

**Рис. 1.** (а) – Карта расположения опорных разрезов Попов Камень и Панагия: 1 – домэотические, 2 – мэотические, 3 – постмэотические отложения; (б) – хроностратиграфическая шкала [Стратиграфический кодекс ..., 2019]; схема корреляции ярусов Международной шкалы и ярусов Восточного Паратетиса [Невесская и др., 2004]; (в) – стратиграфические колонки и схема отобранных образцов для разрезов Попов Камень и Панагия .

На юге европейской части России магнито-стратиграфические исследования отложений верхнего миоцена, включая сарматские и мэотические породы, проводятся с 1970-х гг. На Таманском полуострове рассматриваемые толщи изучались в опорных разрезах мыса Железный Рог [Певзнер, Чиковани, 1978; Vasiliev et al., 2011], мыса Попов Камень [Певзнер, Чиковани, 1978; Трубихин, Пилипенко, 2011; Пилипенко, Трубихин, 2014] и мыса Панагия [Певзнер, Чиковани, 1978; Сливинская, 2009; Пилипенко и др., 2019; Palcu et al., 2021]. Несмотря на ранее проведенные магнито-стратиграфические исследования, переходные слои сармата–мэотиса в этих разрезах не были до конца изучены, что обусловлено рядом причин, в частности, наличием в пределах данного стратиграфического интервала мшанковых биогермных известняков, осложняющих непрерывный отбор образцов в толщах, сложенных преимущественно глинами. Для некоторых интервалов рассматриваемой части разреза также была выявлена неопределенная полярность [Пилипенко, Трубихин, 2014].

При этом, наиболее важный вопрос о соответствии возраста намагниченности возрасту накопления отложений не получил всестороннего рассмотрения, поскольку данные о полевых тестах по указанным разрезам отсутствуют, а тест обращения, выполненный по верхнемиоценовым толщам, вскрытым на мысе Железный Рог и мысе Панагия, оказался отрицательным [Vasiliev et al., 2011; Palcu et al., 2021]. Следует отметить, что результаты теста обращения могут объясняться неполным удалением вторичной компоненты намагниченности, зафиксированной после образования горной породы [Opdyke, Channell, 1996]. Эти данные свидетельствуют не в пользу сохранности первичной намагниченности.

Учитывая неполноту палеомагнитных данных по опорным разрезам неогена Восточного Паратетиса, а также различие существующих датировок границ регионарус верхнего миоцена, основной целью наших исследований стало определение магнитной полярности и происхождения естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ), записанной в отложениях переходных слоев сармата–мэотиса, вскрываемых в опорных разрезах мыса Попов Камень и мыса Панагия (Таманский полуостров). Данные разрезы составляют крылья одной синклинали, что делает возможным проведение полевых тестов и оценки относительного (до- или послескладчатого) возраста  $J_n$ .

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Опорные разрезы мыса Попов Камень ( $\phi = 45^{\circ}09'36''$  с.ш.,  $\lambda = 36^{\circ}37'12''$  в.д.) и мыса Пана-

гия ( $\phi = 45^{\circ}08'25''$  с.ш.,  $\lambda = 36^{\circ}38''$  в.д.) Таманского полуострова (рис. 1) – одни из лучших объектов для палеомагнитных исследований переходных слоев сармата и мэотиса на юге европейской части России. Отложения верхнего миоцена на Таманском полуострове представлены преимущественно глинами, которые накапливались в условиях, свойственных шельфовым обстановкам.

В геологическом развитии рассматриваемой части Восточного Паратетиса в позднем миоцене выделяется несколько этапов. В начале позднего сармата отмечается кратковременное поступление морских вод, что привело к накоплению относительно глубоководных (в пределах шельфовых глубин) глинистых осадков с планктонными, в том числе отдельными морскими видами диатомей [Popov et al., 2016]. В конце сармата произошло обмеление бассейна, которое сопровождалось увеличением поступления обломочного материала с речными выносами, а также широким развитием бентосных видов диатомей с наличием среди них пресноводных форм. Присутствие прослоев витрокластического пепла, встречаемых в рассматриваемых глинистых верхнесарматских отложениях, свидетельствует об активизации процессов тектоногенеза и вулканизма в сопредельных с изучаемым районом регионах [Невеская и др., 1986; Ростовцева, Парфенова, 2006; Radionova et al., 2012; Popov et al., 2016].

В это время дно бассейна было сильно расчленено за счет начала формирования гряд антиклинальных складок, свидетельствующих об усилении складчато-надвиговых движений [Исмагилов и др., 2002]. Следует отметить, что возраст складчатых деформаций Керченско-Таманской структурной зоны изменяется по простиранию (от конца раннего–начала среднего миоцена до четвертичного времени). Предполагается, что четвертичный возраст имеют складки центральной части Керченско-Таманской зоны, в пределах которой и расположены рассматриваемые разрезы, слагающие крылья единой синклинали [Гайдаленок и др., 2019; Гайдаленок, 2020].

В начале мэотиса широкое развитие морской трансгрессии обусловило образование местами крупных мшанковых органогенных построек, выходы которых хорошо прослеживаются в опорных разрезах мыса Попов Камень и мыса Панагия. В дальнейшем еще дважды в раннем мэотисе возникали благоприятные условия для роста мшанковых биогермов небольших размеров [Ростовцева, 2012]. Во второй половине раннего мэотиса осадконакопление протекало при переотложении обломочного материала донными течениями, действие которых усилилось за счет обмеления Керченской части рассматриваемого бассейна. В начале позднего мэотиса осадки накапливались

в солоноватоводных условиях при заметном влиянии притока пресных вод.

Скорость седиментации для отложений нижнего мэотиса методами циклостратиграфии оценивается как 11–12 см/1000 лет, для верхов сармата – около 12 см/1000 лет [Rybikina et al., 2015; Rostovtseva et al., 2018]. Рассматриваемые отложения накапливались в осевой части Керченско-Таманского прогиба (Еникальского пролива) на удалении от берега и представлены преимущественно глинами, в которых литологические признаки наличия значительных перерывов в осадконакоплении не выявлены [Rostovtseva, 2009]. В кровле сарматских отложений отмечаются местами следы размыва, которые прослеживаются только вблизи выходов мшанковых биогермов и, скорее всего, отражают особенности изменчивости гидродинамического режима седиментации.

В переходных слоях между сарматом и мэотисом в разрезе мыса Панагия снизу вверх выделяются (рис. 1) [Ростовцева, 2012; Popov et al., 2016]:

**Верхняя часть верхнего сармата.** (1) Глины с незначительной известковой примесью около 4–6%; в верхней части (мощность 7–8 м) с прослоями мелкопесчаного и песчано-алевритового материала (мощностью до 3–5 см). Мощность 22–24 м.

**Переходные слои между сарматом и мэотисом.** (2) Темно-серые (до черных), бескарбонатные и слабо известковистые ( $\text{CaCO}_3$  0–8%), тонкослоистые глины со створками диатомей, спикулами кремнистых губок и вторичными выделениями ярозита; в основании с примесью песчано-алевритового материала, содержание которого вверх по разрезу уменьшается. Мощность около 10 м.

**Нижний мэотис.** (3) Горизонт крупных мшанковых биогермов, сложенных преимущественно колониями *Tamanicella lapidosa*, залегающих среди глин и образующих мыс Панагия. Мощность 5–18 м.

(4) Темно-серые глины, тонкослоистые, с вторичными выделениями ярозита. Мощность 10–12 м.

(5) Горизонт мелких мшанковых биогермов, залегающих среди глин. Мощность 1.3 м.

Отложения между сарматом и мэотисом в разрезе мыса Попов Камень представлены снизу вверх следующими породами [Ростовцева, 2012; Popov et al., 2016].

**Верхняя часть верхнего сармата.** (1) Глины серые и зеленовато-серые, тонкослоистые, слабо диатомовые, местами алевритистые, с вторичными выделениями ярозита. Мощность ~30 м. В средней части слоя выделяется тонкий горизонт витрокластического пепла (датируемый  $10.58 \pm 0.75$  млн лет [Чумаков и др., 1992], с учетом поправки на новую константу деления урана [Фор,

1989], равен  $\sim 8.5 \pm 0.7$  млн лет [Пилипенко, Трубин, 2014]).

(2) Глины бескарбонатные, темно-серые и алевролиты глинистые тонкослоистые. Мощность 11–12 м.

(3) Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо диатомовые, местами алевритистые. Мощность ~6–7 м.

**Переходные слои сармата–мэотиса.** (4) Глины темно-серые, тонкослоистые, в нижней части с двумя горизонтами с желвакообразными включениями мшанковых известняков. Мощность 7–8 м.

**Нижний мэотис.** (5) Горизонт крупных мшанковых биогермов (высотой до 5.5 м), сложенных преимущественно колониями *Tamanicella*, залегающий в темно-серых, тонкослоистых глинах. Мощность 5–15 м.

(6) Глины темно-серые, зеленоватые, слабо известковистые (до 7%) и бескарбонатные, с незначительным содержанием диатомовых водорослей, тонкослоистые, песчано-алевритистые (15–20%), с миллиметровыми прослоями-примазками тонкообломочного материала. Мощность 10 м.

(7) Глины светло-серые, тонкослоистые, слабо диатомовые и диатомовые, слабо известковистые (до 8%) с незначительным (5–10%) содержанием песчано-алевритового материала, вторичными выделениями ярозита. Мощность 6–8 м.

(8) Горизонт мелких (до 1.5 м) мшанковых биогермов, залегающих среди светло-серых, голубоватых, известковистых глин. Мощность 2.5–3 м.

(9) Глины темно-серые, тонкослоистые, бескарбонатные, алевритистые. Мощность 1–1.5 м. (на рис. 1 только 8 слоев)

Согласно Э.П. Радионовой и Т.Ф. Козыренко [Popov et al., 2016, с. 1123] в слоях 1 и 2 в разрезе Панагия и в слоях 2, 3 и 4 в разрезе Попов Камень, подстилающих выходы крупных мшанковых биогермов, выделяется ассоциация диатомей типичная для верхов сармата, в которой встречается морской вид *Thalassiosira grunowii*, что позволяет относить эти отложения к единому стратиграфическому уровню. Наличие в этих отложениях *Thalassiosira grunowii* свидетельствует о начале влияния на осадконакопление морской трансгрессии, заметное развитие которой отмечается в начале мэотиса. В слое 2 в разрезе Панагия найдены отпечатки мшанок *Tamanicella lapidosa*, которые выявлены в строении биогермов слоя 3, относимых однозначно к образованиям мэотиса. На основании данных как по видовому составу диатомей, так и остатков мшанок слой 2 в разрезе Панагия (толщиной 10 м) и слой 4 (толщиной 4–5 м) в разрезе Попов Камень рассматриваются как переходные отложения между сарматом и мэотисом с наибольшей степенью обоснованности.

### ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОЛЛЕКЦИЯ

В ходе полевых работ 2020–2021 гг. из опорных разрезов сармата–мэотиса Попов Камень и Панагия, расположенных на Черноморском побережье Таманского п-ва (рис. 1а), была отобрана представительная коллекция ориентированных образцов, состоящая из 227 штуфов (с 227 стратиграфических уровней). Штуфы отбирались с шагом 0.1–2 метра из предварительно зачищенных стенок разреза и ориентировались в пространстве с помощью горного компаса, в основном, по напластованию, схема отбора представлена на рис. 1в. Для палеомагнитных исследований изготавливалось по два-три образца-дубля из каждого ориентированного штуфа. На разрезе Попов Камень отобрано 146 штуфов (81 м с перерывом ~8 м), на разрезе Панагия – 81 штуф (51 м). В горизонтах развития мшанковых известняков пробы отбирались из межбиогермных глинистых отложений.

Разрезы Попов Камень и Панагия представляют собой два крыла одной синклинали (азимут падения отложений разреза Попов Камень составляет 125°, с углом падения <28°, и азимут и угол падения отложений разреза Панагия составляет 333° и <11°, соответственно). Разрезы имеют перекрывающиеся по возрасту интервалы мощностью ~51 м, что позволяет выполнить палеомагнитный тест складки и оценить относительный возраст (до или послескладчатый) естественной остаточной намагниченности.

### АППАРАТУРА И МЕТОДИКА

Палеомагнитные измерения и обработка полученных результатов проводились по стандартной методике [Храмов и др., 1982]. Ступенчатое терморазмагничивание  $J_n$  велось в печи MMTD24 (Shaw Measurements, Великобритания), измерения  $J_n$  проводились на СКВИД-магнитометре (2G Enterprises, США). Значения магнитной восприимчивости ( $K_m$ ) и анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) измерялись на каппаометре МФК1 (Agico, Чехия). Компонентный анализ  $J_n$  проводился с использованием ортогональных проекций Зийдервельда [Zijderveld, 1967], а для расчета направлений этих компонент использовался метод наименьших квадратов в модификации [Kirschvink, 1980]. Расчет и представление полученных результатов выполнялось с помощью пакетов программ [Enkin, 1994; 2003; Chadima et al., 2006; 2009], а также программ В.В. Попова, позволяющих усреднять направления на уровне штуфов и проводить выборку значений намагниченности для выбранного шага измерений, тест складки был выполнен в модификации Р. Энкина [Enkin, 2003].

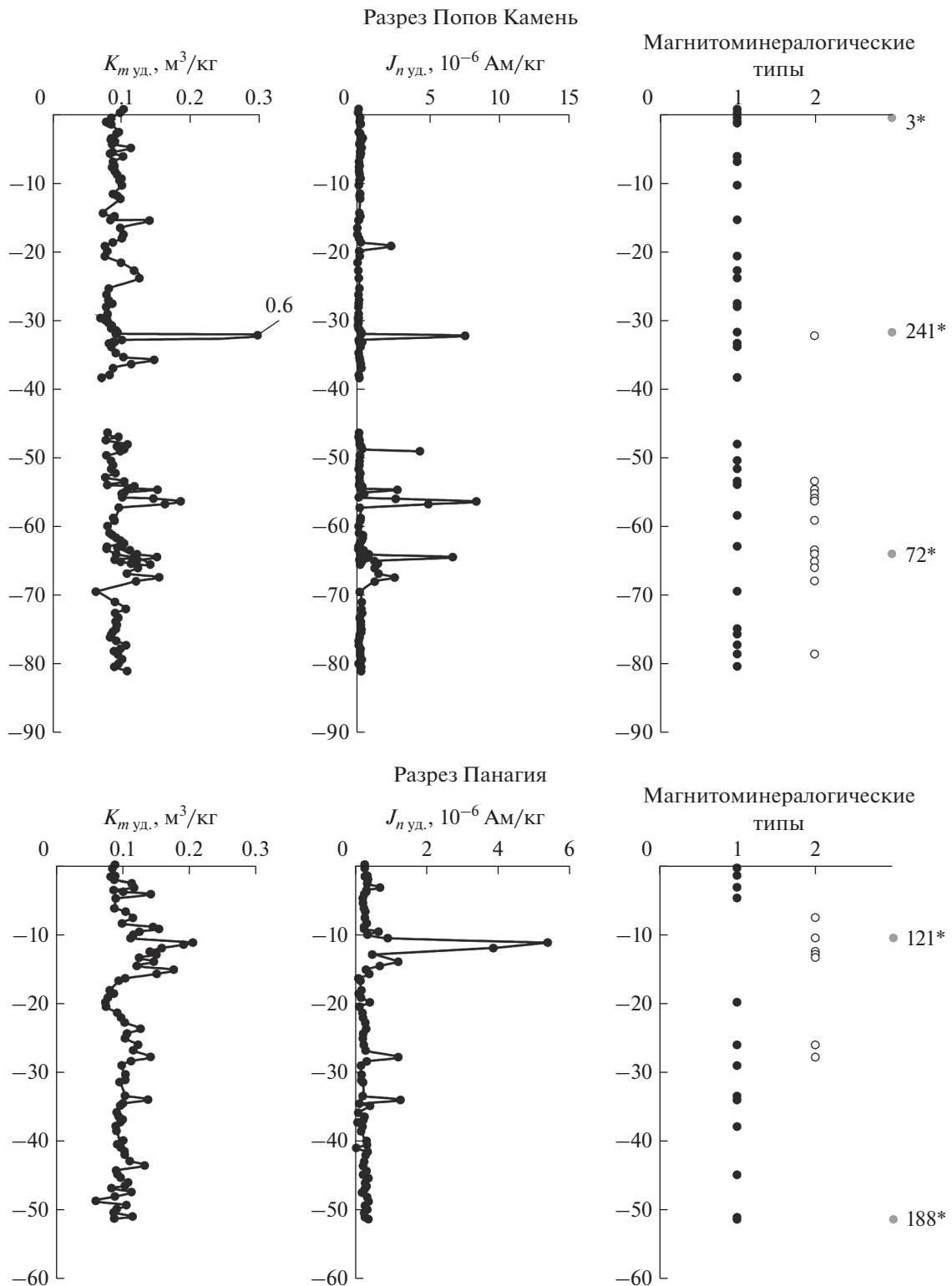
На представительных образцах были проведены магнитоминералогические исследования. Ко-

эрцитивные спектры были сняты на коэрцитивном спектрометре J-Meter [Jasonov et al., 1998] в палеомагнитной лаборатории Казанского федерального университета. Термомагнитные кривые намагниченности насыщения ( $J_s$ ) снимались на вибрационном магнитометре конструкции Виноградова (Борок, Россия) до температуры 700°C на воздухе. Также было выполнено ступенчатое терморазмагничивание изотермической остаточной намагниченности по методу Лаури [Lowrie, 1990]. В этом эксперименте изотермическая остаточная намагниченность ( $J_{rs}$ ) создавалась в полях 1.2, 0.2, 0.1 Тл в трех перпендикулярных направлениях с помощью импульсного намагничивающего устройства ASC IM-100 (ASC Scientific, США). Ступенчатое терморазмагничивание велось с использованием печей MMTD24 (Shaw Measurements, Великобритания) и TD-48 (ASC Scientific, США), после каждого этапа нагрева проводились измерения с помощью спин-магнитометра JR-6 (Agico, Чехия).

### РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Значения удельной естественной остаточной намагниченности и удельной магнитной восприимчивости изменяются в широких пределах  $2.5 \times 10^{-9}$ – $6.5 \times 10^{-6}$  Ам<sup>2</sup>/кг и  $6 \times 10^{-8}$ – $2 \times 10^{-7}$  м<sup>3</sup>/кг, соответственно. Породы преимущественно слабомагнитные, некоторое увеличение этих параметров наблюдается для интервалов темно-серых гли (слой 4) между двумя слоями биогерм нижнего мэотиса разреза Панагия, а также в интервале разреза Попов Камень (рис. 2), относящемуся к верхнему сармату, который был отобран чуть выше прослоя пеплов (слой 1, Попов Камень). Интервалы повышенных значений удельной  $J_n$  и магнитной восприимчивости приурочены преимущественно к участкам разрезов, где выделен второй магнитоминералогический тип (см. текст ниже). По результатам исследования удельной магнитной восприимчивости и удельной  $J_n$  не наблюдается корреляции между разрезами Попов Камень и Панагия.

Для идентификации магнитных минералов на образцах с 61 стратиграфического уровня (схема приведена на рис. 2) был выполнен тест Лаури [Lowrie, 1990], позволяющий разделять магнитные минералы по их коэрцитивности и температурам деблокирования (рис. 3). Результаты экспериментов показали, что в разрезах присутствует как минимум два низкокоэрцитивных магнитных минерала с различными температурами деблокирования: 250–350°C и 580–600°C, предположительно, соответствующих грейгиту или моноклинному пирротину, зафиксированным в мио-



**Рис. 2.** Распределение удельной магнитной восприимчивости, удельной  $J_n$  и образцов двух магнитоминералогических типов по разрезам Попов Камень и Панagia. \* – номера образцов, для которых приведены результаты магнитоминералогических исследований на рис. 3.

ценовых разрезах [Vasiliev et al., 2007; Пилипенко и др., 2019; Palcu et al., 2021], и магнетиту.

Все образцы, по характеру размагничивания изотермической остаточной намагниченности могут быть разделены на два типа (рис. 3):

1. Для первого типа характерны кривые с едва заметным перегибом при температурах 250–300°C (доля разрушенной  $J_{rs} < 50\%$ ) и спадом к 580–600°C (рис. 3, образцы № 3, 241, 188). Для этого типа основной вклад в изотермическую остаточную намагниченность вносит магнетит или минерал с подобными температурами деблокирования.

2. Для второго типа характерны кривые с заметным спадом к температурам ~250–350°C (доля разрушенной  $J_{rs} > 50\%$ ) и, в большинстве случаев, с присутствием “хвоста” кривой размагничивания вплоть до 580 °C (рис. 3, образцы № 72, 121). Для этого типа основной вклад в изотермическую остаточную намагниченность вносит грейгит/моноклинный пирротин или низкокоэрцитивный магнитный минерал со схожими температурами деблокирования. Образцы второго типа демонстрируют также более высокие значения  $J_{rs}$ , по сравнению с образцами первого типа (рис. 3).

Результаты экспериментов показали, что в исследованных образцах обнаружено присутствие двух магнитных минералов одновременно. Распределение выделенных типов в разрезах преимущественно интервальное. На разрезе Попов Камень, основной интервал, где выделяется второй тип расположен на глубинах 53–68 м, а на разрезе Панагия на 7–12 м и 26–28 м. Таким образом, корреляции разрезов по магнитоминералогическим типам не наблюдается (рис. 2).

Гистерезисные параметры и коэрцитивные спектры были изучены на 63 образцах с различных стратиграфических уровней, выбранных равномерно по разрезу. Анализ коэрцитивных спектров, проведенный с помощью программы MAX UnMix [Maxbauer et al., 2016] показал, что для образцов характерно наличие двух фаз различной коэрцитивности – 15–35 и 40–60 мТл для образцов первого типа (рис. 3, образцы № 3, 241, 188) и 20–40 и 50–100 мТл для образцов второго типа (рис. 3, образцы № 72, 121).

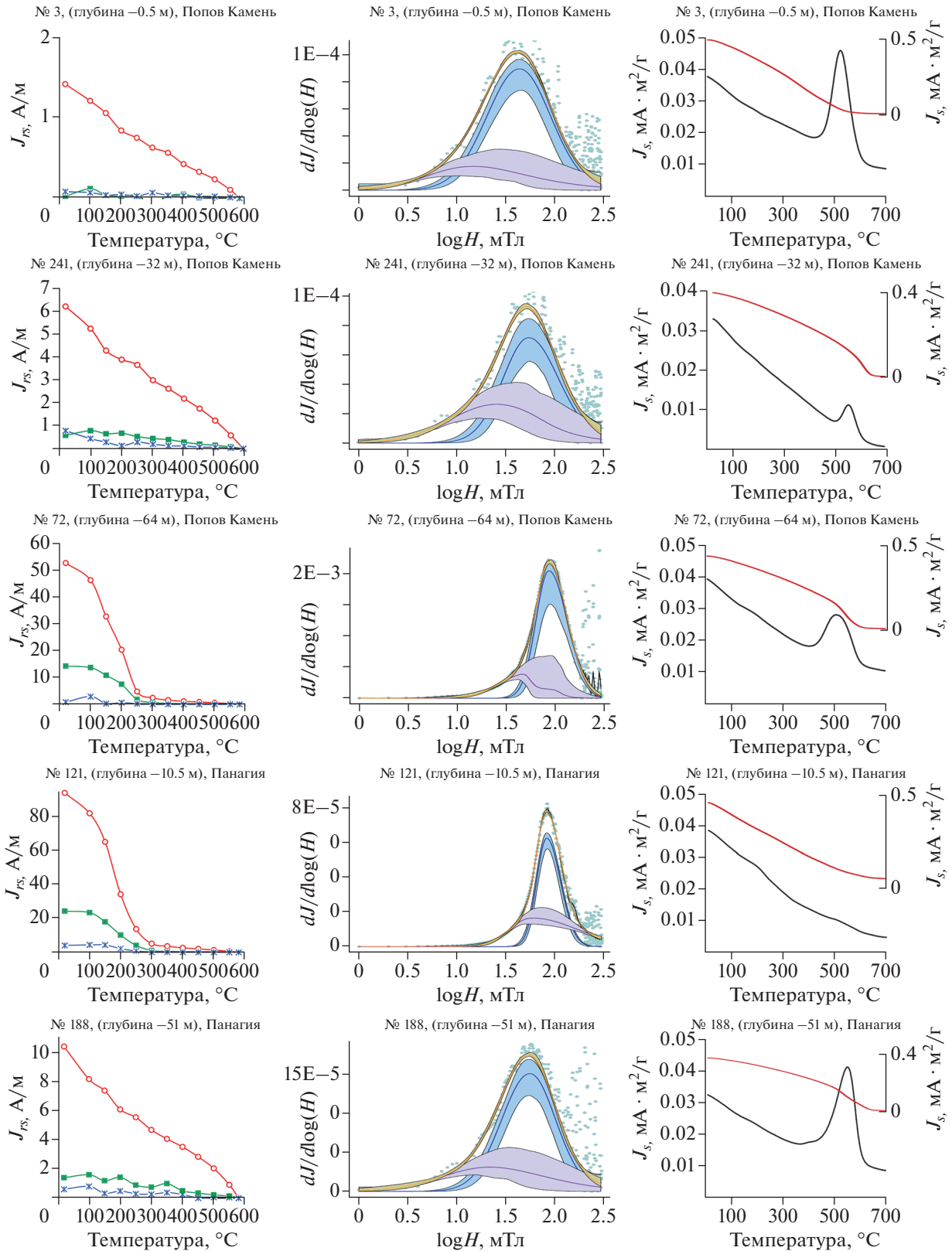
Оценка доменной структуры магнитных зерен проводилась с помощью диаграммы Дэя [Day et al., 1977], исходя из предположений о сходстве размеров магнитных зерен грейгита и магнетита, а также о наличии грейгита и магнетита в образцах. Отношения остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения ( $J_{rs}/J_s$ ) и остаточной коэрцитивной силы к коэрцитивной силе ( $H_{cr}/H_c$ ), нанесенные на диаграмму Дэя показывают, что в исследуемых отложениях

содержатся преимущественно однодоменные и псевдооднодоменные магнитные зерна (рис. 4).

На выборочных 10-ти образцах проводился термомагнитный анализ намагниченности насыщения в поле 0.4 Т на воздухе. Большинство кривых  $J_s(T)$  демонстрируют значительное увеличение  $J_s$  в диапазоне 400–600°C, что можно интерпретировать как следствие диссоциации сульфидов, в том числе магнитных сульфидов, содержащихся в породах (рис. 3, обр. № 3, 72, 241, 188). Повторный нагрев тех же образцов показывает, что во время первого нагрева образовался магнетит и/или катион-дефицитный магнетит с температурами Кюри 550–620°C. Кривые размагничивания намагниченности насыщения от температуры указывают на присутствие большого количества парамагнетика, поскольку намагниченность образцов не падает до нуля при нагреве до 700°C (рис. 3, обр. № 3, 72, 121, 188). Для некоторых образцов получены парамагнитные кривые  $J_s(T)$  с нечеткими перегибами, что не позволяет качественно интерпретировать результаты исследований (рис. 3, обр. № 121).

Результаты анализа анизотропии магнитной восприимчивости показали, что в географической системе координат направления минимальных осей (К3) эллипсоида магнитной восприимчивости группируются в двух областях, по обе стороны от расчетной оси складки (азимут складки ~30°), которые соответствуют двум разрезам – Попов Камень и Панагия. В стратиграфической системе координат К3 направлены вертикально (рис. 5). Направления максимальных осей эллипсоида АМВ К1 группируются преимущественно вдоль оси складки в географической, и в меньшей степени, в стратиграфической системе координат, что может свидетельствовать об изменении формы магнитных минералов в процессе складкообразования. В то же время отсутствие корреляции между наклоном компоненты  $B$  и наклоном К1 (коэффициент корреляции ~10%) показывает, что незначительное изменение формы эллипсоидов АМВ не влияет на направление  $J_n$ . Значения параметра формы эллипсоида анизотропии (Т) на графике зависимости Т от степени анизотропии магнитной восприимчивости (Р) указывают на преобладание плоскостного типа анизотропии магнитной восприимчивости в образцах (рис. 5).

Наблюдаемая картина характерна для осадочных пород и указывает на отсутствие существенного влияния постседиментационных склоновых и процессов складкообразования на форму магнитных, преимущественно парамагнитных, минералов.



**Рис. 3.** Магнитные свойства образцов разрезов Попов Камень и Панagia. Слева направо: 1). Результаты теста Лаури. Значения  $J_{rs}$  по осям X (поле 1.2 Тл, синий цвет), Y (0.2 Тл, зеленый цвет) и Z (0.1 Тл, красный цвет). 2). Коэрцитивные спектры с разложением на компоненты. 3). Кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры, полученные при первом (черная кривая) и повторном нагреве (красная кривая) одного образца.



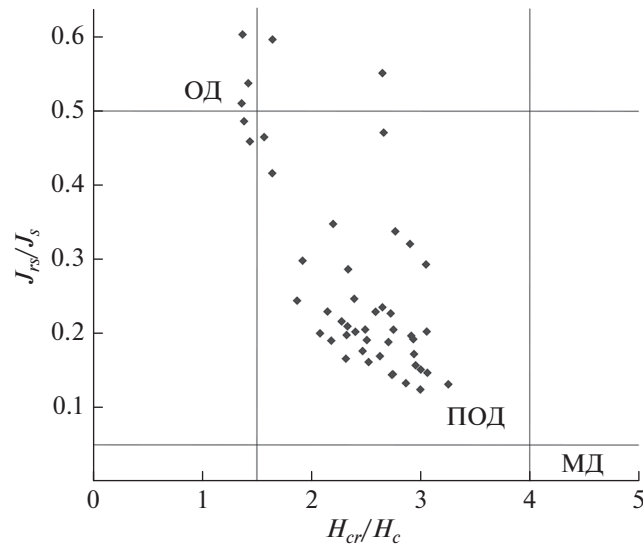


Рис. 4. Диаграмма Дзя.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

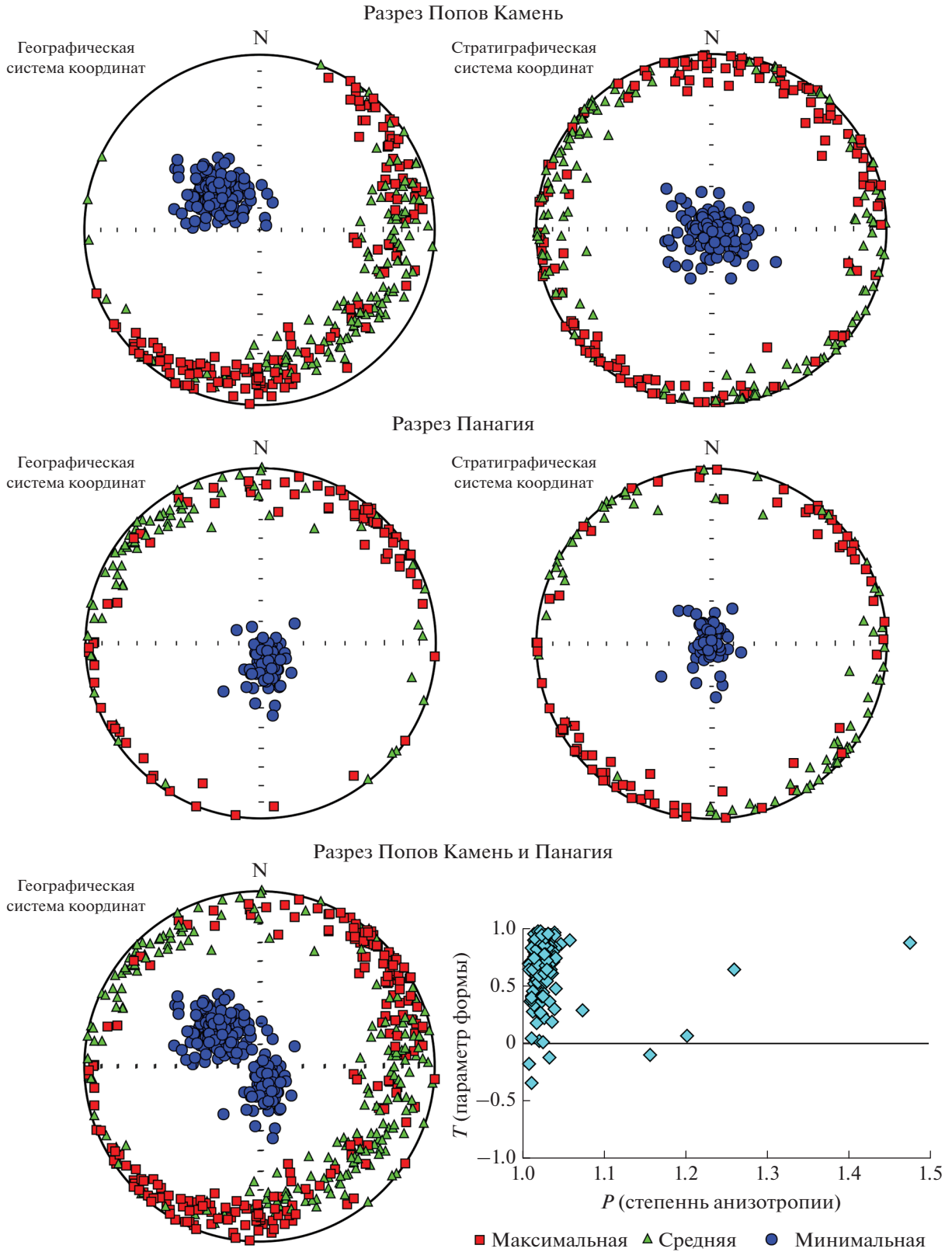
На двух образцах с одного стратиграфического уровня проводилось ступенчатое размагничивание переменным полем от 0 до 60 мТл с шагом от 2.5 до 10 мТл, а также один-два образца подвергались ступенчатому терморазмагничиванию с шагом 15–30 до 215–300°C (для 10% образцов терморазмагничивание проводилось вплоть до 500°C).

По результатам анализа диаграмм Зийдверельда выявлен трехкомпонентный состав намагниченности. Компонента *A* выделяется в интервалах температур 20–175°C и полей 0–10 мТл. Направления компоненты *A* с низкой кучностью концентрируются преимущественно в первой и четвертой четверти на стереограмме (рис. 8и). Вероятно, компонента *A* связана с вязким намагничиванием в современном магнитном поле в районе работ ( $D = 7.4^\circ$ ,  $I = 63.5^\circ$ ) и в поле лаборатории. При этом, по величине компонента *A* может достигать 50% от  $J_n$ , измеренной при комнатной температуре.

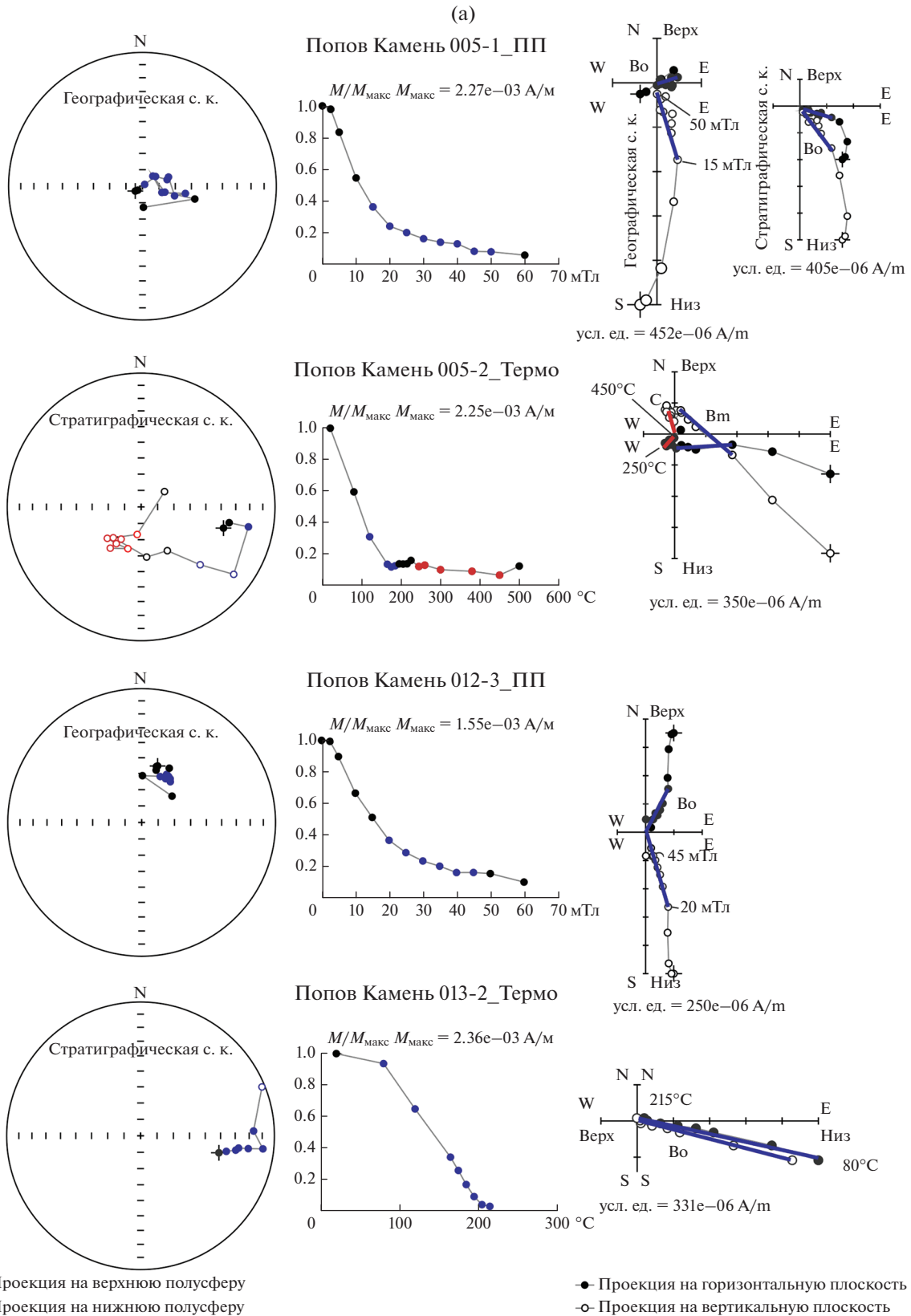
Компонента *B* выделяется при 2.5–50 мТл и (20–205)–(80–300)°C (диапазон температур (80–205)–(350–500)°C в 10% случаев), направления компоненты характеризуется северо-восточными склонениями и умеренными положительными наклонениями в географической системе координат (г. с. к) и северо–северо-восточными и восточными склонениями и умеренными положительными наклонениями в стратиграфической системе координат (с. с. к.). При этом, в ряде случаев компонента *B* направлена в ноль на диаграмме Зийдверельда (рис. 6, обр. № 005-1, 012-3, 013-2, 106-1, 107-2) и была названа  $B_0$ . На других образцах, компонента  $B_m$  со схожими с  $B_0$  направлени-

ями, не идет в ноль на диаграмме Зийдверельда и либо является промежуточной между компонентами *A* и *C* (рис. 6, обр. № 005-2, 241-2) либо выделяется при неполном размагничивании  $J_n$  (рис. 6, обр. № 241-4). Различие средних значений  $B_0$  и  $B_m$  на уровне штуфов, учитывая их  $\alpha 95$ , не является значимым (таблица, рис. 7а–7г, рис. 9). Поэтому эти компоненты будут рассматриваться совместно. Для разрезов Попов Камень и Панагия кучность направлений компоненты *B* выше в г. с. к (рис. 7д, 7е), тест складки [Enkin, 2003] на уровне штуфов отрицательный.

Если рассматривать лишь перекрывающийся интервал разрезов Попов Камень и Панагия (рис. 7ж, 7з) тест складки неопределенный на уровне штуфов и на уровне образцов, размагниченных переменным полем и отрицательный при рассмотрении лишь результатов терморазмагничивания (таблица). Неопределенность теста в данном случае связана с отрицательными значениями параметра *DC* (*direction-correction*), что не предусмотрено в данном тесте [Enkin, 2003], т.к. предполагает что максимальная кучность векторов достигается при отрицательном выпрямлении складки. Напомним, что параметр  $DC \approx 0\%$  указывает на отрицательный тест складки, а  $DC \approx 100\%$  на положительный тест складки. В нашем случае, по перекрывающимся интервалам разрезов, результаты теста составляет  $-29 \pm 13$  (на уровне штуфов) и  $-23 \pm 12$  (по результатам размагничивания переменным полем) и  $-22 \pm 23$  (по результатам терморазмагничивания). И хотя для результатов, полученных на уровне штуфов и на уровне образцов, размагниченных переменным полем неопределенный, значения параметра *DC* ближе к нулевым значениям, что говорит, что результат

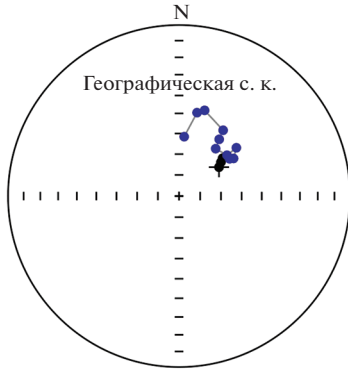


**Рис. 5.** Распределение главных осей анизотропии магнитной восприимчивости в географической и стратиграфической системах координат для разрезов Попов Камень и Панаягия, где  $K1$  (квадраты),  $K2$  (треугольники),  $K3$  (кружки) – направления максимальной, средней и минимальной оси эллипсоида магнитной восприимчивости. На прямоугольной вставке показана зависимость параметра формы эллипсоида магнитной восприимчивости ( $T$ ) от степени ( $P$ ) анизотропии магнитной восприимчивости.

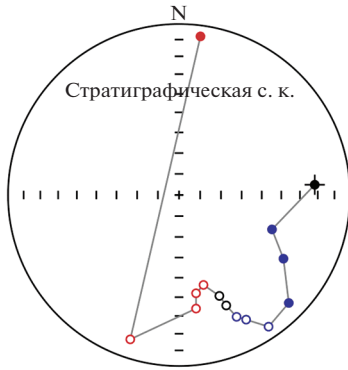
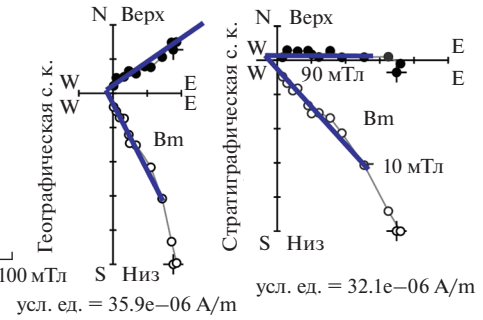
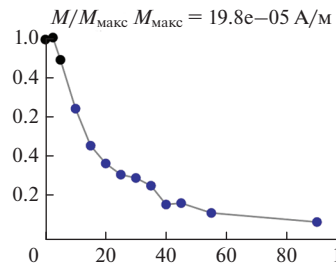


**Рис. 6.** Примеры ступенчатого терморазмагничивания и размагничивания переменным полем образцов из отложений разрезов Попов Камень и Панагия. Слева направо: стереограмма, кривая зависимости  $J_n$  от температуры (подпись Термо в заголовке) или поля (подпись ПП в заголовке) и диаграммы Зейдверльда в географической и стратиграфической системах координат. Для образцов № 005-1 (а) и 241-4 (б) приведены диаграммы Зейдверльда в обеих системах координат.

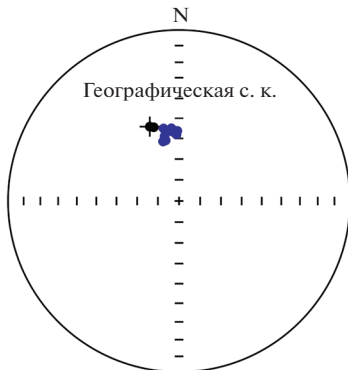
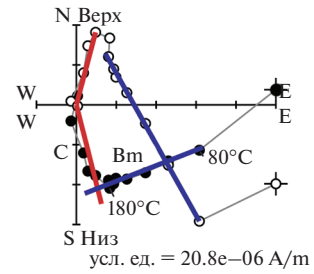
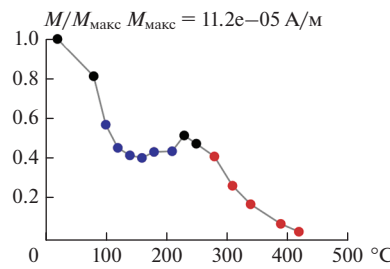
(б)



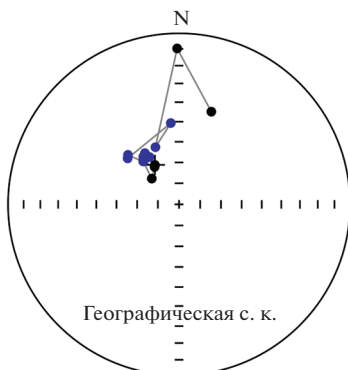
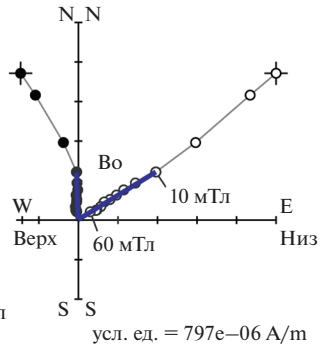
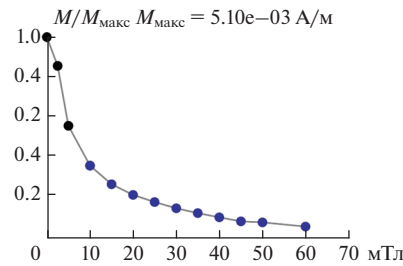
Попов Камень\_241-4\_ПП



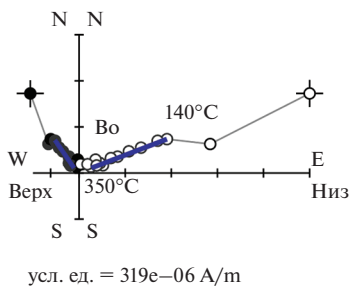
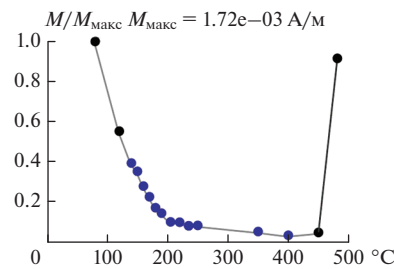
Попов Камень\_241-2\_Термо



Панагия\_106-1\_ПП



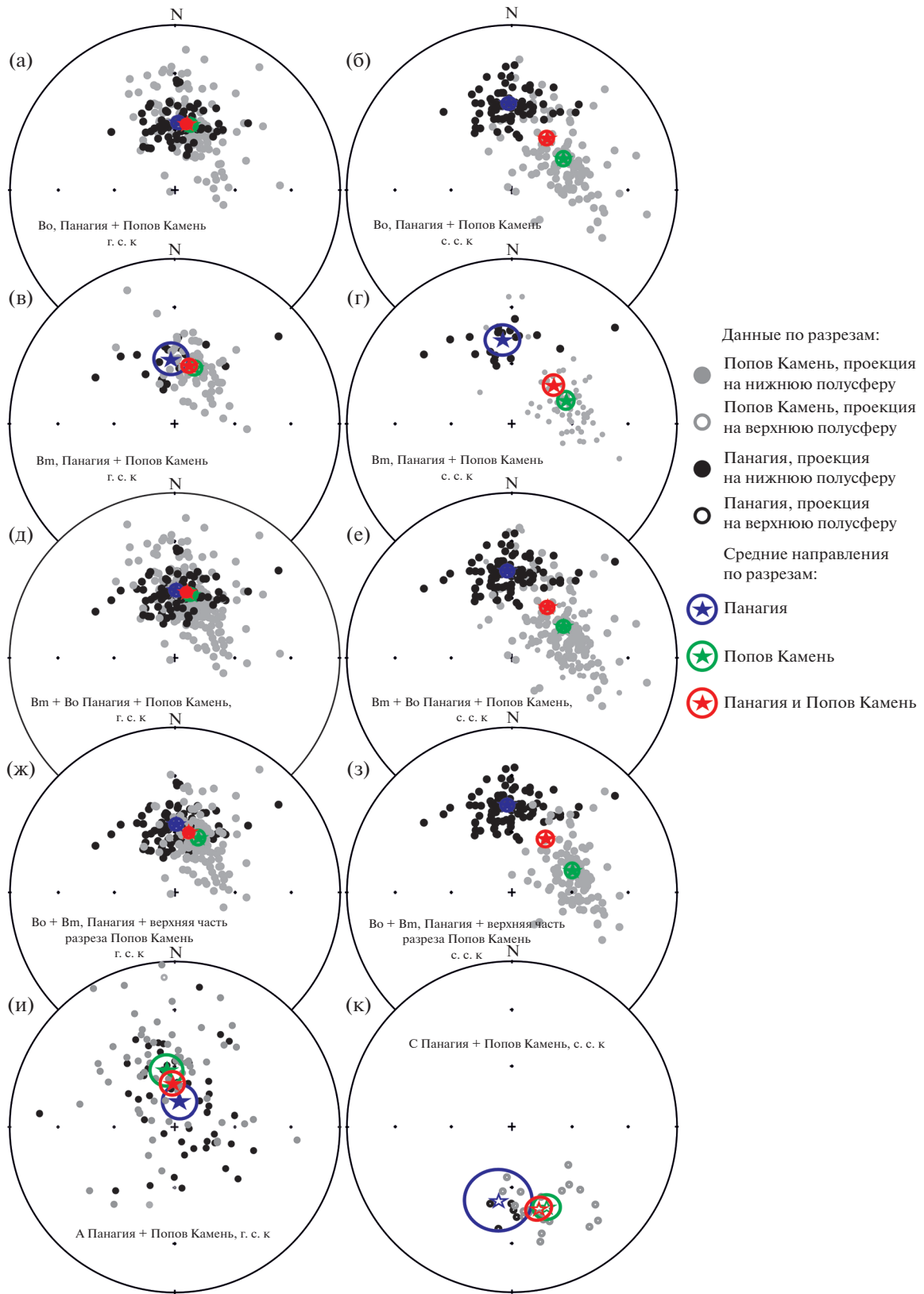
Панагия\_107-2\_Термо



- Проекция на верхнюю полушару
- Проекция на нижнюю полушару

- Проекция на горизонтальную плоскость
- Проекция на вертикальную плоскость

Рис. 6. Окончание.



**Рис. 7.** Распределение направлений компонент *A*, *B* и *C* для разрезов Попов Камень и Панагия в географической (слева) и стратиграфической (справа) системах координат (см. условные обозначения на рисунке).

теста складки, если бы в нем были предусмотрены отрицательные значения параметра  $DC$  – отрицательный, об этом свидетельствуют и схожие значения параметров  $DC$  по направлениям компоненты  $B$ , приведенным выше. В свою очередь, отрицательные значения параметра  $DC$  могут быть обусловлены ошибками выделения компонент  $B$  и/или недооценкой ошибки его определения. Поскольку параметр  $DC$  определяет максимальную кучность при выпрямлении складки в процентном соотношении, тест на синскладчатость дополнительно не нужен. Однако при большой ошибке определения параметра  $DC$ , результаты тестов могут быть некорректными (как, например, положительные результаты теста складки для компонент  $B$ , вычисленные по результатам исследования одного крыла складки, и вязкой компоненты  $A$ ). Согласно параметрам  $DC$ , указанным в таблице, для компонент  $B$  для разрезов Попов Камень и Панагия – намагниченность не синскладчатая. Более подробные результаты тестов складки изложены в таблице.

Компонента  $C$  была выделена по результатам размагничивания образцов с некоторых стратиграфических уровней в диапазонах полей 15–40 мТл и температур 185–205...380–500°C, для компоненты характерны преимущественно южные склонения и умеренные отрицательные наклонения в с. с. к. (рис. 7к, таблица). Наблюдается одновременное присутствие компонент  $B$  и  $C$  для образцов из одного штуфа, при этом компонента  $B$  ( $B_0$  или  $B_m$ ) выделяется по данным размагничивания переменным полем (рис. 6, образцы № 005-1\_ПП, 241-4\_ПП), а при терморазмагничивании выделяются совместно компоненты  $B_m$  и  $C$  (рис. 6, образцы № 005-2\_Термо, 241-2\_Термо).

Компонентный анализ  $J_n$  показывает, что палеомагнитная запись в разрезах Попов Камень и Панагия в целом довольно схожа. Исключение составляет самая верхняя часть обоих разрезов. Здесь в разрезе Попов Камень зафиксирована обратная полярность, а в разрезе Панагия она не выявлена (рис. 8). Наблюдаются также некоторые разногласия в мощности интервала обратной полярности на глубинах чуть ниже 30 м, так на разрезе Попов Камень эта зона более протяженная, нежели на разрезе Панагия (рис. 8, рис. 9).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Для разрезов Попов Камень и Панагия были получены палеомагнитные данные по 209 штуфам (464 образцам), всего было исследовано 227 штуфов (~600 образцов). Основной причиной отклонения результатов по образцам стало хаотичное поведение векторов  $J_n$  на диаграммах Зийдervельда, а также подмагничивание некоторых образцов по различным осям. Компонентный

анализ проводился по данным размагничивания температурой и переменным магнитным полем, а направления по стратиграфическому уровню рассчитывались на основе данных по 1–3 образцам. Результаты палеомагнитных исследований показывают, что большая часть изученных стратиграфических уровней разрезов Попов Камень и Панагия характеризуется прямой полярностью (таблица, рис. 7, рис. 8, рис. 9).

В изученных разрезах уверенно выделяется компонента  $B$  ( $N(n) = 209$  (464),  $D_g = 10^\circ$ ,  $I_g = 57^\circ$ ,  $K_g = 22$ ,  $\alpha 95_g = 2^\circ$ ), которая характеризуется умеренными положительными наклонениями и северо–северо-восточными и восточными склонениями в г. с. к. Большая часть  $J_n$  (рис. 6) разрушается в температурном интервале до 300°C. Это в совокупности с результатами магнитоминералогических исследований указывает на то, что основным носителем  $J_n$  в большинстве образцов, где выделяется компонента  $B$ , является низкоэритивный минерал с низкими температурами деблокирования – грейгит/моноклинный пирротин. В 10% образцов  $J_n$  предположительно связана с двумя магнитными минералами – магнитным сульфидом железа и магнетитом.

Анализ компонент  $B$  на уровне штуфов для перекрывающихся интервалов двух разрезов (около 51 м) показал, что в географической системе координат кучность компонент выше, чем в стратиграфической. Тест складки [Enkin, 2003] на уровне образцов отрицательный, поскольку параметр  $DC$  (*direction-correction*) близок к нулевым значениям, что подразумевает максимальную кучность направлений при не учете элементов залегания толщи (0% выпрямлении складки). Хотя программа [Enkin, 2003] и не предусматривает отрицательных значений  $DC$ , и результат теста считается по ней как неопределенный.

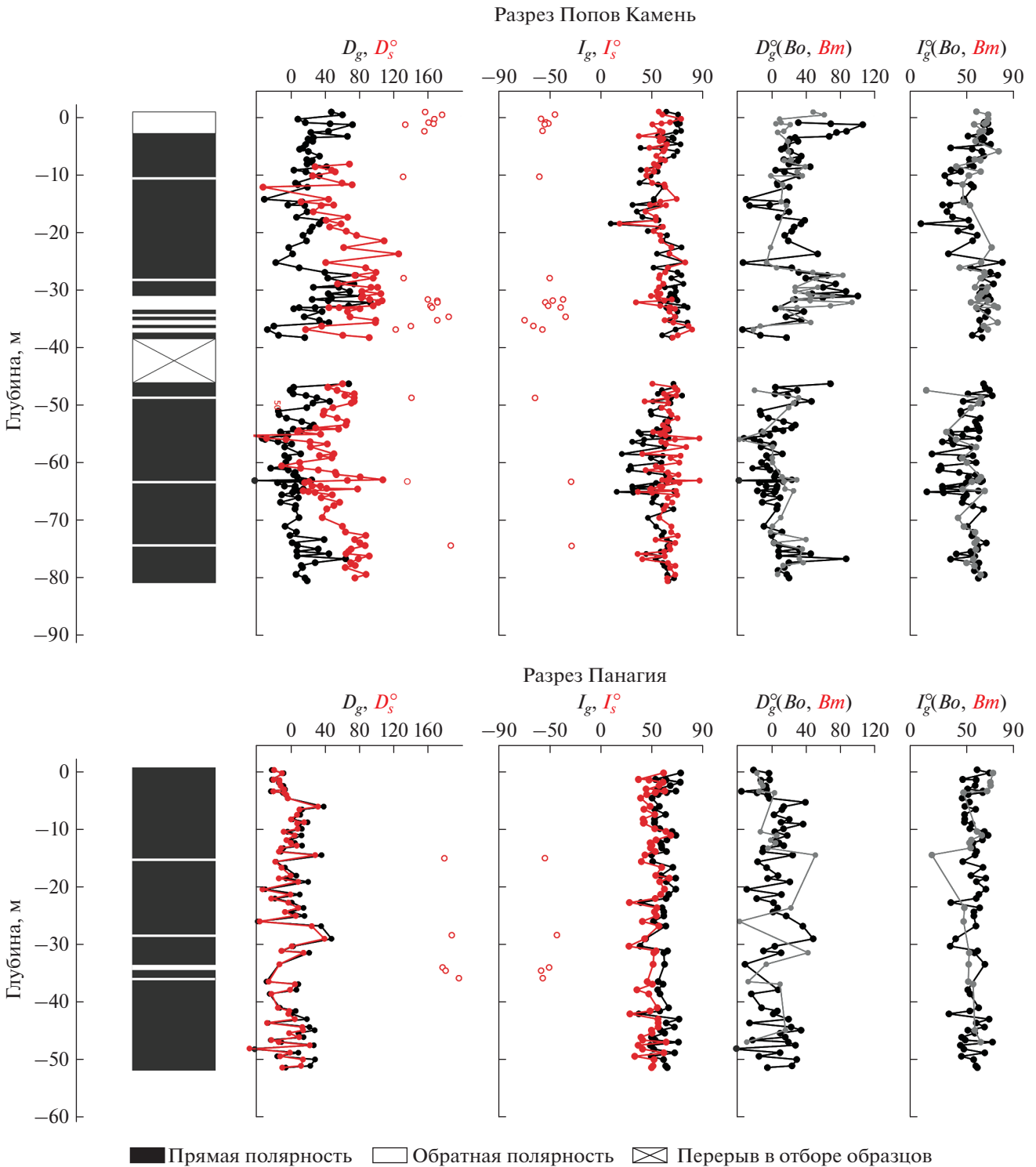
Сама картина распределения проекций векторов компонент  $B$  на стереограмме в г. с. к. и с. с. к. указывает на перемагничивание разрезов, поскольку в с. с. к. данные по двум разрезам явно разделяются на две группы, соответствующие двум разрезам, расположенных на двух крыльях одной складки. При этом картина не меняется при рассмотрении компонент  $B_0$  и  $B_m$  по отдельности (рис. 7а–7г, таблица). Распределение склонения и наклонения  $B_0$  и  $B_m$  и  $B_0 + B_m$  по разрезу не позволяет выделить участки разрезов с явно отличными значениями, поэтому можно предположить, что все интервалы разрезов прямой полярности были преимущественно перемагниченными (рис. 8).

Среднее направление компонент  $B$  в географической системе координат для двух разрезов (таблица) совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ ( $D = 7.4^\circ$ ,  $I = 63.5^\circ$ ) с учетом вековых вариаций, оцениваем

Палеомагнитные результаты по разрезам Попов Камень и Панагия

Компо-нента	<i>P</i>	<i>N</i>	<i>n</i>	<i>D<sub>g</sub></i>	<i>I<sub>g</sub></i>	<i>k<sub>g</sub></i>	$\alpha 95_g$	<i>D<sub>s</sub></i>	<i>I<sub>s</sub></i>	<i>k<sub>s</sub></i>	$\alpha 95_s$	Тест складки
Панагия (глубины –0.2 –51.2 м)												
<i>A</i>	<i>N</i>	47	86	11	77	7	8	357	68	8	8	$F \sim (263 \pm 163)$
<i>B<sub>0</sub></i>	<i>N</i>	64	122	3	56	34	3	358	46	34	3	$F \sim (29 \pm 75)$
<i>B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	20	23	357	57	17	8	354	48	18	8	$F \sim (134 \pm 255)$
<i>B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	67	145	1	56	34	3	357	46	34	3	$F \sim (50 \pm 70)$
<i>C</i>	<i>R</i>	5	7	187	–54	97	8	184	–47	114	7	$F \sim (115 \pm 275)$
Попов Камень (глубины –0.75– 81 м)												
<i>A</i>	<i>N</i>	65	111	351	62	6	8	44	72	7	8	$F \sim (83 \pm 37)$
<i>B<sub>0</sub></i>	<i>N</i>	123	231	14	57	16	3	60	60	16	3	$F \sim (47 \pm 45)$
<i>B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	65	88	20	61	25	4	69	61	25	4	$F \sim (80 \pm 87)$
<i>B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	142	319	14	57	20	3	59	60	16	3	$F \sim (80 \pm 57)$
<i>C</i>	<i>R</i>	21	34	151	–21	22	7	157	–46	24	7	$F \sim (136 \pm 150)$
Попов Камень (глубины –0.75–81 м) + Панагия (глубины –0.2 –51.2 м)												
<i>A</i>	<i>N</i>	112	197	356	69	6	6	22	72	7	6	$F \sim (64 \pm 26)$
<i>B<sub>0</sub></i>	<i>N</i>	187	353	10	57	19	2	34	59	10	3	$F \sim (-8 \pm 13)$
<i>B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	85	111	14	60	21	4	49	62	11	5	$F \sim (-22 \pm 18)$
<i>B<sub>h</sub></i>	<i>N</i>	–	23	7	51	11	10	20	50	8	12	$F \sim (-5 \pm 50)$
<i>B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	209	464	10	57	22	2	36	60	11	3	$F \sim (-10 \pm 11)$
<i>C</i>	<i>R</i>	26	41	155	–28	12	9	162	–47	23	6	$F \sim (125 \pm 35)$
Верхняя часть разреза Попов Камень (0.25–51.65 м)												
<i>A</i>	<i>N</i>	36	69	1	57	6	11	48	65	6	11	$F \sim (42 \pm 143)$
<i>B<sub>0</sub></i>	<i>N</i>	64	122	26	60	19	4	71	57	19	4	$F \sim (62 \pm 59)$
<i>B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	43	63	27	64	34	4	76	59	35	4	$F \sim (64 \pm 55)$
<i>B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	83	185	23	61	21	4	70	58	21	4	$F \sim (50 \pm 50)$
Верхняя часть разреза Попов Камень (–0.25–51.65 м) + Панагия(глубины –0.2–51.2 м)												
<i>A</i>	<i>N</i>	83	155	5	67	6	7	20	69	6	7	$F \sim (56 \pm 36)$
<i>B<sub>0</sub></i>	<i>N</i>	128	244	14	59	21	3	29	57	9	4	$F \sim (-28 \pm 14)$
<i>B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	63	86	17	63	22	4	47	62	9	6	$F \sim (-38 \pm 20)$
<i>B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub></i>	<i>N</i>	150	330	13	59	22	3	32	59	9	4	$F \sim (-29 \pm 13)$
<i>B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub>*</i>	<i>N</i>	–	101	11	58	15	4	35	59	9	5	$F \sim (-22 \sim 23)$
<i>B<sub>0</sub> + **</i>	<i>N</i>	–	239	14	60	20	2	34	58	9	3	$F \sim (-23 \sim 12)$

Примечания: *P* – полярность (*R* – обратная полярность, *N* – прямая полярность); *N*(*n*) – количество штучков (образцов); *D<sub>g</sub>*, *I<sub>g</sub>*, *K<sub>g</sub>*,  $\alpha 95_g$  – склонение, наклонение, кучность, радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; *D<sub>s</sub>*, *I<sub>s</sub>*, *K<sub>s</sub>*,  $\alpha 95_s$  – склонение, наклонение, кучность, радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления в стратиграфической системе координат; тест складки [Ekin, 2003] в скобках указаны значения параметра *DC* с ошибкой его определения (*F*+ – положительный, *F*~ – неопределенный, *F*– – отрицательный результат теста). Среднее направление компонент, вычисленных на уровне образцов: *B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub>\** – по данным терморазмагничивания, *B<sub>0</sub> + B<sub>m</sub>\*\** – по данным размагничивания переменным полем.

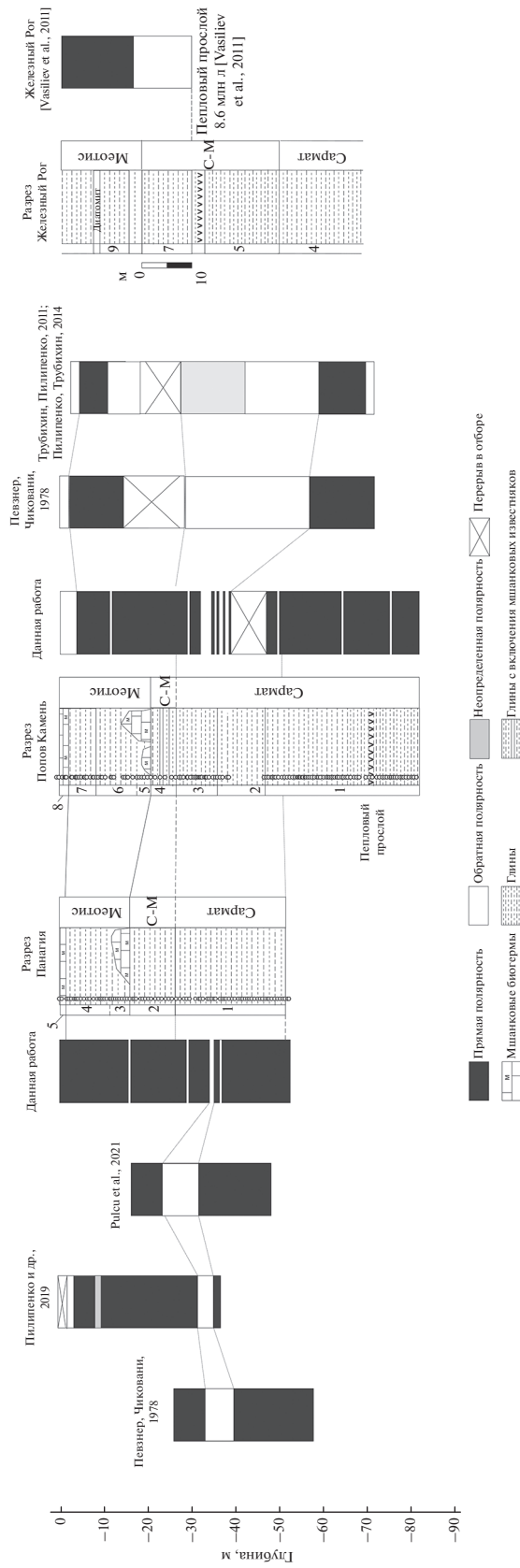


**Рис. 8.** Распределение склонений и наклонений для компонент  $B$  (залитые кружки) и  $C$  (полые кружки) в г. с. к. – черные символы и в с. с. к. – красные символы, а также  $B_m$  (серые символы),  $B_0$  (черные символы) в г. с. к. по разрезам и магнитостратиграфическая шкала для разрезов Попов Камень и Панаягия.

мых по модели IGRF [Association ..., 2003] в пределах  $5.5^\circ$  для склонения и  $2.5^\circ$  для наклонения, и радиусом круга доверия  $\alpha_{95} = 2^\circ$ . Сопоставление палеомагнитных полюсов, вычисленных для компонент  $B$ , поддерживают наш вывод о по-

слескладчатом возрасте этой компоненты. Палеомагнитный полюс для среднего направления компоненты  $B$  в г. с. к. составляет ( $Plong = 168^\circ$ ,  $Plat = 79^\circ$ ), что близко к кривой [Besse, Courtillot, 2002] (0 млн лет –  $Plong = 172^\circ$ ,  $Plat = 86^\circ$ ; 10 млн





**Рис. 9.** Геологические колонки и магнитостратиграфические данные для разрезов Попов Камень, Панатия и Железный Рог. Все разрезы скоррелированы между собой. Пепловый прослой в разрезе Попов Камень не является аналогом датированному пепловому прослою из статьи [Vasiliev et al., 2011]. Эти прослои отгличаются как по положению в разрезе, так и химическим составом [Rostovtseva, Rafenova, 2006].

лет –  $P_{\text{long}} = 163^\circ$ ,  $P_{\text{lat}} = 85^\circ$ ) в отличии от координат полюса, вычисленного по среднему направлению компоненты  $B$  в с.к.к. ( $P_{\text{long}} = 123^\circ$ ,  $P_{\text{lat}} = 64^\circ$ ).

Компонента  $C$ , выделенная на нескольких стратиграфических уровнях разрезов Попов Камень и Панагия ( $N(n) = 26(41)$ ,  $D_s = 162^\circ$ ,  $I_s = -47^\circ$ ,  $K_s = 23$ ,  $\alpha 95_s = 6^\circ$ ), характеризуется отрицательными наклонениями и южными склонениями в с. с. к. Возраст компоненты оценивается как до складчатый на основе положительного теста складки. Однако палеомагнитный полюс, вычисленный по среднему направлению компоненты  $C$  в с. с. ( $P_{\text{long}} = 83^\circ$ ,  $P_{\text{lat}} = -68^\circ$ ), сильно отличается от предполагаемого [Besse, Courtillot, 2002]. Такие различия можно объяснить недостаточным количеством изученных стратиграфических уровней для получения полюса с учетом вековых вариаций геомагнитного поля, следовательно, и полюс не может считаться палеомагнитным.

Спектр температур деблокирования компоненты  $C$  уже, чем для компоненты  $B$ , и всегда выше температур  $185\text{--}205^\circ\text{C}$ , которые выступают в некоторых случаях как максимальные температуры деблокирования компоненты  $B$ . Поэтому мы предполагаем, что компонента  $C$  связана с минералом, имеющим более высокие температуры деблокирования, чем магнитные сульфиды железа, предположительно, с магнетитом.

Следует особо отметить интервалы верхней и средней части разреза Попов Камень, где на одних и тех же уровнях, согласно данным, полученным при размагничивании переменным полем, определена прямая полярность, а согласно данным терморазмагничивания – обратная (рис. 6, рис. 9). Так, мы предполагаем, что обратная полярность связана с магнетитом, поскольку температуры деблокирования компоненты выше таковых для магнитных сульфидов железа, которые можно оценить по результатам теста Лаури как ниже  $250\text{--}350^\circ\text{C}$ . А прямая полярность на тех же образцах связана с большим вкладом грейгита и/или моноклинного пирротина в  $J_n$ . Однако отрицательный тест складки по направлениям компоненты  $B$ , выделенной в высокотемпературном интервале (таблица, компонента  $B_n$ ), не подтверждает этот вывод. Таким образом магнетит, вероятно, может быть носителем как первичного, так и вторичного палеомагнитного сигнала, записанного уже после складкообразования. В ходе исследований мы пришли к предположению, что магнитные сульфиды железа, основные носители компоненты  $B$  (частично или полностью) также несут вторичную компоненту намагниченности. При этом связь между выделенными магнитоминералогическими типами и интервалами прямой и обратной полярности не прослеживается (рис. 2 и рис. 8). Отсутствие подобной корреляции раз-

резов по магнитоминералогическим типам можно объяснить различием условий осадконакопления, скоростей осадконакопления или постдиагенетическими преобразованиями магнитных минералов. Однако отложения накапливались в схожих обстановках с преимущественно одинаковыми скоростями, поэтому одним из наиболее вероятных сценариев развития подобной картины распределения магнитоминералогических типов по разрезам может служить постдиагенетическое преобразование магнитных минералов.

Таким образом, перекрывающиеся интервалы разрезов частично перемагничены, что не распространяется на интервалы, демонстрирующие обратную полярность, поскольку тест складки для компоненты  $C$ , по которой выделены интервалы обратной полярности, положительный.

При рассмотрении соответствия наших результатов с ранее полученными [Певзнер, Чиковани, 1978; Трубихин, Пилипенко, 2011; Пилипенко, Трубихин, 2014; Пилипенко и др., 2019; Palcu et al., 2021] отметим, что они согласуются между собой для разрезов Попов Камень и Панагия за исключением интервала обратной полярности ниже границы сармата-мэотиса в разрезе Попов Камень, фиксируемой в работе [Певзнер, Чиковани, 1978; Пилипенко, Трубихин, 2014]. Также интервалов неопределенной полярности, выделенных в работах [Трубихин, Пилипенко, 2011; Пилипенко, Трубихин, 2014; Пилипенко и др., 2019] по нашим данным не наблюдается. Все разногласия между результатами этой работы и данными других исследователей можно объяснить различием чувствительности используемой аппаратуры и, следовательно, качества измерений намагниченности [Певзнер, Чиковани, 1978; Трубихин, Пилипенко, 2011; Пилипенко, Трубихин, 2014], которые в случае изучения слабомагнитных пород может привести к неопределенности данных, и/или к некоторому несогласию в привязке образцов к разрезам [Певзнер, Чиковани, 1978; Трубихин, Пилипенко, 2011; Пилипенко, Трубихин, 2014; Palcu et al., 2021]. При этом наши данные не согласуются с данными по Железному Рогу [Vasiliev et al., 2011] (рис. 9), что дает дополнительный повод считать, что исследованные нами разрезы могут быть частично или полностью перемагничены.

В настоящее время большая роль в датировании разрезов миоцена принадлежит магнитостратиграфии, хотя первичность намагниченности в магнитостратиграфических исследованиях зачастую должным образом не обсуждается. При исследовании разрезов Попов Камень и Панагия палеомагнитные результаты свидетельствуют в пользу частичного перемагничивания отложений этих разрезов, что ставит под сомнение полно-

ценное применение методов магнитостратиграфии на данных объектах.

Наблюдаемое различие разрезов по магнитным свойствам и выделенным магнитоминералогическим типам в совокупности с послескладчатым возрастом компоненты *B* предполагают магнитоминералогические преобразования, повлекшие изменение соотношения магнитных сульфидов железа и магнетита, а скорее всего и самих магнитных минералов.

## ВЫВОДЫ

На основании результатов магнитоминералогических и палеомагнитных исследований образцов, отобранных из опорных разрезов мэотиса и сармата — Попов Камень и Панагия — можно сделать следующие выводы:

1. Результаты теста Лаури (см. рис. 3) позволяют предположить наличие в отложениях разрезов Попов Камень и Панагия двух низкокоэрцитивных магнитных минералов с различными температурами деблокирования: 200–350 и 580–600°C, вероятно, соответствующих магнитным сульфидам железа (грейгиту и/или моноклинному пирротину) и магнетиту (или подобному минералу) (см. рис. 3).

2. Выделены два магнитоминералогических типа образцов в соответствии с вкладом магнитных сульфидов железа и магнетита в  $J_{rs}$ . Однако оба магнитных минерала присутствуют в двух магнитоминералогических типах. Корреляции между магнитоминералогическими типами в двух разрезах не прослеживается (рис. 2). Не наблюдается закономерности между интервалами прямой и обратной полярности с выделенными магнитоминералогическими типами по результатам теста Лаури (рис. 2 и 8).

3. Результаты изучения коэрцитивных спектров отобранных образцов свидетельствуют о наличии нескольких магнитоминералогических фаз с различной коэрцитивной силой.

4. Выявлен трехкомпонентный состав намагниченности. Вязкая компонента *A* выделяется в интервале низких полей и температур, ее направление, в целом, согласуется с направлением современного магнитного поля в районе работ.

5. Компонента *B* выделяется как промежуточная компонента между *A* и *C*, так и как характеристическая компонента, идущая в начало координат на диаграммах Зийдервельда на подавляющем большинстве образцов, отобранных на разрезах Попов Камень и Панагия. Для компоненты *B* характерны умеренные положительные наклонения и северо–северо–восточные и восточные склонения в стратиграфической системе координат. Кучность направлений компоненты *B* выше в географической системе координат, чем в

стратиграфической, параметр *DC* близок к нулевым значениям при рассмотрении направлений на уровне штурфов и образцов, размагниченных как переменным полем, так и температурой. Согласно значениям параметра *DC* [Enkin, 2003] тест складки отрицательный, что указывает на то, что породы приобрели естественную остаточную намагниченность после складкообразования, вероятно, вследствие вторичных преобразований магнитных минералов.

6. Компонента *C* выделяется на некоторых уровнях разрезов Попов Камень и Панагия и имеет умеренные отрицательные наклонения и южные склонения в стратиграфической системе координат. Тест складки по направлениям компоненты *C* положительный, намагниченность до складчатая, а перемагничивание пород разрезов Попов Камень и Панагия носит интервальный характер и не затрагивает стратиграфические уровни, демонстрирующие обратную полярность.

В заключение отметим, что особая сложность палеомагнитных исследований таких разрезов состоит в близости направлений современного геомагнитного поля и предполагаемого древнего поля. Это, в совокупности, с северным азимутом падения толщ (как, например, на разрезе Панагия) и отборе только одного крыла складки приводит в большинстве случаев к невозможности оценить возраст естественной остаточной намагниченности, что ставит под сомнение и результаты таких исследований.

Палеомагнитные исследования разрезов Попов Камень и Панагия (эта работа) и Коп-Такыл [Pilipenko et al., 2021] впервые показали перемагничивание отложений миоцена Таманского п-ова и Крыма. Это поднимает важный вопрос о необходимости тщательного изучения магнитной минералогии и природы естественной остаточной намагниченности в магнитостратиграфических исследованиях при изучении разрезов миоцена Керченско-Таманского региона.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена на базе Центра коллективного использования исследовательского оборудования ИФЗ РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” и ГИН РАН при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-77-10075.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность руководителю проекта А.И. Рыбкиной за организацию полевых работ и всестороннюю поддержку научных исследований. Д.М. Кузиной и В.В. Антоненко за помощь в проведении измерений на коэрцитивном спектрометре в лаборатории Палеомагнетизма Казанского федерального университета.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Измайлов Я.А., Фролов П.Д., Титов В.В., Латышев А.В., Тесаков А.С., Трифонов В.Г. Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании на Таманском полуострове, Краснодарский край. Материалы I Тектонического совещания “Проблемы тектоники континентов и океанов”. М.: ГЕОС. 2019. Т. 1. С. 131–135.
- Гайдаленок О.В. Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. 2020.
- Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Попков В.И., Терехов А.А. Геологическое строение Керченско-Таманского шельфа (по данным сейсморазведки МОГТ). Ставрополь: СевКавГТУ. 2002. 75 с.
- Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. Тр. ПИН АН СССР. М.: Наука. 1986. Т. 220. 208 с.
- Певзнер М.А., Чиковани В.А. Палеомагнитные исследования верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых морских отложений Таманского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. 1978. № 8. С. 61–66.
- Пилипенко О.В., Трубихин В.М. Петромагнитные и – магнитостратиграфические исследования отложений верхнего сармата опорного разреза Попов Камень (Таманский п-ов) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 85–94.
- Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И., Филина Е.В. Магнитостратиграфические исследования отложений верхнего сармата-нижнего мэотиса разреза мыса Панагия (Таманский п-ов) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 2. Вып. 42. С. 67–76. doi: 10.31431 / 1816-5524-2019-1-41-1-11
- Ростовцева Ю.В. Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса. Дис. ... геол.-мин. наук. М. 2012. 371 с.
- Ростовцева Ю.В., Парфенова О.В. Средне-верхнемиоценовые вулканические пеплы Керченско-Таманского региона // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 494–505.
- Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И. Циклостратиграфия понтийских отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. Т. 69. № 4. С. 236–241 DOI: 10.3103 / S0145875214040103
- Рыбкина А.И., Ростовцева Ю.В. Астрономическая цикличность верхнемэотических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. Т. 69. С. 341–346. DOI: 10.3103 / S0145875214050081
- Сливинская Г.В. Результаты палеомагнитных исследований верхнемиоценовых отложений мыса Панагия (Таманский полуостров) // Геофизический журн. 2009. Т. 31. № 6. С. 124–131.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ. 2019. 96 с.
- Трубихин В.М., Пилипенко О.В. Петромагнетизм и палеомагнетизм мэотических отложений опорного разреза Попов Камень (Таманский п-ов) // Физика Земли. 2011. № 3. С. 83–95.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя паратетиса. М.: Наука. 1992. 96 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 590 с.
- Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA), Division V. Working Group 8. The 9th-Generation International Geomagnetic Reference Field International // Geophys. J. Int. 2003. V. 155(3). P. 1051–1056. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2003.02102.x>
- Chadima M., Hroudka F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. XXVII. P. 20–21.
- Chadima M., Jelinek V. Anisoft 42: www.AGICO.com. 2009
- Jasonov P.G., Nurgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. V. 49. P. 224–226.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Int. 1977. V. 13. P. 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geol. Survey Canada. Sidney. 1994. 16 p.
- Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212(1–2). P. 151–161.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. The Geologic Time scale 2012. Elsevier. 2012. 1176 p.
- Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // Astronomy & Astrophysics. 2004. V. 428. P. 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophysical Research Letters. 1990. V. 17. № 2. P. 159–162.
- Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // Computers & Geosciences. 2016. V. 95. P. 140–145. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>
- Opdyke M.D., Channell J.E.T. Magnetic stratigraphy. Academic press. 1996. 341 p.
- Palcu D.V., Patina I.S., Şandric I. et al. Late Miocene megakale regressions in Eurasia. // Sci. Rep. 2021. 11. 11471. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-91001-z>
- Palcu D.V., Vasiliev I., Stoica M., Krijgsman W. The end of the Great Khersonian Drying of Eurasia: Magnetostratigraphic dating of the Maeotian transgression in the Eastern Paratethys // Basin Research. 2018. V. 31. P. 33–58. <https://doi.org/10.1111/bre.12307>
- Pilipenko O.V., Salnaya N.V., Rostovtseva Yu.V., Novruzov Z. Rock-magnetic studies of the Tarkhanian sediments in Kop-Takyl section (the Kerch peninsula) // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. V. 21. ES2005. <https://doi.org/10.2205/2021ES000765>
- Popov S.V., Rostovtseva Y.V., Fillippova N.Y. et al. Paleontology and stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Tarmen Peninsula: Part 1. Description of key sections and benthic fossil groups // Paleontol. J. 2016. V. 50. P. 1039–1206. <https://doi.org/10.1134/S0031030116100014>

- Rostovtseva Y.V., Parfenova O.V.* Middle-upper Miocene volcanic ashes of the Kerch-Taman region // *Lithology and Mineral Resources*. 2006. V. 41(5). P. 440–449. <https://doi.org/10.1134/s0024490206050051>
- Radionova E.P., Golovina L.A., Filippova N.Yu., Trubikhin V.M., Popov S.V., Goncharova I.A., Vernigorova Yu.V., Pynchuk T.N.* Middle-Upper Miocene stratigraphy of the Taman Peninsula, Eastern Paratethys // *Central European Journal of Geosciences*. 2012. V. 4(1). P. 188–204.
- Raffi I., Wade B.S., Pälke H., Beu A.G., Coope, R., Crundwell M.P., Krijgsman W., Moore T., Raine I., Sardella R., Vernyhorova Y.V.* Chapter 29 – The Neogene Period / Felix M. Gradstein, James G. Ogg, Mark D. Schmitz, Gabi M. Ogg (eds.). *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier. 2020. P. 1141–1215. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00029-2>
- Rostovtseva Yu.V., Radionova E.P., Popov S.V.* Detailed correlation of the Taman sections // *Paleontological Journal*. 2016. V. 50(10). P. 1160–1163.
- Rostovtseva Yu.V., Rybkina A.I.* The Messinian event in the Paratethys: Astronomical tuning of the Black Sea Pontian // *Marine and Petroleum Geology*. 2017. V. 80. P. 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.12.005>
- Rostovtseva Yu.V., Rybkina A.I., Filina E.V.* The Sarmatian-Maeotian transition in Eastern Paratethys. PRIDE-RCMNS conference 2018 Ecosystem isolation and connection: rise and demise of biota in the Pontocaspian-Caucasian region Abstracts. Tbilisi, Georgian National Museum 26–29 August, место издания Georgian National Museum Tbilisi. 2018. С. 29.
- Rostovtseva Yu.V.* Lower Meotian Facies of the Taman Trough/Lithology and Mineral Resources. 2009. Т. 44. № 5. P. 451–464.
- Rybkina A.I., Kern A.K., Rostovtseva Y.V.* New evidence of the age of the lower Maeotian substage of the Eastern Paratethys 511 based on astronomical cycles // *Sedimentary Geology*. 2015. V. 330. P. 122–131. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.10.003>
- Vasiliev I., Iosifidi A.G., Khramov A.N. et al.* Magneto-stratigraphy and radio-isotope dating of upper Miocene-lower Pliocene sedimentary successions of the Black Sea Basin (Taman Peninsula, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 310(3). P. 163–175. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.06.022>
- Zijderveld J.D.A.* Demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in Palaeomagnetism* / Collinson D.W. (ed.). Amsterdam: Elsevier. 1967. P. 254–286.

## Palaeomagnetism of the Sarmatian-Maeotian of the Eastern Paratethys: Remagnetization or Not?

N. V. Salnaia<sup>a, b, \*</sup>, Yu. V. Rostovtseva<sup>b, c</sup>, O. V. Pilipenko<sup>b, d</sup>, and A. S. Kudashin<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Department of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>d</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

\*e-mail: [natasavi@inbox.ru](mailto:natasavi@inbox.ru)

We present the rock-magnetic and palaeomagnetic results of the Sarmatian-Maeotian (Upper Miocene) sediments of the key sections of Cape Popov Kamen and Cape Panagia from Taman Peninsula (Eastern Paratethys) and forming the flanks of a single synclinal fold. A three-component composition of magnetization has been detected. The first is the viscous component *A*, the second is the component *B*, which is intermediate between the components *A* and the third component *C*, which tends to zero in the Zijderveld diagram. The directions of component *B* are characterized by northern–northeastern–eastern declinations and positive inclinations in the stratigraphic coordinate system; the fold test for the Popov Kamen and Panagia results is negative, and the magnetization is post-folding. The directions of component *C* have negative inclinations and southern declinations in the stratigraphic coordinate system. Paleomagnetic results for two sections showed the test fold positive, magnetization preliminary and the magnetization is pre-folding. Components *B* and *C*, on the basis of which the polarity of the magnetozones is determined, are of different ages, and the palaeomagnetic record of component *B* is the result of complete or partial remagnetization, which makes it impossible to use magnetostratigraphy for section dating. Our work affects an important question about the reliability of palaeomagnetic data on the Miocene deposits of the Kerch-Taman region (Eastern Paratethys).

**Keywords:** natural remanent magnetization, magnetostratigraphy, remagnetization, Upper Miocene, Eastern Paratethys