыми зонами А и В. Согласно исследованиям Прунера [Pruner et al., 2010] основание зоны *Jacobi* должно быть сопоставлено с нижней частью магнитного хрона M19n2n.

2. Основание аммонитной подзоны *Grandis*, в нижней части кальпионелловой зоны В, практически совпадает с основанием магнитозоны M18r.

3. Граница между аммонитовыми подзонами *Grandis* и *Subalpina* (между аммонитовыми зонами *Jacobi* и *Occitanica*), которая соответствует верхней части кальпионелловой зоны В, приходится на середину магнитного хрона M17r [Gradstein et al., 2004].

С точки зрения автора наиболее предпочтителен второй вариант. Однако, до настоящего времени вопрос о руководящем критерии для определения границы юры-мела в ОМШ и МСШ остается открытым, а его обсуждение выходит за рамки диссертационного исследования.

Возраст	Магнитные хроны	Полярность	Зоны по аммонитам [Ogg et al., 1984; Galbrun, 1985; Pruner et al., 2010]		Зоны по кальпигонеллам	Зоны по нанофоссилиям			
						[Bralower et al., 1989]		[Channell et al., 2010]	
3. 2. 1. ТИ- ТОНІ	M15	■	Зона	Подзона	D	Зона	Подзона	Зона	Подзона
	M16	■	Subthurmannia boisseri	picteti		NK-2	NK-2b	NK-2	NK-2a
				paramimounum					
	M17	■	Subthurmannia occitanica	dalmasi	C	NK-1	NK-1	NK-1	
				privasensis					
				subalpina					
	M18	■	Berriasella jacobi	grandis	B	NJK	NJK-D	NKT	
	M19	■		jacobi			NJK-C		
			Durangites	A	NJK-B	NJT-17	NJT-17b		
NJK-A	NJT-17a								

Рисунок 41 - Био- и магнитостратиграфическое сопоставление пограничных отложений юры и мела Средиземноморья. Взято из статьи Grabowski, 2011

4.3.2. Обоснование уровня границы юры-мела в разрезе Двужкорная бухта (Феодосия)

В магнитостратиграфической шкале верхнего титона-берриаса Горного Крыма субзона **R_{1t-b}** (пачка 7 на рисунке 8) отождествляется с магнитным субхроном M19n.1r (“Бродно”). Несмотря на находку аммонита *Neoperisphinctes* cf. *falloti* в основании R-зоны, ранее известной в верхнем титоне Испании, альтернативная идентификация магнитозоны, невозможна, если не допускать наличия неизвестных продолжительных эпох обратной полярности в позднем титоне. Следует отметить, что и в разрезе Puerto Escano [Pruner et al., 2010] и в магнитохронологической шкале [Ogg, Hinnov, 2012] «Бродно» расположен уже в пределах берриасской зоны Jacobi (рисунок 23).

В крымском разрезе предполагаемый аналог M19n.1r имеет аномально большую для микрозоны мощность, сопоставимую с мощностью R-субзон – аналогов хронов M18r и M19r, что, вероятно, связано с увеличением скорости осадконакопления во время геомагнитного эпизода “Бродно”. Подобное соотношение мощностей субзоны и микрозоны (аналогов хрона M19r и субхрона “Бродно”) документируется, например, и в венгерском разрезе Lókút [Grabowski et al., 2010a] (рисунок 23).

Первые находки берриасских аммонитов (*Ptychophylloceras* sp. и *Delphinella* cf. *tresannensis* Le Hégarat), характеризующие зону Jacobi, обнаружены в кровле пачки 9 (в 2010 г. на мысе Феодосийский) (рисунок 11). 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 другие R-магнитозоны в этом интервале берриаса неизвестны.

В разрезе Puerto Escano 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 *Dolifhormis* в Южной Испании подзоне Grandis (рисунок 23).

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 M19r и основанием M19n.1r (рисунок 23). 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.

4.4. Магнитостратиграфические подразделения, рекомендуемые для геологического картирования

Идея использования палеомагнитных данных для геологического картирования, по сути, является ровесницей магнитостратиграфического метода. В неявном виде она уже содержалась в работе А.Н. Храмова [1955], в которой предлагалось использовать магнитополярные зоны для расчленения и корреляции литологически однородных акчагыльских толщ Западной Туркмении. Конкретное предложение о картировании магнитозон было выдвинуто в 60-х гг. Т. Энсоном, в нашей стране оно успешно реализовывалось, начиная с 70-х гг [Молостовский, 1986; Молостовский, Храмов, 1997]. Глобальная изохронность палеомагнитных зон позволяет использовать их в качестве картируемых единиц не только в пределах локальных районов, но и в планетарном масштабе. Однако слабая индивидуальность магнитополярных подразделений вынуждает привлекать для их обоснования любые другие стратиграфические методы (лито-, биостратиграфия и т.д.) [Стратиграфический ..., 2006]. Согласно стратиграфическому кодексу РФ [2006], магнитостратиграфические подразделения могут выделяться не только по магнитополярным, но и по петромагнитным характеристикам. Петромагнитные подразделения являются

частной разновидностью литолого-фациальных и способствуют индивидуализации палеомагнитных зон.

Представление палеомагнитной информации на геологической карте возможно двумя способами. Первый заключается в изображении на карте, как литологических тел, так и изохронных магнитостратиграфических уровней и реализует идею о двойной легенде геологических карт. Второй – подразумевает перенос магнитозон на геологическую карту в качестве составных частей свит [Молостовский, 1986]. Применительно к пограничному интервалу юры–мела Горного Крыма последний способ представляется более предпочтительным, потому что границы стратонов, выделенных, как по палео- (векторным), так и по петромагнитным (скалярным) признакам, могут быть совмещены с поверхностями разделов свит. Таким образом, отпадает необходимость дополнительной нагрузки карты в виде границ магнитозон, и, соответственно, двойной легенды, потому что предлагаемые к картированию магнитостратиграфические подразделения, по сути, выполняют функции подсвит и маркирующих горизонтов. Индексация магнитных зон, предназначенных для картирования, дана в соответствии с требованиями кодекса [Стратиграфический ..., 2006]: обозначения полярности, возраста (ярусная и свитная принадлежность), порядковый номер зоны снизу-вверх, краткая характеристика скалярных магнитных свойств. Подразделение верхнего титона – берриаса Восточного и Центрального Крыма на свиты принято по данным В.В. Аркадьева [Аркадьев и др., 2012]. Магнитные зоны предлагается использовать в качестве картируемых подразделений при проведении средне- и крупномасштабных съемок.

Магнитная зона $N_{1t}(dv)$ эквивалентна по объему одноименной зоне магнитостратиграфической схемы и характеризуется низкой естественной магнитностью ($K_{cp.}=25*10^{-5}$ ед. СИ, $J_{n,cp.}=0.9*10^{-3}$ А/м). Она является частью двуюкорной свиты. $N_{1t}(dv)$ – аналог магнитного хрона M20n, ее верхняя граница расположена вблизи кровли зоны *Microcanthum* (рисунок 42).

Магнитная зона $NR_{1t-b}(dv)$ соответствует зонам R_{1t} , N_{1t-b} , R_{1t-b} и N_{2t-b} магнитостратиграфической схемы. Она характеризуется более высокими

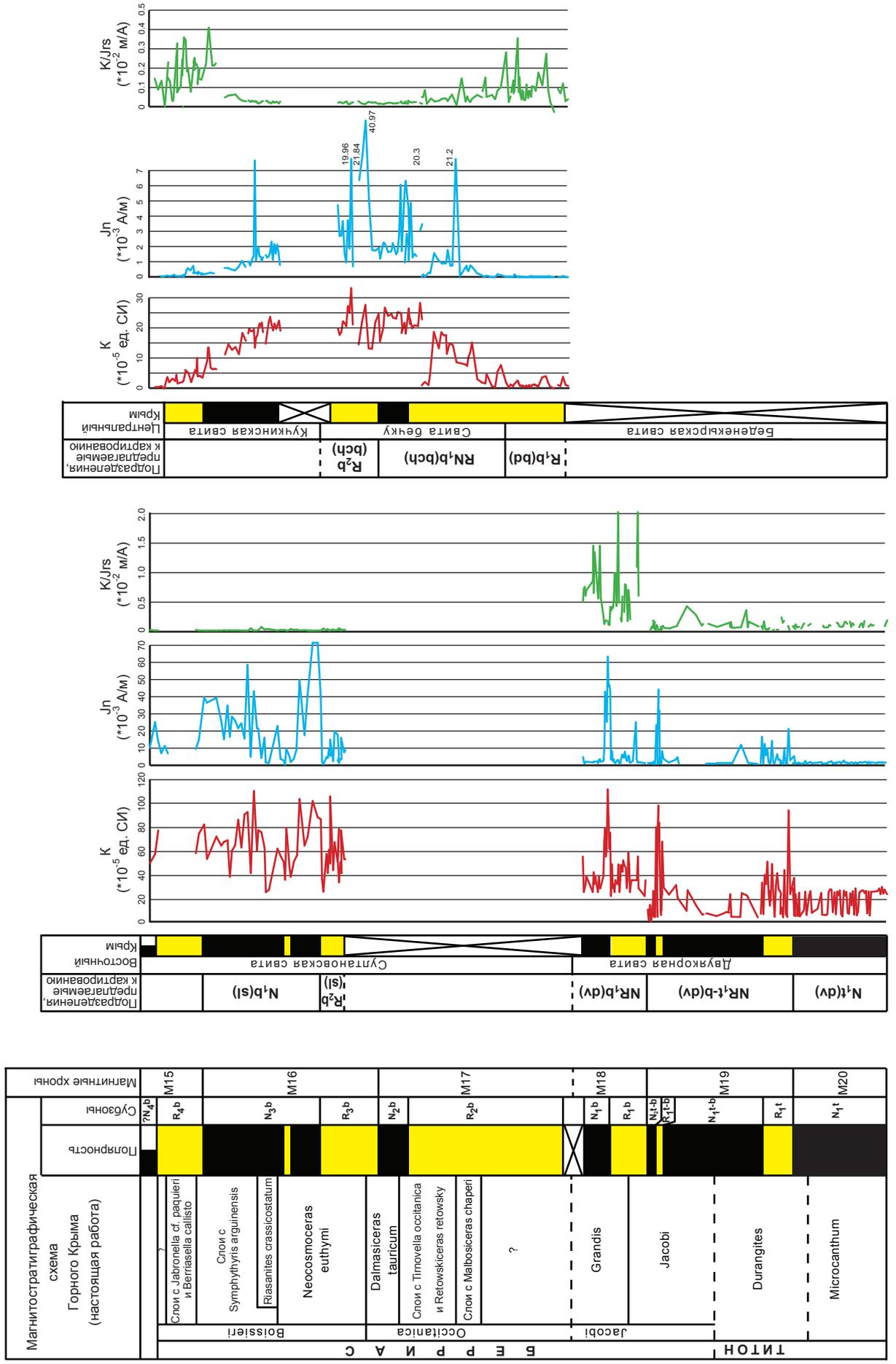


Рисунок 42 - Магнитостратиграфические подразделения, предлагаемые к карпированию

значениями **K**, **Jn**, по сравнению с **N_{1t}**, ($30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (**K**_{макс.} = $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и $4 \cdot 10^{-3}$ А/м (**Jn**_{макс.} = $43 \cdot 10^{-3}$ А/м), соответственно) (рисунок 42) и также может картироваться, как подсвита двуюкорной свиты. Магнитозона **R_{1t-b}**, в случае ее прослеживания в разных разрезах, может рассматриваться в качестве маркирующего горизонта. **NR_{1t-b}(dv)** сопоставляется с магнитным хроном M19, ее нижняя граница близка к основанию верхнетитонской зоны Durangites, а верхняя – к кровле подзоны Jacobi (берриасская зона Jacobi).

Магнитная зона NR_{1b}(dv) тождественна магнитозонам **R_{1b}**, **N_{1b}**. Ее особенностью являются максимально высокие в пределах двуюкорной свиты величины **K** и **Jn** ($42 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (**K**_{макс.} = $113 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и $8.5 \cdot 10^{-3}$ А/м (**Jn**_{макс.} = $63 \cdot 10^{-3}$ А/м), соответственно) и резкое возрастание параметра **K/Jrs**, фиксирующего увеличение среднего размера зерен ферромагнитной фракции (рисунок 42). Верхнюю границу **NR_{1b}(dv)** предлагается совмещать с кровлей двуюкорной свиты. Зона **NR_{1b}(dv)**, приуроченная к верхней части зоны Jacobi, параллелизуется с магнитным хроном M18. Основание этого хрона рассматривается в настоящее время, как маркер границы юрской и меловой систем [Channell et al., 2010; Wimbledon et al., 2011 и др.]. С этой точки зрения, зону **NR_{1t-b}** следует закрашивать синим цветом (юра) на геологической карте, а **NR_{1b}** – зеленым (мел).

Магнитная зона R_{1b}(bd) соответствует нижней половине магнитозоны **R_{2b}** магнитостратиграфической схемы. Она характеризуется минимальной естественной магнитностью (**K**_{ср.} = $1.6 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, **Jn**_{ср.} = $0.05 \cdot 10^{-3}$ А/м), ее верхняя граница определяется по резкому возрастанию **K**, **Jn** и совпадает с кровлей беденекырской свиты. Нижняя граница магнитной зоны, пока, не изучена. **R_{1b}(bd)** является аналогом нижней части магнитного хрона M17r и соответствует основанию берриасской зоны Occitanica.

Магнитная зона RN_{1b}(bch) объединяет верхнюю (сильномагнитную) часть магнитозоны **R_{2b}** и полностью **N_{2b}**. Для нее характерно повышение значений **K** и **Jn** ($10-22.5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $0.72-3 \cdot 10^{-3}$ А/м, соответственно), имеющие тенденцию к увеличению снизу-вверх по разрезу. **RN_{1b}(bch)** соответствует большей части

свиты бечку, является возрастным аналогом верхов хрона M17r и полностью хрона M17n). Ее нижняя граница совпадает с подошвой свиты бечку, а верхняя расположена вблизи кровли подзоны Tauricum зоны Occitanica и определяется по кровле N_{2b} (рисунок 42). Магнитозона N_{2b} (часть магнитной зоны RN_{1b}(bch)) может претендовать на роль маркирующего горизонта.

Магнитная зона R_{2b}(bch) является частью свиты бечку, тождественна магнитозоне R_{3b} и характеризуется максимально высокой естественной магнитностью в пределах свиты бечку ($K_{cp.} = 21 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $J_{n, cp.} = 6 \cdot 10^{-3}$ А/м). Ее верхнюю границу предлагается совмещать с кровлей свиты бечку. R_{2b}(bch), что соответствует магнитному хрону M16r и подзоне Euthymi зоны Boissieri (рисунок 42).

Магнитная зона R_{2b}(sl), являющаяся частью султановской свиты, эквивалентна магнитозоне R_{3b} и отмечена высокими значениями **K**, **Jn** ($55.5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $7.6 \cdot 10^{-3}$ А/м, соответственно). Она соотносится с магнитным хроном M16r и подзоной Euthymi зоны Boissieri (рисунок 42).

Магнитная зона N_{1b}(sl) тождественна магнитозоне N_{3b}, коррелируемой с хроном M16n, характеризуется высокой естественной магнитностью ($K_{cp.} = 65 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $J_{n, cp.} = 25 \cdot 10^{-3}$ А/м). N_{1b}(sl) является частью султановской свиты и соответствует зоне Boissieri.

Дополнительное подразделение по палео- и петромагнитным признакам верхов султановской свиты в Восточном Крыму, кучкинской свиты и алабатской толщи в Центральном Крыму, пока, нецелесообразно, ввиду их слабой изученности в магнитостратиграфическом отношении.

4.5. Расчет скоростей осадконакопления

Расчет скорости осадконакопления, как правило, сопровождается современными палеомагнитными исследованиями [Pruner et al., 2010; Grabowski et al., 2010a и др.]. Однако высокая степень погрешности при определении абсолютного

возраста отложений (например, для границы юры и мела погрешность составляет $\pm 0,8$ млн. лет [Gradstein et al., 2012], хотя и эта оценка представляется нам, чересчур, оптимистичной) заставляет с осторожностью относиться к этим вычислениям. Тем не менее, значения скоростей осадконакопления, определенные путем деления мощностей магнитозон на продолжительности эквивалентных им магнитопольных хронов [Gradstein, 2012], безусловно, полезны при анализе условий образования отложений.

Для сводного разреза верхнего титона-берриаса Восточного Крыма, о полноте и непрерывности которого свидетельствуют седиментологические данные [Гужиков и др., 2012], скорость осадконакопления варьирует в широких пределах: от ~ 30 м/млн. лет (M15r) до ~ 500 м/млн. лет (M19n1r) (рисунок 43). В позднем титоне отмечается тенденция к возрастанию скорости, достигающей максимума на рубеже титона-берриаса.

Высокие значения скорости образования отложений в верхах хрона M19n весьма характерны для флишевых отложений, которыми сложен этот участок разреза [Рудько, 2014]. Однако, следует иметь ввиду, что продолжительность кратковременных событий, к которым относится M19n1r (Бродно), не может быть оценена на основе стандартной модели скорости спрединга (Spreading Rate Model) [Gradstein et al., 2012] столь же точно, как и у длительных магнитных хронов. Поэтому скорость осадконакопления ~ 500 м/млн. лет может оказаться завышенной, но в любом случае значительное возрастание скорости седиментации на рубеже титона-берриаса в Восточном Крыму имели место (рисунок 43).

Интересно отметить, что аналогичный тренд к увеличению скорости осадконакопления в титоне, вплоть до начала берриаса, зафиксирован в Карпатах и Южных Альпах [Grabowski et al., 2010a], хотя нельзя исключить возможность простого совпадения.

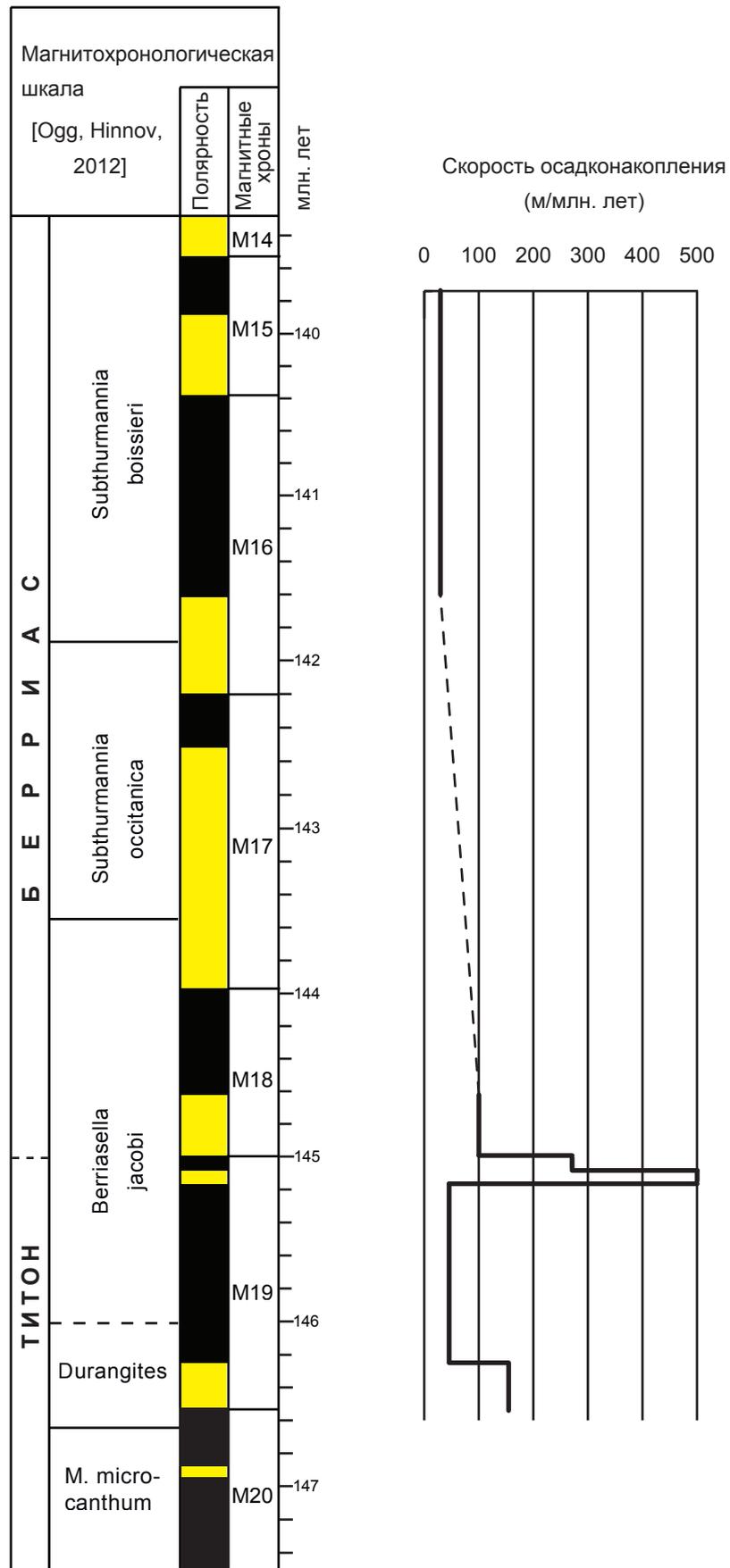


Рисунок 43 - Расчет скорости осадконакопления для территории Горного Крыма на рубеже юры-мела на основе палеомагнитных данных

4.6. Обоснование выделения субхрона M16n.1r в международной шкале геомагнитной полярности

Выявленная внутри зоны прямой полярности (аналога хрона M16n) микрозона обратного знака, мощностью ~ 2 м и обоснованная образцами с шести стратиграфических уровней представляет особый интерес. Микрозона (мощностью ~ 0,5 м, обоснованная четырьмя образцами), занимающая такое же положение по отношению к биостратиграфическим (подзона *Paratimounium*) и магнитохронологическим (низы хрона M16n) подразделениям, была выделена ранее в стратотипе берриаса во Франции [Galbrun, 1985] (рисунок 24). Единичные интервалы обратной полярности фиксировались и ранее в пределах магнитозон, являющихся аналогами хрона M16n, например, в итальянском разрезе *Vosso* [Satolli et al., 2007] (рисунок 24). В отличие от них, г-магнитозона, прослеживаемая от Крыма до Французских Альп, как по количеству образцов (для выделения магнитозоны требуется, чтобы она была обоснована не менее, чем тремя образцами), так и по латеральной устойчивости, полностью удовлетворяет требованиям, предъявляемым к выделению новых магнитополярных подразделений, и должна быть внесена в международную шкалу геомагнитной полярности в ранге субхрона M16n.1r. Следуя традиции, введенной чешскими палеомагнитологами [Houša et al., 1997], давать субхронам в пограничном интервале между юрским и меловым периодами собственные имена, предлагается назвать новую микрозону (субхрон M16n.1r) "Феодосией".

Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО ТИТОНУ-БЕРРИАСУ ГОРНОГО КРЫМА

Среди методов, используемых для реконструкции формирования пород, все чаще востребуются методы магнетизма горных пород [Гужиков, 2004, 2013в; Молостовский, Храмов, 1997 и др.] и, в частности, данные о магнитных текстурах (МТ), базирующиеся на результатах изучения анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ). Применение анализа МТ для выяснения условий формирования осадочных толщ на стадиях, как седиментогенеза, так и эпигенеза получило широкое распространение за рубежом [Tarling, Hrouda, 1993; Borradaile, Henry, 1997; Lanza, Meloni, 2006 и др.]. В нашей стране этой проблемой занимается, пока, ограниченное количество специалистов, среди которых Г.Г. Матасова, А.Ю. Казанский, В.В. Попов [Матасова и др., 2004; Попов, Журавлев, 2012; Багаева, Гужиков, 2014; Matasova, Kazansky, 2004;].

Массовые замеры анизотропии магнитной восприимчивости отложений из разрезов верхнего титона-берриаса Восточного и Центрального Крыма впервые были проведены автором в 2009-2012 гг. в рамках магнитостратиграфических исследований пограничного интервала юры-мела этого региона [Аркадьев и др., 2010; Гужиков и др., 2012; и др.]. В общей сложности было изучено 1340 образцов с 522 стратиграфических уровней. Кроме того, дополнительно была измерена АМВ нижнемеловых образцов Центрального Крыма из палеомагнитной коллекции О.Б. Ямпольской [Ямпольская и др., 2006] (210 образцов с 70 стратиграфических уровней), результаты которых способствовали геологической интерпретации авторских данных по магнитной анизотропии.

5.1. Петромагнитные свойства, как индикаторы колебаний уровня моря

В соответствии с основными принципами геологической интерпретации петромагнитных данных [Гужиков, Молостовский, 1995; Молостовский, Храмов,

1997], вариации параметров, обусловленных концентрацией терригенных ферромагнетиков, отражают колебания уровня моря и/или изменения интенсивности терригенного сноса в связи с тектонической активизацией (стабилизацией) в питающей области.

Имеются веские основания предполагать, что носители намагниченности в берриасских глинах Центрального Крыма (пачки 19-26 сводного разреза) (рисунок 33) имеют, в основном, обломочную природу. На это указывают невысокие (за редкими исключениями) значения фактора Q (< 1) и палеомагнитных кучностей, а также значимая обратная связь между Jrs и Hcr (таблица 4), которая свидетельствует об одновременном увеличении и размерности, и концентрации ферромагнитных зерен и характерна для осадочных толщ с аллотигенными магнитными минералами [Гужиков, 2013в].

Поэтому высокие (по отношению к сводному разрезу берриаса Центрального Крыма) значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности насыщения, присущие пачкам 19-22, можно трактовать, как отражение мелководной обстановки, а выразительный тренд к убыванию величин этих параметров вверх по разрезу (пачки 23-25) – как неуклонное повышение уровня моря (рисунок 44). Низкие, в целом, значения K и Jrs в пределах пачки 26, казалось бы указывают на относительно глубоководную обстановку, но этому заключению противоречит скачкообразное увеличение размерности ферромагнитных зерен, фиксируемое по параметрам и K/Jrs , и Hcr (рисунок 44). Поскольку нет никаких оснований считать, что вид и/или генезис ферромагнетиков кардинально изменился, следует заключить, что возрастание размерности связано с резким обмелением бассейна. Невысокая магнитность осадков при этом может быть связана со значительным увеличением скорости осадконакопления, приводящим к разубоживанию ферромагнитного сигнала.

Интерпретация петромагнитных кривых в пределах пачек 1-18, 27 и 28, сложенных хемо- и биогенными породами (известняки, мергели) не может быть проведена по аналогии с терригенными отложениями, потому что магнитные свойства карбонатных толщ нельзя однозначно увязать с алло- или аутигенными

Таблица 4 – Статистические характеристики взаимосвязи между остаточной намагниченностью насыщения и остаточной коэрцитивной силой в верхнетонских-берриасских отложениях Горного Крыма

	№№ пачек	Преимущественный тип пород	Коэффициент линейной корреляции между I_{rs} и H_{cr}	n	Критическое значение коэффициента корреляции	
					p=0,05	p=0,01
Центральный Крым	19-26	глины, алевролиты	-0.45	75	0.23	0.30
	1-18, 27, 28	известняки, мергели	-0.16	87	0.21	0.27
Восточный Крым	1-12	флишное чередование известняков и глин	-0.10	119	0.18	0.24
		Заводская балка	0	82	0.22	0.28

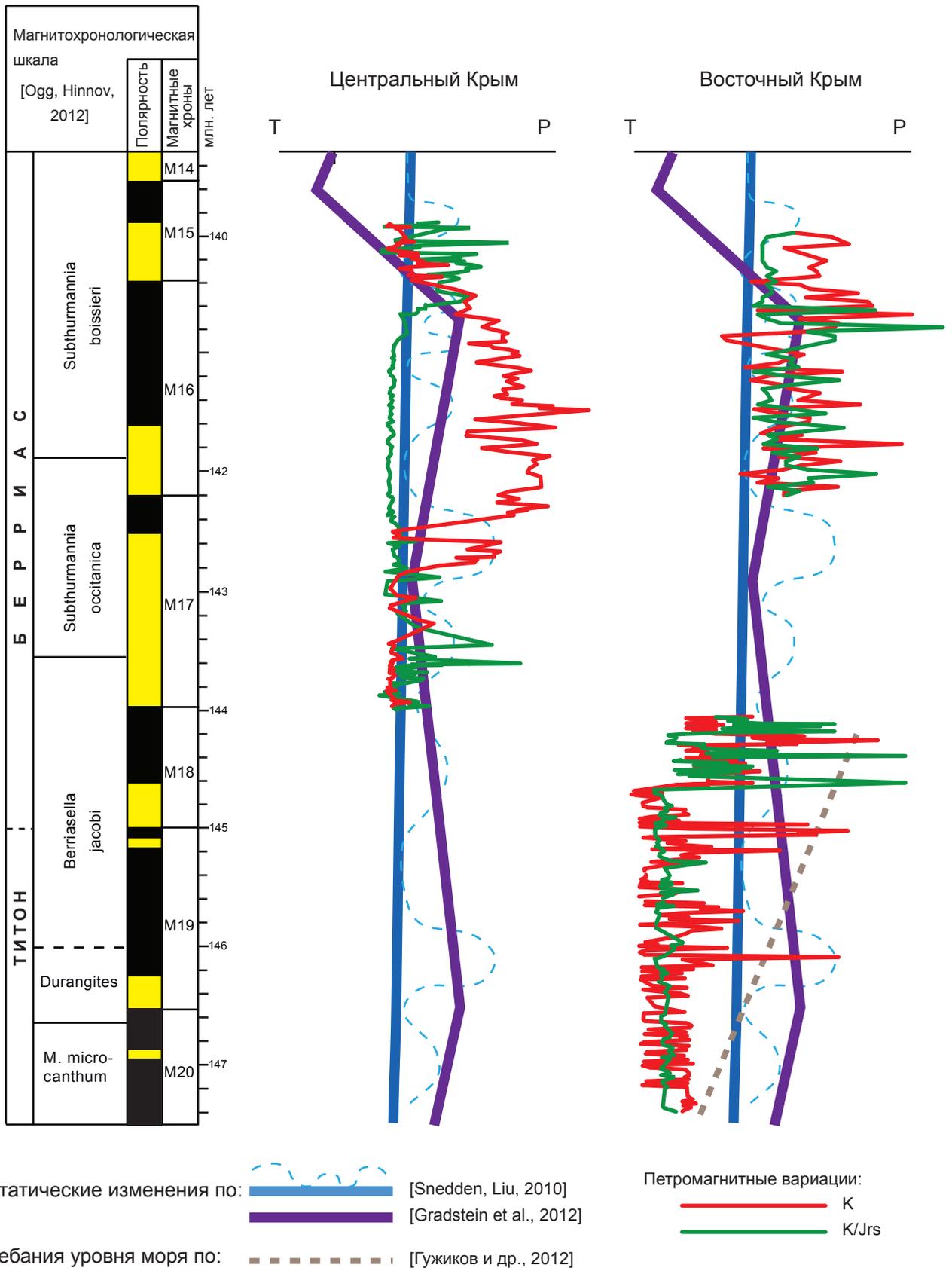


Рисунок 44 - Сопоставление петромагнитных вариаций в разрезах верхнего титона - берриаса Горного Крыма с эвстатическими кривыми, в разрезах Восточного Крыма с трендом в изменении уровня моря [Гужиков и др., 2012]

ферромагнетиками. Исходя из разумного предположения о терригенном генезисе более крупных ферромагнитных частиц, можно заключить, что пачки 5-18, отмеченные, судя по графику **K/Jrs**, закономерным снижением среднего размера магнитной фракции, формировались в условиях спада интенсивности терригенного сноса, что, скорее всего, связано с повышением уровня моря. Косвенным подтверждением тому является наличие окислов и гидроксидов железа, фиксируемых высокими значениями **Hcr**, только в пределах пачек 1-4 (рисунок 33). Независимо от алло- или аутигенной природы магнитожестких минералов, их наличие характерно для более мелководной обстановки. Аналогичные показатели (высокие значения **K/Jrs** и **Hcr**) характерны и для верхов разреза (пачки 27, 28), что указывает на падение уровня моря.

Возрастание концентраций ферромагнетиков в пачках 14-18, отмечаемое повышенными значениями магнитной восприимчивости и намагниченности (рисунок 44), возможно, связано с замедлением скорости осадконакопления.

На территории Восточного Крыма в разрезе верхнего титона - нижнего берриаса (зона Jacobi) существенное возрастание (значения **K/Jrs** меняются на порядок) среднего размера ферромагнитных зерен в верхах пачки 9 и вышележащих отложениях, сопровождающееся увеличением естественной магнитности, в целом (рисунок 21), однозначно можно связать с уменьшением глубины бассейна (рисунок 44).

Верхи берриаса (зона Boissieri), представленные в разрезе Заводская балка, характеризуются максимальными значениями параметров, отражающих концентрацию и размерность зерен ферромагнетиков (рисунки 16, 43), что, вероятно, связано с активизацией терригенного сноса сильномагнитного материала во время позднеберриасской орогении [Никишин и др., 1997].

Все выше сделанные выводы об условиях осадконакопления полностью согласуются с данными седиментологического и палеоэкологического анализов [Гужиков и др., 2012]. Однако, результаты интерпретации петромагнитных данных не просто дублируют, а значительно детализируют имеющуюся

геологическую информацию, позволяя выявить на грубых трендах к углублению или обмелению палеобассейна более тонкую ритмичность (рисунок 44).

Трудно судить о степени достоверности реконструкций колебаний уровня моря на основе петромагнитных материалов при отсутствии седиментологического и палеоэкологического контроля, имевшего место в данном случае. Но, во-первых, главный подход к интерпретации данных о магнетизме пород, заключается в комплексном анализе всех имеющихся в распоряжении сведений; во-вторых, литолого-магнитные модели, апробированные на разрезах с надежным седиментологическим обеспечением, в будущем уменьшат неоднозначность интерпретации петромагнитных данных на объектах с минимальной геологической информацией (например, при изучении ограниченного количества каменного материала по керну и шламу скважин).

5.2. Данные об анизотропии магнитной восприимчивости, как показатели нарушенных залегающих пород

Дифференцированный анализ магнитных текстур (МТ) по различным литологическим разностям позволил определить, что для всех глин характерна плоскостная анизотропия, осложненная в той или иной степени упорядоченностью длинных осей магнитных эллипсоидов в определенных направлениях. Степень упорядоченности K_1 пропорциональна величине параметра $L = (K_1/K_2) \cdot 100\%$ (lineation). По различиям в значениях L и особенностям распределения проекций коротких осей, наблюдаемых в глинах, магнитные текстуры можно разделить на несколько подтипов:

1.1. Упорядоченность длинных осей проявлена слабо, проекции коротких осей сгруппированы в центре стереограммы (рисунок 45, стереограмма 8а). В некоторых случаях отмечается смещение среднего значения K_3 на $7-17^\circ$ от центра стереограммы (рисунок 45, стереограммы 3а_в, 4а). Величины параметра L колеблются в пределах 0.4–0.5 %.

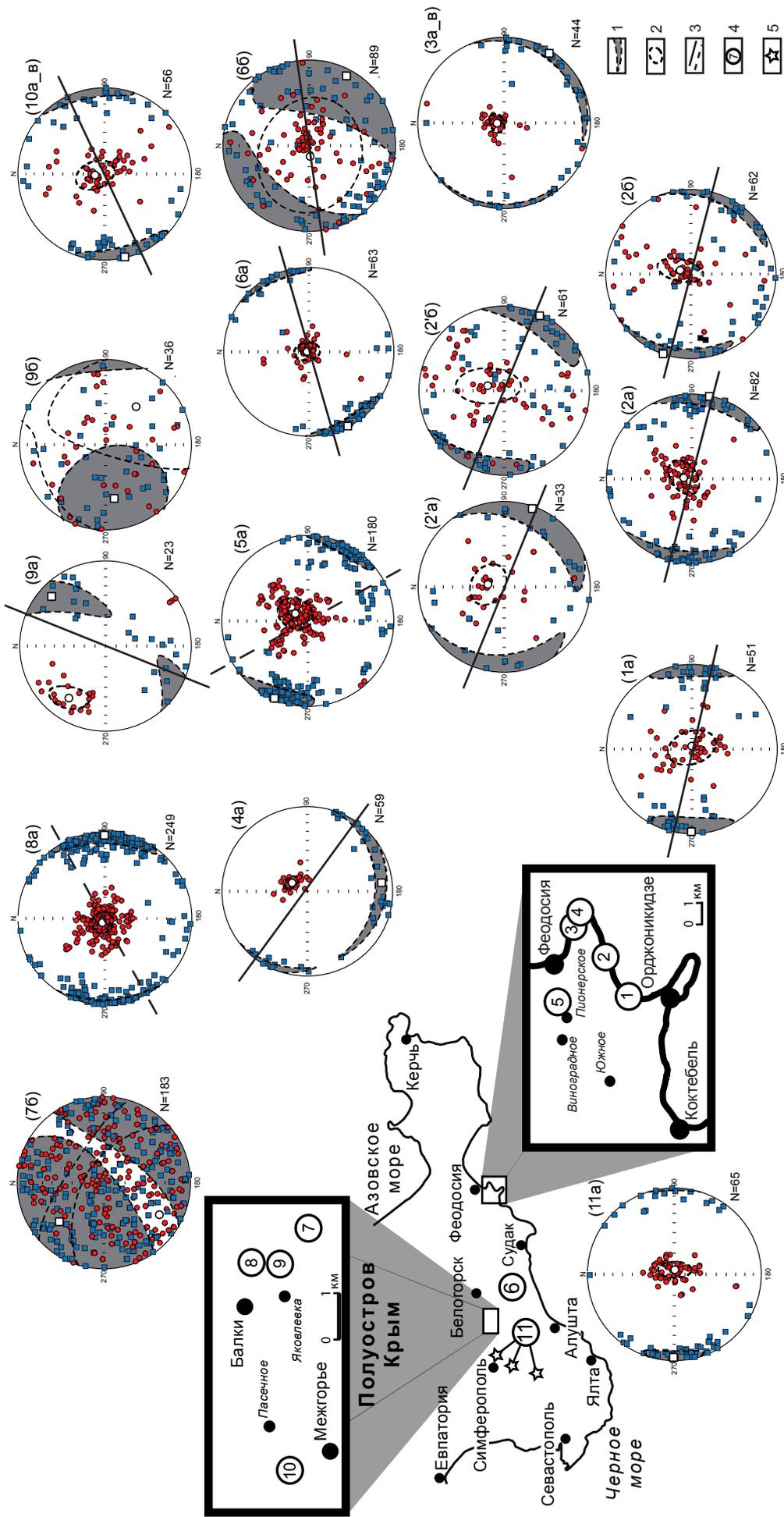


Рисунок 45 - Схемы расположения изученных разрезов и стереограммы АМВ по ним. 1,2 – овалы доверия для К1 и К3, соответственно; 3 – линии преимущественного простирания пластов (пунктиром недостоверные). а, б, в – глины, известняки, мергели, соответственно; 4,5 – местоположение разрезов на карте. Цифры на схемах расположения и в номерах стереограмм соответствуют разрезам: 1 - п. Орджоникидзе, 2 - Двукорная бухта, 3 - мыс Феодосийский, 4 - мыс Святого Ильи, 5 - Заводская балка, 6 - рр. Тонас и Кучук-Узень (все Восточный Крым); 7 - овраг Ени-Сарай, 8 - обнажение 2940 у с. Балки, 9 - обнажение 2952 у с. Балки, 10 - сс. Межгорье и Пасечное, 11 - сс. Верхоречье, Партизанское и п. Марино

1.2. Упорядоченность длинных осей хорошо заметна, проекции коротких осей растянуты вдоль направления перпендикулярного ориентировке **К1**, но средние значения **К3** тяготеют к центру стереограммы (рисунок 45, стереограммы 1а, 2а, 6а). Также, иногда, среднее значение **К3** смещено от центра стереопроекции (рисунок 45, стереограмма 5а). Значения **L** варьируют от 0.8 до 1.4 %.

1.3. Упорядоченность длинных осей выражена отчетливо, а проекции коротких осей группируются близко к краю стереограммы (рисунок 45, стереограмма 9а). Величина параметра **L** составляет 1.3%.

Подобное деление весьма условно, потому что многие магнитные текстуры с равным успехом могут быть отнесены к разным группам, например, АМВ на стереограммах 5а и 6а (рисунок 45) являются промежуточным случаем между подтипами 1.1 и 1.2 (рисунок 46). На самом деле, все данные по глинам (тип 1) характеризуют фрагмент своеобразного "изоморфного" ряда АМВ осадочных пород. Крайними членами этого ряда являются первичная магнитная текстура отложений (для которой характерно равномерное распределение **К3** в центре, а **К1** по краю стереограммы), с одной стороны, и линейная МТ, соответствующая породам, подвергшимся максимальному тектоническому стрессу (**К1** группируются в центре, а **К3** упорядочиваются в направлении сжатия), с другой [Chadima, 2008; Borradaile, Henry, 1997].

В известняках, которые в отличие от пластичных глин практически не деформируются, либо проявляют слабые тенденции к упорядочиванию **К1** и группированию проекций **К3** близко к центру (рисунок 45, стереограммы 2б, 2'б, 6б), выделенные нами в тип 2 (рисунок 46), либо в них фиксируется хаотичное распределение и длинных, и коротких осей (рисунок 45, стереограммы 7б, 9б), что соответствует типу 3 (рисунок 46). АМВ на стереограмме 6б можно рассматривать, как промежуточный случай между типами 2 и 3. Для того чтобы исключить подозрения об обусловленности хаотичной магнитной текстуры приборной погрешностью измерений слабомагнитных известняков (в основном, $K < 3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) был проведен анализ двух выборок образцов – с ошибкой

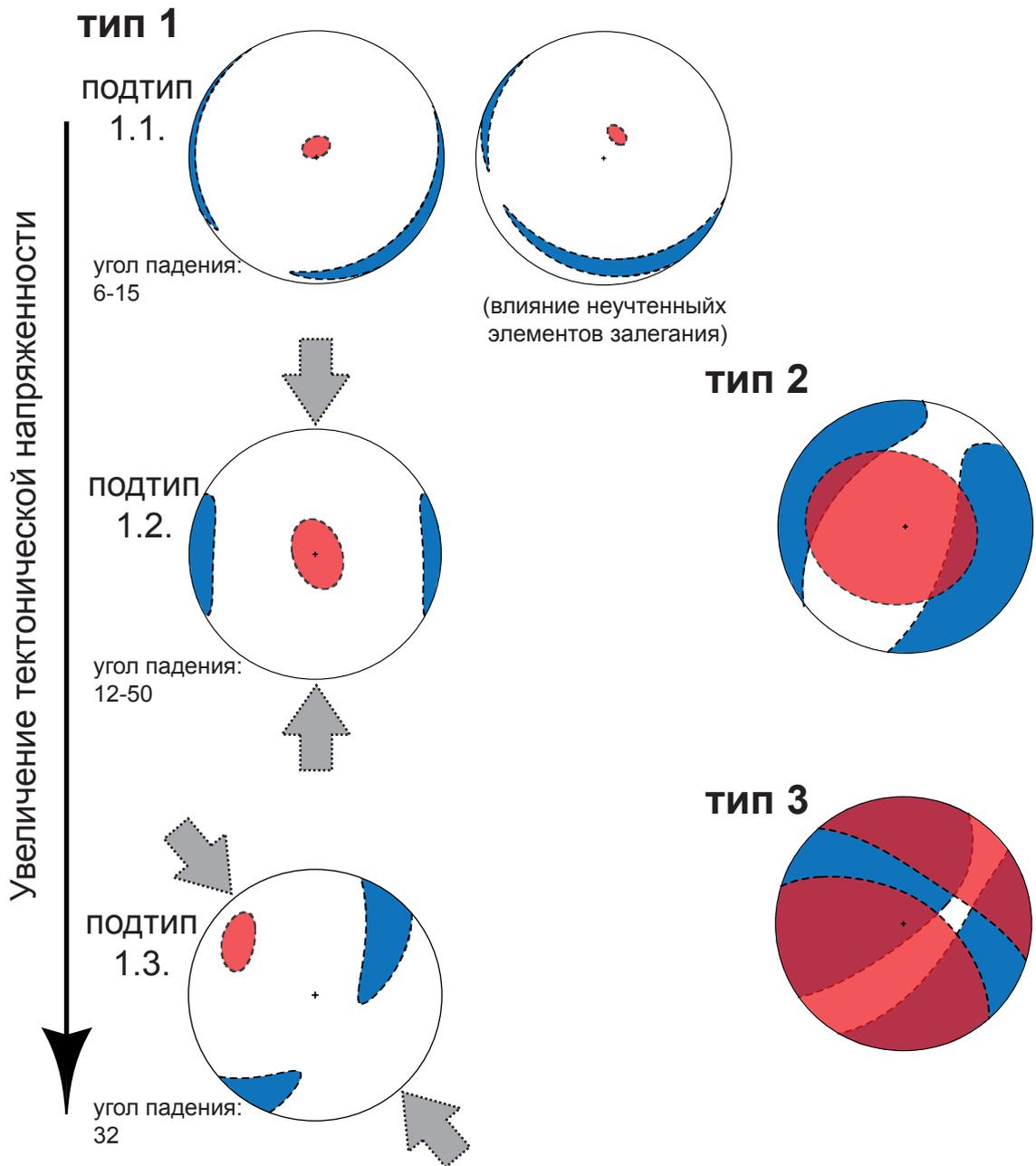


Рисунок 46 - Типизация магнитных текстур (стрелками показаны направления тектонических напряжений)

измерений менее и более 5 %, соответственно. Результаты теста показали, что характер МТ в этих двух выборках одинаков (рисунок 47).

5.3. Геологическая интерпретация данных АМВ

Анализ результатов АМВ верхнетитонских-берриасских отложений Горного Крыма, представленных в главе 3, позволил выявить некоторые закономерности в распределении проекций осей магнитных эллипсоидов и предложить их геологическую интерпретацию.

Глины

Плоскостная анизотропия, зафиксированная в пластичных глинах, но не проявленная (рисунок 45, стереограммы 7б, 9б; рисунок 46, тип 3) или слабо проявленная (рисунок 45, стереограммы 2б, 2'б, 6б; рисунок 46, тип 2) в твердых известняках, является результатом тектонических или гравитационных процессов. Первые приводят к собственно тектоническим деформациям, вторые - к синседиментационным вязко-пластичным деформациям (например, вследствие оползания неконсолидированных осадков по крутому склону), которые могут быть косвенно связаны с тектоническими напряжениями.

Магнитные текстуры глин, характерной особенностью которых является упорядоченность **К1** (рисунок 46, тип 1), отражают направления деформаций и, вероятно, степень их интенсивности – от минимальной в разрезах мыс Святого Ильи, мыс Феодосийский и обнажения 2940 у с. Балки (рисунок 45, стереограммы 3а_в, 4а, и 8а, соответственно) до максимальной в обнажении 2952 у с. Балки (рисунок 45, стереограмма 9а).

Глины с магнитными текстурами подтипов 1.1 и 1.2 (рисунок 46) распространены в титоне–берриасе Центрального и Восточного Крыма повсеместно, что говорит об обусловленности МТ общей причиной регионального характера – коллизионным сжатием в субмеридианальном направлении. Этот вывод согласуется с представлениями о геодинамике Крымского полуострова [Никишин и др., 1997]. Глины подтипов 1.1 и 1.2, в

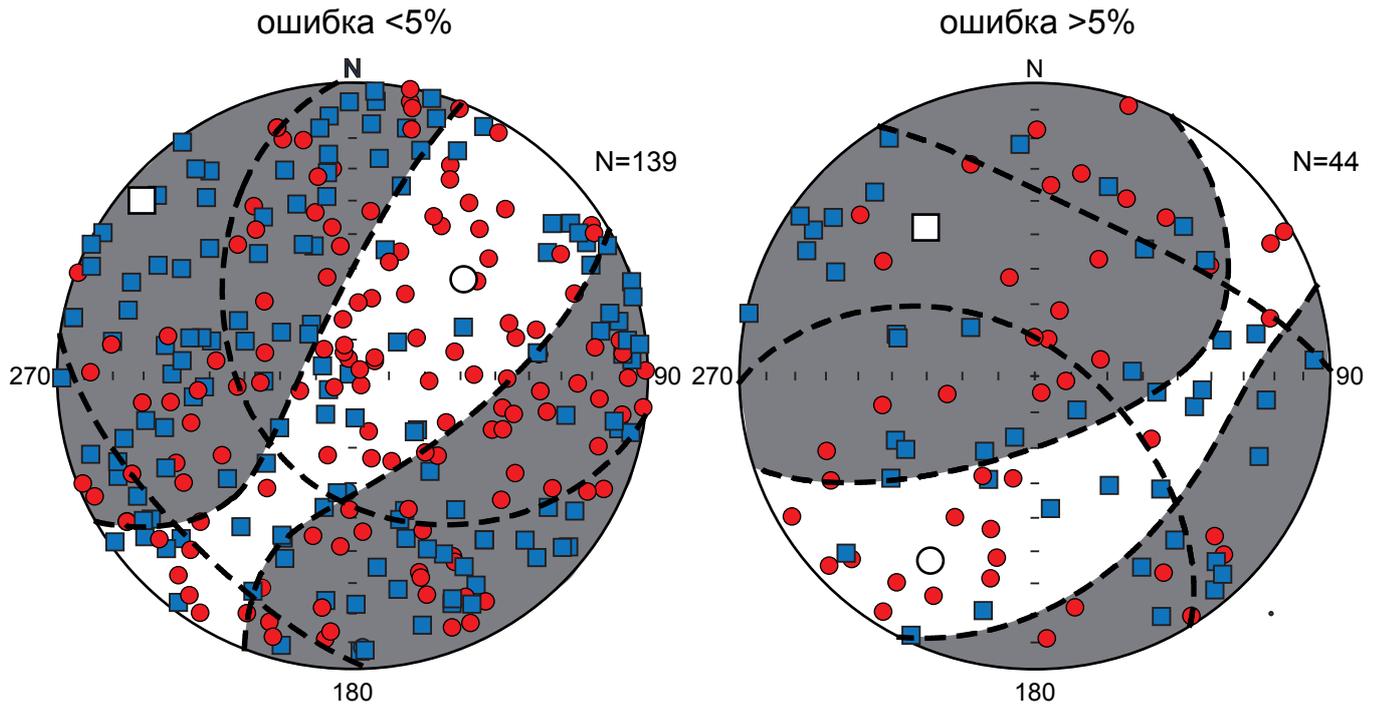


Рисунок 47 - Сравнение АМВ в слабомагнитных известняках с разной погрешностью (ошибкой) измерений

целом, подверглись не значительным тектоническим стрессам, но степень их деформированности, скорее всего, разная. Например, АМВ нижнего берриаса Феодосии и верхнего берриаса у с. Балки (рисунок 45, стереограммы 3а_в, 4а и 8а, соответственно) почти не отличается от первичных осадочных текстур. А в разрезе верхнего берриаса Заводская балка, представленном аналогичными глинами, картина магнитной анизотропии близка к подтипу 1.2, указывающему на значительную деформацию пород (рисунок 45, стереограмма 5а).

Особая магнитная текстура наблюдается в обнажении 2952 близ с. Балки (рисунок 45, стереограмма 9а; рисунок 46, подтип 1.3). Сильное смещение проекций коротких осей от центра и перпендикулярное ему ориентирование проекций длинных осей в направлении СВ-ЮЗ, свидетельствует о том, что глины здесь подверглись сильному локальному сжатию по оси ЮВ-СЗ [Tarling, Hrouda, 1993; Lanza, Meloni, 2006]. Этот разрез характеризуется плохим качеством палеомагнитных данных, а известняки, слагающие его верхи, кливажированы и содержат комплекс фораминифер, отличный от такового в нижележащих терригенных породах, но идентичный микрофаунистическому комплексу в более древних известняках (данные А.А. Федоровой, ФГУП "Геологоразведка", Санкт-Петербург). Совокупность перечисленных особенностей позволяет сделать вывод, что тектоническое сжатие здесь сформировало не известную ранее надвиговую структуру (рисунок 48 а, б). Кливажированные известняки в таком случае являются экзотической глыбой (клиппом) более древних пластов. Полученные результаты не только объясняют неудовлетворительное качество палеомагнитных данных по обнажению 2952, но и дают новую информацию о наличии и характере распределения разрывных нарушений. Анализ магнитной текстуры выявил характер залегания пород, что позволило детализировать геологический профиль берриасских отложений в долине р. Сары-Су (рисунок 48 в). Важно отметить, что палеонтологических и визуальных литологических наблюдений недостаточно для доказательства аллохтонной природы известняков в этом обнажении. Окончательный вывод о существовании надвига был сделан, благодаря данным о магнитной текстуре глин, свидетельствующих об их интенсивном смятии.

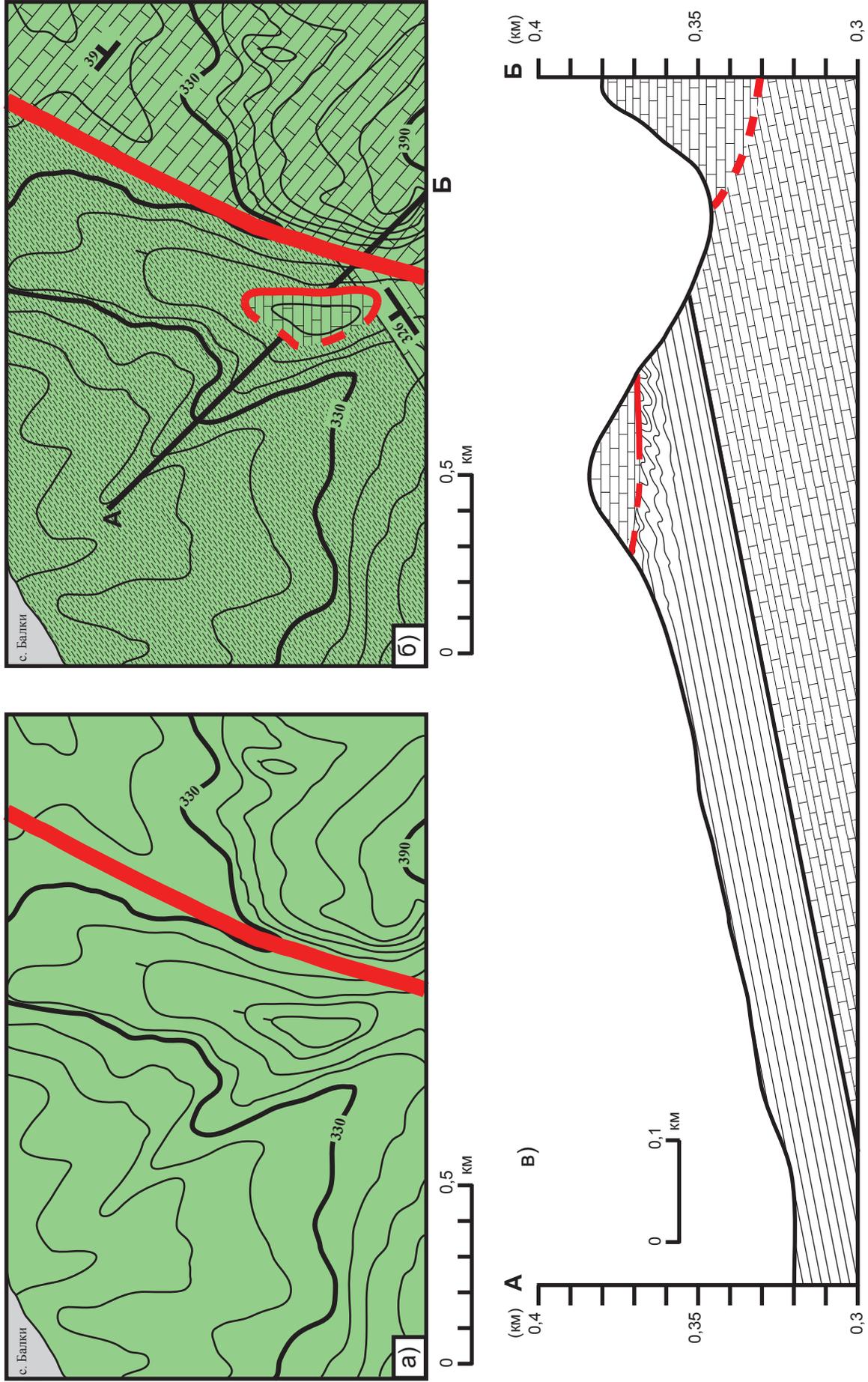


Рисунок 48 - Схема геологического строения района с. Балки: до (а) и после (б) проведения исследований. Схематичный геологический профиль по линии А-Б (в). Красным цветом обозначены разрывные (сплошная) и предполагаемые разрывные (пунктир) нарушения

Схожий характер АМВ имеет подтип 1.2 (рисунок 46) наблюдаемый у глин и мергелей из разрезов Межгорье и Пасечное (рисунок 45, стереограмма 10а_в): проекции коротких осей растянуты вдоль большого круга (перпендикулярного к направлению, по которому ориентированы **К1**), но среднее значение **К3** тяготеет к центру стереограммы. Это свидетельствует о том, что и здесь (также как и в обнажении 2952) пластичные отложения подверглись локальному сжатию по линии ЮВ-СЗ, но в меньшей степени.

В пользу тектонических постседиментационных движений как главного фактора, определившего облик магнитных текстур глин, свидетельствуют:

- Примерное совпадение направлений, вдоль которых ориентированы **К1**, с преимущественным простиранием слоев (рисунок 45). Отклонения от этой закономерности в обнажении 2940 у с. Балки (рисунок 45, стереограммы 8а), возможно связаны с неточностями в определении элементов залегания, ввиду отсутствия твердых разностей слоев с четко выраженными поверхностями напластования. Применительно к разрезу мыс Феодосийский (рисунок 45, стереограмма 3а_в) про преимущественное простирание пластов говорить не приходится, потому что направления их падений при субгоризонтальном (до 10°) залегании очень разные.

- Прямая связь степени упорядоченности **К1** с углами падения пластов в подтипе 1.1: слабая анизотропия характерна для субгоризонтального залегания с углами падения от 6 до 15° (рисунок 45, стереограммы 3, 4, 8), а явно выраженной анизотропии **К1** соответствуют наклоны пластов 12-50° (рисунок 45, стереограммы 1, 2а, 9а, 10).

- АМВ, аналогичная подтипу 1.2, проявляется на стереограммах, соответствующих барремским–аптским глинам (рисунок 45, стереограмма 11).

Вышеперечисленное исключает версию об обусловленности магнитных текстур только синседиментационными процессами и, кроме того, свидетельствует о послеаптском проявлении тектонических сжатий.

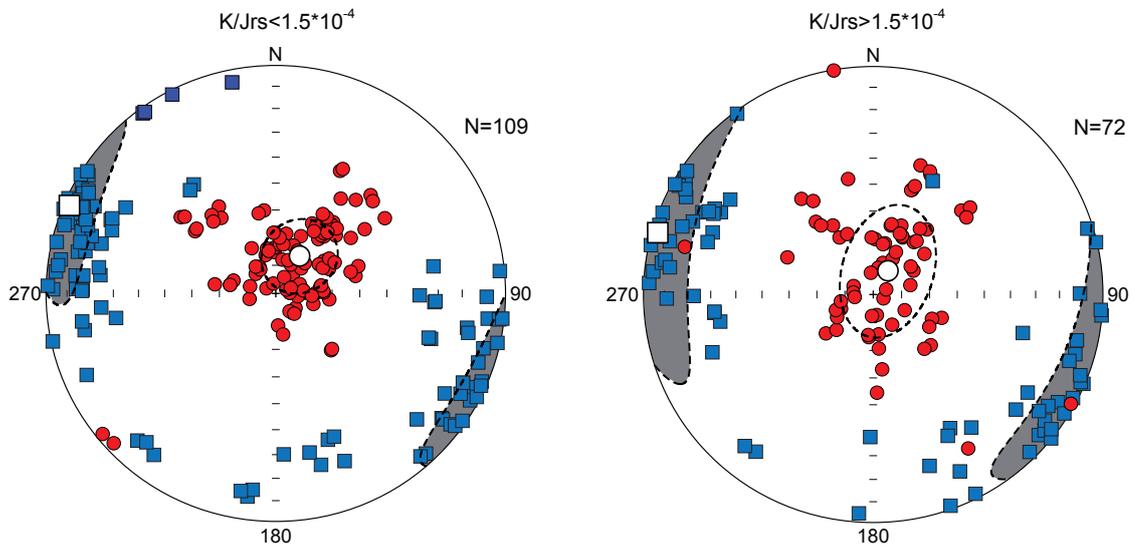
Однако, в изученных глинах присутствуют также вязко-пластичные деформации, возникшие на стадии нелитифицированного осадка. Об этом

свидетельствуют результаты теста складки по разрезу Заводская балка (таблица 2). Несмотря на значительные вариации элементов залегания слоев (углы падения меняются от 34° и до 82°) и представительную статистику (74 образца), результаты теста складки [McFadden, 1990] либо некорректны, либо указывают на послескладчатую природу намагниченности (таблица 2). Подобные результаты, учитывая закономерное чередование магнитозон прямой и обратной полярности в разрезе и положительные результаты теста обращения, могут быть объяснены только деформациями полужидкого осадка, в котором ферромагнитные частицы имели возможность доориентироваться по геомагнитному полю уже после изменения положения слоев. Доказательством подобного сценария служит то, что послескладчатый возраст компоненты устанавливается только в образцах с наименьшим размером ферромагнитных зерен (показателем размерности служит отношение \mathbf{K}/\mathbf{Jrs}) (таблица 2). Неработоспособность теста складки в остальных случаях (таблица 2), возможно, связана с наложением постседиментационного (тектонического) фактора на синседиментационный. Если это так, то образцы, которые имеют больший размер зерна, в большей степени поддались влиянию тектонических процессов: проекции коротких осей в них сильнее растянуты вдоль направления, перпендикулярного ориентировке $\mathbf{K1}$ (рисунок 49). Схожие закономерности отмечаются и в верхах разреза Двужорная бухта (рисунок 45, стереограмма 2'а; рисунок 49). Причина меньшей подверженности тектоническим напряжениям образцов с минимальным размером зерен может заключаться в их большей карбонатности и, соответственно, большей прочности. Однако, проверка этого предположения требует дополнительных исследований.

Известняки

Хаотичное распределение осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в нижнеберриасских известняках Центрального Крыма (рисунок 45, стереограммы 7б, 9б), скорее всего, связано с образованием магнетита в биотурбациях, которыми изобилуют карбонатные породы в изученном разрезе. Биогенный магнетит содержится в организмах многих ракообразных [Баскирк, О'Брайен, 1989], кроме того, биотурбации могут заселяться магнетит-продуцирующими

Разрез Заводская балка



Разрез Двукорная бухта (верхи)

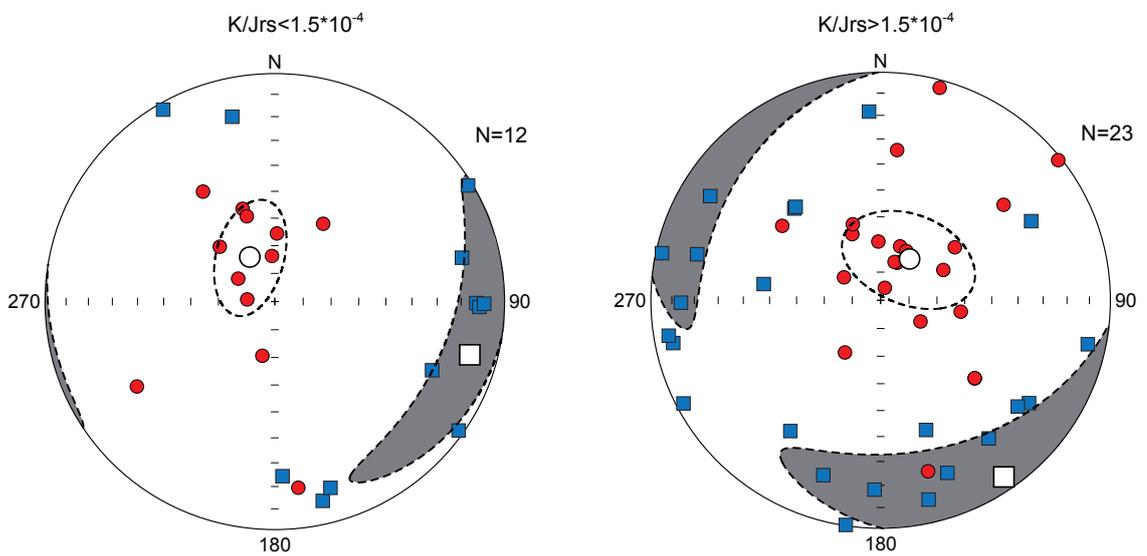


Рисунок 49 - Сравнение АМВ в глинах с разным размером магнитного зерна

бактериями [Stolz et. al., 1986]. Произвольная конфигурация ихнофоссилий и их неравномерное распределение в объеме образца (рисунок 50), предопределяет хаотичный характер магнитной текстуры.

Титонские–нижнеберриасские известняки в разрезах Двужорная бухта и рр. Тонас и Кучук-Узень (Восточный Крым) обнаруживают, хотя и не столь выраженную как в глинах, но, все же, заметную тенденцию к упорядоченности длинных осей магнитных эллипсоидов (рисунок 45, стереограммы 2б, 2'б, 6б,г), не выявленную в известняках Центрального Крыма. Возможно, этот эффект обусловлен более активными тектоническими процессами в Восточном Крыму, но, пока, нельзя исключить и другие варианты интерпретации магнитной анизотропии известняков Восточного Крыма (например, турбидитную природу магнитной текстуры).

Массовые данные по анизотропии магнитной восприимчивости титона и нижнего мела Горного Крыма являются первыми материалами подобного рода для этого региона. Проведенный нами качественный анализ магнитных текстур, очевидно, не исчерпал информационного потенциала, полученных нами сведений, но уже позволил получить нетривиальные геологические результаты, а именно:

1. Выявить по данным о магнитной анизотропии, в сочетании с микрофаунистическими данными, существование неизвестного ранее дизъюнктивного нарушения (клиппа), уточнив тем самым геологическое строение исследуемого района (близ с. Балки) Центрального Крыма.
2. Определить направления деформаций пород в разных районах Горного Крыма вследствие тектонических подвижек.
3. Установить факт отражения биотурбаций в магнитной анизотропии, что актуально, в частности, для обоснования древней природы намагниченности при проведении палеомагнитных исследований.
4. Обосновать наличие в глинистых разностях изученных отложений как синседиментационных деформаций, так и тектонических, возникших в уже литифицированных породах.

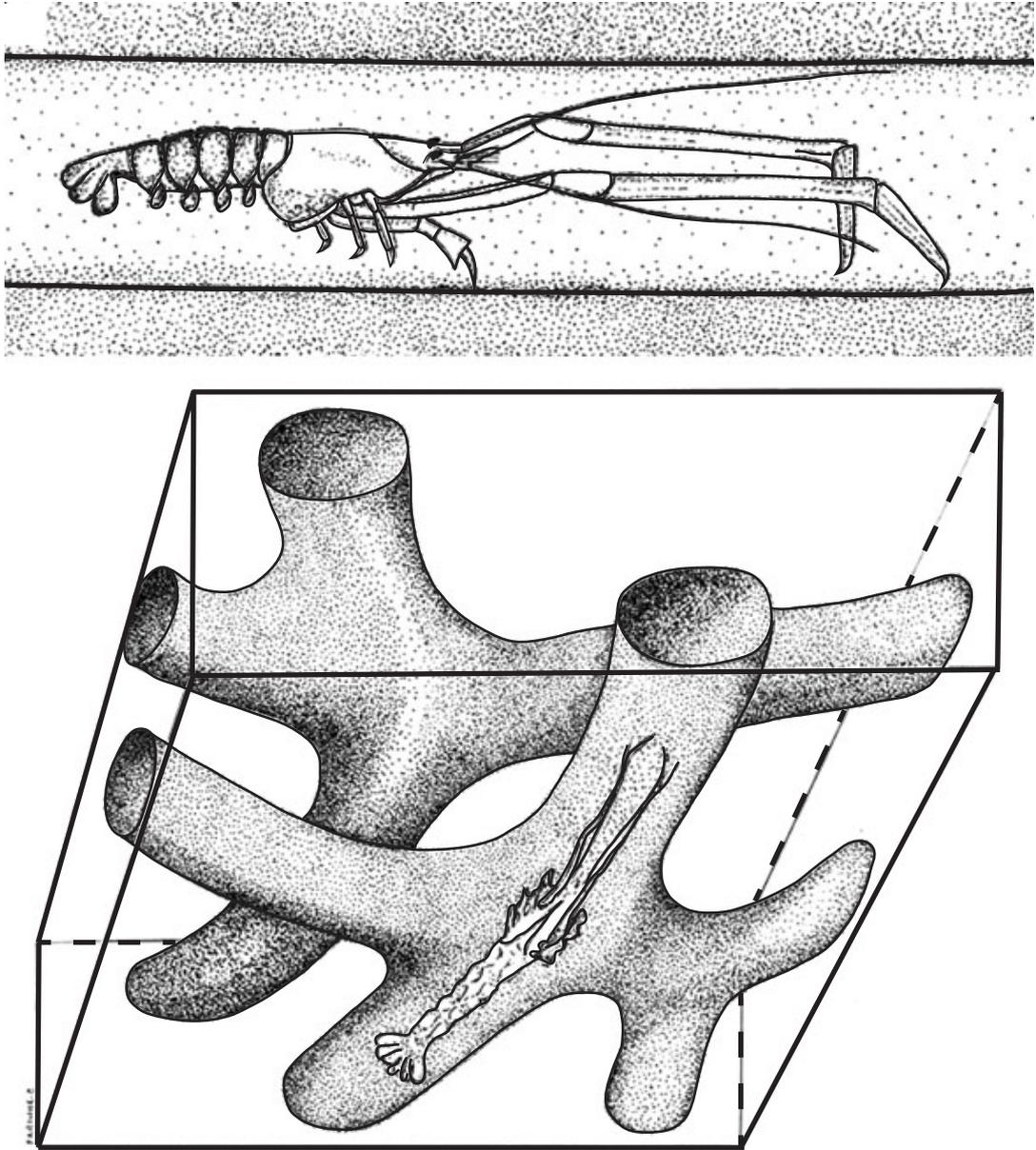


Рисунок 50 - Реконструкция ходов меловых талассиноидов (Thalassinoides).
Взято с ресурса woostergeologists.scotblogs.wooster.edu

Заключение

Итогом выполненных исследований стало создание магнитостратиграфической схемы пограничного интервала юры-мела (верхнего титона-берриаса) Центрального и Восточного Крыма, в которой установлены магнитозоны - аналоги всех позднетитонских-берриасских магнитных хронов. Благодаря сопоставлению построенной схемы с детальными стандартными шкалами титона-берриаса западотетической области, имеющими надежную магнитопольярную характеристику, в Горном Крыму прослежены несколько изохронных уровней от Западного Тетиса до Восточного Перитетиса и обосновано наличие возрастных аналогов ряда стандартных зон и подзон верхнего титона и берриаса. Выделены пригодные для средне- и крупномасштабного картирования магнитостратиграфические стратоны, с использованием геомагнитных инверсий (границ магнитозон) и петромагнитных признаков в качестве критериев для обоснования их границ.

Проведенные исследования позволили детально уточнить палеомагнитную шкалу берриасского яруса: детализировать тонкую структуру магнитного хрона M16n, за счет внесения в него субхрона M16n.1r ("Феодосия"). Выявление нового субхрона важно, как в геофизическом плане (выявление неизвестной ранее особенности режима берриасского геомагнитного поля), так и в стратиграфическом аспекте (обоснование нового изохронного корреляционного уровня, устойчивого в глобальном масштабе).

Палео- и петромагнитные данные были использованы для расчета скоростей осадконакопления, реконструкций колебаний уровня моря. Отдельно следует отметить полученные впервые сведения о магнитной текстуре пограничных отложений юры и мела, анализ которых дал возможность выявить неизвестные ранее дизъюнктивные нарушения в долине р. Сары-Су (Центральный Крым), оценить вклад син- и постседиментационных факторов в деформации осадочных толщ, установить отражение интенсивности биотурбаций в магнитной текстуре

отложений и решить некоторые другие задачи, связанные с условиями формирования пород.

Материалы по магнитным свойствам верхнего титона - берриаса Горного Крыма могут быть востребованы также для более корректной геологической интерпретации материалов магнитометрических съемок разного масштаба.

Дальнейшие перспективы палео- и петромагнитных исследований пограничного интервала юры-мела Горного Крыма автор связывает с изучением титона-берриаса Западного Крыма и детальными исследованиями пограничного интервала берриаса-валанжина.

Список литературы

1. Аркадьев В.В. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма / В.В. Аркадьев // Вестник Санкт-Петербургского университета. – 2007. Сер.7. – Вып. 2. – С. 27-43.
2. Аркадьев В.В. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса «Заводская балка» (Восточный Крым, Феодосия) / В.В. Аркадьев, М.И. Багаева, А.Ю. Гужиков, А.Г. Маникин, В.А. Перминов, О.Б. Ямпольская // Вестник СПбГУ. Серия 7. Геология. География. – 2010. — Вып. 2. – С. 3-16.
3. Аркадьев В.В. Берриас Горного Крыма: монография / В.В. Аркадьев, Т.Н. Богданова, А.Ю. Гужиков, С.В. Лобачева, Н.В. Мышкина, Е.С. Платонов, Ю.Н. Савельева, О.В. Шурекова, Б.Т. Янин; под ред. В.В. Аркадьева и Т.Н. Богдановой. – СПб. Изд-во "ЛЕМА", 2012. – 472 с.
4. Аркадьев В.В. Новые данные по биостратиграфии берриасских отложений бассейна р. Тонас (Горный Крым) / В.В. Аркадьев, Т.Н. Богданова, С.В. Лобачева // Меловая система России: сборник статей II Всероссийского совещания. – СПб: НИИЗК СПбГУ, 2005. – С. 111-135.
5. Аркадьев В.В. Расчленение меловых отложений Юго-Западного Крыма по магнитной восприимчивости / В.В. Аркадьев, К.В. Титов, О.И. Сидоренкова и др. // Отечественная геология. – 2001. – №4. – С. 53-57.
6. Багаева М.И., Новые данные по био- и магнитостратиграфии пограничных отложений берриаса–валанжина Восточного Крыма / М.И. Багаева, В.В. Аркадьев, Е.Ю. Барабошкин, Е.Ю. Горбенко, А.Ю. Гужиков, А.Г. Маникин, В.А. Перминов // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной сессии, посвященной В.Н. Саксу, Т. 1. Мезозой. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – С.23-26.
7. Багаева М.И. Магнитные текстуры, как индикаторы условий формирования титонских-берриасских пород Горного Крыма / М.И. Багаева, А.Ю. Гужиков // Известия СГУ. – 2014. – Т. 14. – Вып. 1. – С. 41-47.

8. Барабошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально – тетическая корреляция): автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук: 25.00.01 / Барабошкин Евгений Юрьевич. – М., 2001. – 50 с.
9. Барабошкин Е.Ю. Бореально-тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал / Е.Ю. Барабошкин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2004. – № 6. – С. 10-19.
10. Барабошкин Е.Ю. Стратиграфическая шкала мела России: состояние дел, основные проблемы, пути совершенствования / Е.Ю. Барабошкин, В.В. Аркадьев, В.Н. Бенямовский, А.Ю. Гужиков, Л.Ф. Копаевич, Е.А. Яхт-Языкова // Всероссийское совещание. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. г. Москва, 23-25 мая 2013 г. М.: ГИН РАН, 2013. – С. 289-297.
11. Баскирк Р.Е. Остаточная намагниченность и реакции на магнитное поле у ракообразных / Р.Е. Баскирк, У.П. О'Брайен мл. // Биогенный магнетит и магниторецепция. Новое о биомагнетизме: сборник статей в 2-х т. – М.: Мир, 1989. – Т. 2. – С. 123-146.
12. Брагин В.Ю. Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири) / В.Ю. Брагин, О.С. Дзюба, А.Ю. Казанский, Б.Н. Шурыгин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 3. – С.438-455.
13. Богданова Т.Н. Зоны меловой системы в СССР. Нижний отдел / Т.Н. Богданова, В.Л. Егоян, М.В. Какабадзе и др.; под ред. В.А. Прозоровского – Л.: Наука, 1989. – Т.20. – 240 с.
14. Богданова Т.Н. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма / Т.Н. Богданова, С.В. Лобачева, В.А. Прозоровский, Т.А. Фаворская // Вестник Ленинградского университета. Геология-география. – 1981. – Вып. 1. – № 6. – С. 5–14.

15. Гасанов А.З. Палеомагнитные исследования мезозойских отложений Азербайджана, Северного Кавказа и Крыма / А.З. Гасанов // X палеомагнитный съезд: тезисы доклада. – М., 1976. – С. 49.

16. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. / под ред. М.В. Муратова. – М.: Недра. – 1969. – 576 с.

17. Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры-мела Русской Плиты и сопредельных территорий (значение для общей шкалы и бореально-тетических корреляций): автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук: 25.00.02. / Гужиков Андрей Юрьевич. – Новосибирск, 2004. – 32 с.

18. Гужиков А.Ю. О решении "неразрешимых" стратиграфических задач (комментарии к статье В.Ю. Брагина, О.С. Дзюба, А.Ю. Казанского и Б.Н. Шурыгина "Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири)") / А.Ю. Гужиков // Геология и геофизика. – 2013а. – Т. 54. – № 3. – С. 456-462.

19. Гужиков А.Ю. Роль палеомагнитных критериев в обосновании границ подразделений Общей стратиграфической шкалы / А.Ю. Гужиков // Всероссийское совещание. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. г. Москва, 23-25 мая 2013 г. М.: ГИН РАН, 2013б. – С. 25-28.

20. Гужиков А.Ю. Геологическая информативность магнетизма керн и шлама осадочных пород, полученных при бурении разведочных скважин / А.Ю. Гужиков // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2013в. – №4(46). – С. 51-61.

21. Гужиков А.Ю. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрскому - меловому интервалу Восточного Крыма / А.Ю. Гужиков, В.В. Аркадьев, Е.Ю. Барабошкин, М.И. Багаева, В.К. Пискунов, С.В. Рудько, В.А. Перминов, А.Г. Маникин // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 35–71.

22. Гужиков А.Ю. Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела

тетического и бореального поясов / А.Ю. Гужиков, Е.Ю. Барабошкин // Докл. РАН. – 2006. – Т.409. – №3. – С. 365-368.

23. Гужиков А.Ю. Стратиграфическая информативность численных магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты) / А.Ю. Гужиков, Э.А. Молостовский // Бюлл. МОИП., отд. геол. – 1995. – Т. 70. – Вып. 1. – С. 32-41.

24. Друщиц В.В. Граница юры и мела / В.В. Друщиц, В.А. Вахрамеев // Границы геологических систем. – М.: Наука, 1976. – С. 185–224.

25. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. – СПб: ВСЕГЕИ, 2000. – 112 с.

26. Еремин В.Н. Магнитостратиграфия берриасских отложений Северо-Восточного Кавказа / В.Н. Еремин. – М., 1991. – 10 с. – Деп. в ВИНТИ РАН, N3725-B91.

27. Захаров В.А. Граница юры и мела и GSSP берриаса: виден ли свет в конце тоннеля? (Комментарии к предложениям рабочей группы по берриасскому ярусу и юрско-меловой границе) / В.А. Захаров // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу “Геология и геофизика”. – 2011. – Вып. 16–17. – Т. 52. – С. 67–87.

28. Матасова Г. Г. Магнетизм позднеплейстоценовых лёссово-почвенных отложений Сибирской субаэральской формации: дис. ... доктора геолого-минералогических наук: 25.00.10 / Матасова Галина Гельевна. – Новосибирск, 2006. – 276 с.

29. Матасова Г.Г. Анизотропия магнитной восприимчивости лёссово-почвенных отложений (на примере опорного разреза Белово, Западная Сибирь) / Г.Г. Матасова, А.Ю. Казанский, В.С. Зыкина // Физика Земли. – 2004. – № 2. – С. 50-65.

30. Молостовский Э.А. Скалярные магнитные характеристики горных пород как показатели условий седиментации / Э.А. Молостовский // Условие магнетизма горных пород при геологической съемке // Недра. – 1986. – С. 150-166.

31. Молостовский Э.А. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Среднего Заволжья по результатам комплексного изучения разреза опорной скважины №120 / Э.А. Молостовский Э.А., А.Б. Богачкин, Л.В. Гребенюк Л.В. // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия // Изд-во Сарат. ун-та. – 2003. – С. 155-168.

32. Молостовский Э.А. Магнитостратиграфическая схема юрских отложений Нижнего и Среднего Поволжья / Э.А. Молостовский, В.Н. Еремин // Бюл. МОИП отд. геол. – 2008. – Т. 8. – Вып. 4. – С. 43-53.

33. Молостовский Э.А. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии / Э.А. Молостовский, А.Н. Храмов // Изд-во Сарат. ун-та. – 1997. – 180 с.

34. Никишин А.М. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона / А.М. Никишин, С.Н. Болотов, Е.Ю. Барабошкин, М.-Ф. Брунэ, А.В. Ершов, С. Клутиг, Л.Ф. Копаевич, Б.П. Назаревич, Д.И. Панов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. – 1997. – № 3. – С.6–16.

35. Печерский Д.М. Палеомагнитология, петромагнитология и геология (словарь справочник для соседей по специальности) [Электронный ресурс] / Д.М. Печерский, Д.Д. Соколов. – 2011. Режим доступа:

<https://docs.google.com/file/d/0B1kxy81cxWN3OGV2eWNFRFZZdk0/edit?pli=1>

36. Печерский Д.М. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных / Д.М. Печерский, В.А. Сафонов // Геотектоника. – 1993. – № 1. – С. 96–105.

37. Пименов М.В. Палеомагнетизм и петромагнетизм средне-верхнеюрских отложений Русской плиты (бореально-тетические корреляции и решение задач практической геологии): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.01 / Пименов Максим Викторович. – Саратов, 2008. – 16 с.

38. Пименов М.В. Предварительные результаты исследований по оценке возможности количественной интерпретации термокаппаметрических данных / М.В. Пименов, А.Г. Маникин, О.Б. Ямпольская, А.А. Гужикова, А.Н. Жуков //

Известия Саратовского университета. Серия Науки о Земле. Т. 7. – 2007. – Вып. 1. – С. 39-44.

39. Пименов М.В. Сводный магнитостратиграфический разрез средней–верхней юры Русской плиты / М.В. Пименов, О.Б. Ямпольская // Очерки по региональной геологии // Издательский центр “Наука”. – 2008. – С. 68-81.

40. Попов В.В. Использование анизотропии различных магнитных параметров для определения направления сноса материала при изучении турбидитных потоков [Электронный ресурс] / В.В. Попов, А.В. Журавлев // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2012. – Т. 7. – №1. – Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2/11_2012.pdf.

41. Рудько С.В. Литология проградационных структур в верхнеюрских–нижнемеловых отложениях Горного Крыма: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.06 / Рудько Сергей Владимирович. – М., 2014. – 24 с.

42. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб: ВСЕГЕИ, 2006. – 95 с.

43. Хоша В. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным / В. Хоша, П. Прунер, В.А. Захаров, М. Костак, М. Шадима, М.А. Рогов, С. Шлехта, М. Мазух // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15. – № 3. – С. 63—76.

44. Храмов А. Н. Изучение остаточной намагниченности осадков в связи с проблемой стратиграфической корреляции и расчленения немых толщ / А.Н. Храмов // ДАН СССР. – 1955. – Т. 100. – № 3. – С. 551-554.

45. Храмов А.Н. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссаров и др.; под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

46. Храмов А.Н. Палеомагнетизм / А.Н. Храмов, Л.Е. Шолпо. – Л.: Недра, 1967. – 251 с.

47. Шипунов С.В. Элементы палеомагнитологии / С.В. Шипунов. – М.: ГИН РАН, 1994. – 64 с.

48. Ямпольская О.Б. Палеомагнетизм и петромагнетизм нижнего мела Горного Крыма: стратиграфический и палеогеографический аспекты: автореф.

дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.01 / Ямпольская Ольга Борисовна. – М., 2005. – 24 с.

49. Ямпольская О.Б. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма. / О.Б. Ямпольская, Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, М.В. Пименов, А.С. Никульшин // Вестник Московского Университета. Серия Геология. – 2006. – №1. – С. 3-15.

50. Ямпольская О.Б. Термокаппаметрические характеристики сланцевой толщи зоны D. panderi, как индикаторы некоторых особенностей геохимического режима в позднеюрском бассейне Русской плиты / О.Б. Ямпольская, А.Ю. Гужиков // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: тезисы семинара, Борок, 24-29 сентября 2000 г. – М., 2000. – С. 85-86

51. Ямпольская О.Б. Магнитостратиграфическая характеристика пограничных отложений юры-мела Восточного Крыма / О.Б. Ямпольская, А.Ю. Гужиков, Е.Ю. Барабошкин, М.И. Багаева // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы третьего Всероссийского совещания, г. Саратов, 23-27 сентября 2009 г. – Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. – С. 265-267.

52. Aguado R. The Berriasian/Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Cehegin sections, SE Spain / R. Aguado, M. Company, J.M. Tavera // Cretaceous Research. – 2000. – V. 21. – P. 1-21.

53. Besse J. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr / J. Besse, V. Courtillot // Journal of Geophysical Research. – 2002. – V. 107. – № B11, 2300. – P. 6-31.

54. Borradaile G.J. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy / G.J. Borradaile, B. Henry // Earth-Science Reviews. – 1997. – № 42. – P. 49-93.

55. Chadima M. Magnetická anizotropie hornin (stručný přehled a využití v geologii) [Электронный ресурс] / M. Chadima. – 2008. Режим доступа: <http://www.sci.muni.cz/~chadima/geomagnetismus/anizotropie2.pdf>

56. Channell J.E.T. Magnetostratigraphy, nannofossil stratigraphy and apparent polar wander for Adria-Africa in the Jurassic–Cretaceous boundary interval / J.E.T. Channell, C.E. Casellato, G. Muttoni, E. Erba // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2010. – V. 293. – P. 51–75.
57. Channell J.E.T. Late Jurassic–Early Cretaceous time scales and oceanic magnetic anomaly block models / J.E.T. Channell, E. Erba, M. Nakanishi, K. Tamaki // *Geochronology. Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication.* – 1995. – V. 54. – P. 51–63.
58. Channell J.E.T. A revised correlation of Mesozoic polarity chrons and calpionellid zones. / J.E.T. Channell, P. Grandesso // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1987. – V. 85. – P. 222–240.
59. Cirilli S. Implications of a combined biostratigraphic and paleomagnetic study of the Umbrian Maiolica Formation / S. Cirilli, P. Márton, L. Vigli // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1984. – V. 69. – P. 203–214.
60. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé. – *Mém. Bureau Rech. Géol.* 1975. – T. 86. – 383 p.
61. Debiche M.G. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism / M.G. Debiche, G.S. Watson // *Journal of Geophysical Research.* – 1995. – V. 100. – № B12. – P. 24405–24430.
62. Enay R. Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne méridionale) / R. Enay, J.R. Geyssant // *Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé: Mém. Bur. Rech. géol et minières, Lyon, Neuchâtel, September 1973.* – 1975. – V. 86. – P. 39-55.
63. Evans M.E. Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics / M.E. Evans, F. Heller // Elsevier-Academic Press. – 2003. – 316 pp.
64. Galbrun B. Magnetostratigraphy of the Berriasian stratotype section (Berrias, France) / B. Galbrun // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1985. – V. 74. – P. 130–136.
65. Grabowski J. Magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary interval in the Western Tethys and its correlations with other regions: a review / J. Grabowski // *Volumina Jurassica.* – 2011. – V. IX. – P.105–128.

66. Grabowski J. Magneto- and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary) / J. Grabowski, J. Haas, E. Márton, A. Pszczólkowski // *Studia Geophysica et Geodetica*. – 2010a. – V. 54. – P. 1–26.
67. Grabowski J., Michalík J., Pszczólkowski A., Lintnerová O., 2010b — Magneto- and isotope stratigraphy around the Jurassic/Cretaceous boundary in the Vysoká unit (Male Karpaty Mountains): correlations and tectonic implications / J. Grabowski, J. Michalík, A. Pszczólkowski, O. Lintnerová. // *Geologica Carpathica*. – 2010b. – V. 61. – P. 309–326.
68. Grabowski J. 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 / J. Grabowski, A. Pszczólkowski // *Cretaceous Research*. – 2006. – V. 27. – P. 398–417.
69. Gradstein F.M. A Geologic Time Scale 2004 / F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A. Smith // Cambridge University Press. – 2004. – 589 p.
70. Gradstein F.M. A Geologic Time Scale 2012 / F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Smitz, G.M. Ogg // Elsevier BV. – 2012. – 1144 p.
71. Guzhikov A. Regional magnetic zonality scheme for the berriasian-lower Aptian from the North Caucasus / A. Guzhikov, V. Eremin // *Geodiversitas*. – 1999. – V. 21. – № 3. – P. 387-406.
72. Halls H.C. The use of converging remagnetisation circles in paleomagnetism / H.C. Halls // *Physics of the Earth Planetary Interiors*. – 1976. – V.16. – P. 1-11.
73. Houša V. Magnetostratigraphic and micropaleontological investigations along the Jurassic/Cretaceous boundary strata, Brodno near Žilina (Western Slovakia) / V. Houša, M. Krs, M. Krsová, P. Pruner // *Geologica Carpathica*. – 1996a. – V. 47. – P. 135–151.
74. Houša V. Magnetostratigraphy of Jurassic–Cretaceous limestones in the Western Carpathians / V. Houša, M. Krs, M. Krsova, P. Pruner // *Paleomagnetism and*

tectonics of the Mediterranean region. Geological Society Special Publication. – 1996b. – V. 105. – P. 185–194.

75. Houša V. High-resolution magnetostratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary strata at Brodno near Žilina, Western Carpathians, Western Slovakia / V. Houša, M. Krs, M. Krsova, O. Man, P. Pruner, D. Venhodova // *Mineralia Slovaca*. – 1997. – V. 29. – P. 312-314.

76. Houša V. High-resolution magnetostratigraphy and micropaleontology across the Jurassic/Cretaceous boundary strata at Brodno near Žilina, western Slovakia: summary of results / V. Houša, M. Krs, M. Krsová, O. Man, P. Pruner, D. Venhodová // *Cretaceous Research*. – 1999a. – V. 20. – P. 699–717.

77. Houša V. Correlation of magnetostratigraphy and calpionellid biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Western Carpathians / V. Houša, M. Krs, O. Man, P. Pruner, D. Venhodová // *Geologica Carpathica*. – 1999b. – V. 50. – P. 125–144.

78. Houša V. Combined magnetostratigraphic, palaeomagnetic and calpionellid investigations across the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso Valley, Umbria, Central Italy / V. Houša, M. Krs, O. Man, P. Pruner, D. Venhodová, F. Cecca, G. Nardi, M. Piscitello // *Cretaceous Research*. – 2004. – V. 25. – P. 771–785.

79. Lanza R. The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologist / R. Lanza, A. Meloni. – Springer, 2006. – 278 p.

80. Larson R.W. A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic / R.W. Larson, T.W.C. Hilde // *Journal of Geophysical Research*. – 1975. – V. 80. – P. 2586–2594.

81. Lowrie W. Magnetostratigraphy of the Jurassic–Cretaceous boundary in the Maiolica limestone (Umbria, Italy) / W. Lowrie, J.E.T. Channell // *Geology*. – 1983. – V. 12. – P. 44–47.

82. Lukeneder A. High resolution stratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval in the Gresten Klippenbelt (Austria) / A. Lukeneder, E. Halásová, A. Kroh, S. Mayrhofer, P. Pruner, D. Reháková, P. Schnabl, M. Sprovieri, M. Wagreich // *Geologica Carpathica*. – 2010. – V. 61. – № 5. – P. 365–381.

83. Mazaud A. Donnees magnetostratigraphiques sur le Jurassique superieur et le Berriasien du ne des Cordilleres Betiques / A. Mazaud, B. Galbrun, J. Azema et al. // Comptes-Rendus de. Ser. 2. – 1986. – V. 302. – № 18. – P. 1165-1170.

84. Matasova G.G. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications / G.G. Matasova, A.Yu. Kazansky // Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society, Special Publications. – 2004. – № 238. – P. 145-173.

85. McFadden P.L. A new fold test for paleomagnetic studies / P.L. McFadden // Geophysical Journal International. – 1990. – V. 103. – P. 163-169.

86. McFadden P.L. Classification of the reversal test in paleomagnetism / P.L. McFadden, M.W. McElhinny // Geophysical Journal International. – 1990. – V. 103. – P. 725-729.

87. Michalík J. The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians) / J. Michalík, D. Reháková, E. Halásová, O. Lintnerová // Geologica Carpathica. – 2009. – V. 60. – P. 213–232.

88. Ogg J.G. Magnetostratigraphy of Upper Jurassic and lowest Cretaceous sediments, Deep Sea Drilling Project site 534, Western North Atlantic / J.G. Ogg // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. – 1983. – V. 76. – P. 685–696.

89. Ogg J.G. Jurassic– Cretaceous boundary: Portland–Purbeck magnetostratigraphy and possible correlation to the Tethyan faunal realm / J.G. Ogg, W. Hasenyager, W. Wimbledon // Geobios. – 1994. – V. 17. – P. 519–527.

90. Ogg J.G. Magnetostratigraphy of the Jurassic–Cretaceous boundary interval — Tethyan and English faunal realms / J.G. Ogg, RW. Hasenyager, W.A. Wimbledon, J.E.T. Channell, T.J. Bralower // Cretaceous Research. – 1991. – V. 12. – P. 455–482.

91. Ogg J.G. Cretaceous / J.G. Ogg, L.A. Hinnov // The Geologic Time Scale 2012. Elsevier. – 2012. – P. 793-853.

92. Ogg J. Late Jurassic (139 - 169 Ma time-slice) [Электронный ресурс] / J. Ogg, G. Ogg. – 2008 // Режим доступа:
http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5_JurCret_Sept08.pdf

93. Ogg J.G. Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian–Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. / J.G. Ogg, M.B. Steiner, F. Oloriz, J.M. Tavera // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 71. – P. 147–162.
94. Opdyke N.D. *Magnetic Stratigraphy* / N.D. Opdyke, J.E.T. Channell – N.Y.: Academic press, 1996. – 344 p.
95. Rogov M.A. The Jurassic–Cretaceous boundary problem and the myth on Jurassic/Cretaceous boundary extinction / M.A. Rogov, V.A. Zakharov, B.L. Nikitenko // *Earth Science Frontiers*. – 2010. – V. 17. – P. 13–14.
96. Pruner P. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escano section (southern Spain) / P. Pruner, V. Housa, F. Oloriz, M. Kostak, M. Krs, O. Man, P. Schnabl, D. Venhodova, J.M. Tavera, M. Mazuch // *Cretaceous Research*. – 2010. – V. 31. – P. 192–206.
97. Pruner P. Preliminary results of magnetostratigraphic investigations across the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Nutzhof, Austria / P. Pruner, P. Schnabl, A. Lukeneder // *Ann. Naturhist. Mus. Wien, Ser. A* 110. – 2009. – P. 331–344.
98. Reboulet S. Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the “Kilian Group” (Ankara, Turkey, 31 st August 2013) / S. Reboulet, O. Szives, B. Aguirre-Urreta et al. // *Cretaceous Research*. – 2014. – V. 50. – P. 126-137.
99. Sager W.W. Paleomagnetism of Early Cretaceous (Berriasian) sedimentary rocks, Hole 1213B, Shatsky Rise / W.W. Sager, H.E. Evans, J.E.T. Channell // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 2005. – V. 198. – P. 1–14.
100. Satolli S. The 125–150 Ma high-resolution Apparent Polar Wander Path for Adria from magnetostratigraphic sections in Umbria–Marche (Northern Apennines, Italy): Timing and duration of the global Jurassic–Cretaceous hairpin turn / S. Satolli, J. Besse, F. Speranza, F. Calamita // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – V. 257. – P. 329–342.

101. Snedden, J.W. A Compilation of Phanerozoic Sea-Level Changes, Coastal Onlaps and Recommended Sequence Designations [Электронный ресурс] / J.W. Snedden, Ch. Liu. – 2010. Режим доступа:

http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2010/40594snedden/ndx_snedden.pdf.html

102. Speranza F., Satolli S., Mattioli E., Calamita F. Magnetic stratigraphy of Kimmeridgian–Aptian sections from Umbria-Marche (Italy): New details on the M polarity sequence / F. Speranza, S. Satolli, E. Mattioli, F. Calamita // *Journal of Geophysical Research*. – 2005. – V. 110. – P. 1-26.

103. Stolz J.F. Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments / J.F. Stolz, S.B.R. Chang, J.L. Kirschvink // *Nature*. – 1986. – V. 321. – P. 849-851.

104. Tarling D.H. The magnetic anisotropy of rock / D.H. Tarling, F. Hrouda. – London: Chapman & Hall, 1993. – 217 p.

105. Tavera J.M. Mediterranean ammonites and the Jurassic-Cretaceous boundary in Southern Spain (Subbetic Zone) / J.M. Tavera, F. Oloriz, M. Company, A. Checa // *Acta Geol. Hungarica*. – 1986. – V. 29. – № 1-2. – P. 151-159.

106. Tominaga M. Revised Pacific M-anomaly geomagnetic timescale / M. Tominaga, W.W. Sager // *Geophysical Journal International*. – 2010. – V. 182. – P. 203–232.

107. Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans / R. Van der Voo – Cambridge: University press., 1993. – 412 p.

108. Wimbledon W.A.P. Fixing a basal Berriasian and Jurassic/Cretaceous (J/K) boundary – is there perhaps some light at the end of the tunnel? / W.A.P. Wimbledon, C.E. Casellato, D. Reháková, L.G. Bulot, E. Erba, S. Gardin, R.M.C.H. Verreussel, D.K. Munsterman, C.O. Hunt // *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. – 2011. – V. 117. – P. 295–307.

Фондовая литература

109. Молостовский Э.А., Еремин В.Н., Гришанов А.Н. Палеомагнитная стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений европейской части СССР: отчет о НИР. Том I. – Саратов. Фонды НИИ Геологии СГУ, 1977. – 193 с.

110. Молостовский Э.А., Еремин В.Н., Гужиков А.Ю. и др. Отчет по теме: Палеомагнитная стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений южных и юго-восточных районов европейской части СССР: отчет о НИР. Часть I. – Саратов. Фонды НИИ Геологии СГУ, 1989. – 339 с.