ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2024.1.2

УДК 550.8

Особенности сульфидной минерализации гидротермальной системы мыса Фиолент (юго-западный Крым)

Н.В. Лубнина[1], О.В. Крылов[1,2], А.Ю. Бычков[2], И.Н. Модин[2], А.Д. Скобелев[2], Е.В. Козлова[3], В.Л. Косоруков[2], М.В. Коснырева[2], Н.И. Косевич[1,2], А.Ю. Паленов[2]*

[1]*Севастопольский государственный университет, Севастополь, Россия*

[2]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

[3]*Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия*

Обобщены результаты геофизических исследований, петро- и палеомагнитного и структурно-геоморфологического анализов, позволивших выявить некоторые особенности рудообразования в гидротермальной системе мыса Фиолент (юго-западный Крым) в условиях островной дуги. Установлено, что основные преобразования пород среднеюрского магматического комплекса мыса Фиолент произошли под влиянием гидротермальных флюидов при внедрении интрузивов кислого состава в интервале 168–140 млн лет. Зоны содержат сульфидную минерализацию, основными составляющими которой являются пирит, сфалерит, пирротин, галенит, халькопирит и мышьяковистый пирит. В центральных частях зоны гидротермальных изменений массивные сульфиды сильно выветрены и содержат много вторичных сульфатов. В краевых частях в гипергенном лимоните в зоне окисления преобладает желто-коричневый гётит, в центре – желтый ярозит, что обусловлено, скорее всего, бóльшим количеством пирита в центре штокверка, при окислении которого выделялось больше серной кислоты. Нахождение в разрезе самородной серы свидетельствует о смешении гидротермального раствора с морской водой. Комплексные петро- и палеомагнитные и магнитометрические исследования позволили установить, что контактовые изменения и преобразование контрастной базальт-риолитовой формации происходили по разломам ССЗ-простирания.

Ключевые слова: гидротермальная система, сульфидная минерализация, петро- и палеомагнетизм, электротомография, магнитометрия, разломные зоны, островная дуга

Для цитирования: Лубнина Н.В., Крылов О.В., Бычков А.Ю., Модин И.Н., Скобелев А.Д. , Козлова Е.В. , Косоруков В.Л., Коснырева М.В., Косевич Н.И., Паленов А.Ю. (2024). Особенности сульфидной минерализации гидротермальной системы мыса Фиолент (юго-западный Крым). *Георесурсы,* 26(1), с. 20–37. https://doi.org/10.18599/grs.2024.1.2

Введение

В последнее время исследования подводных гидротерм становятся востребованными как с практической, так и с научной точки зрения. Особое внимание уделяется изучению гидротермальных систем островных дуг, поскольку образование большинства древних колчеданных объектов связано именно с островодужным режимом (de Ronde et al., 2011; Fouquet et al., 2018; Keith et al., 2021; Stoffers et al., 2006). Показано, что гидротермальная деятельность широко распространена на активных подводных вулканах островных дуг и, как правило, приурочена к прибортовым частям кальдер подводных вулканов (Stix et al., 2003). Рудообразование происходит за счет резкого падения температуры при смешении гидротермального раствора с холодной придонной водой, при этом решающим фактором рудообразования является состав субстрата коры, а также участие магматических флюидов в питании гидротермальных систем (Grichuk, 2012).

Происхождение глубоководного бассейна Черного моря связывается с формированием задугового бассейна с корой океанического типа в тылу меловой вулканической дуги Понтид (Афанасенков и др., 2007; Okay et al., 1994; Nikishin et al., 2015 и др.).

Предложенная В.В. Юдиным новая геодинамическая модель Крыма (Юдин, 2011) предполагает существование юрско-нижнемеловой Предгорной коллизионной сутуры с меланжем, сложенным динамометаморфическими образованиями и фрагментами океанической коры древнего океана Мезотетис. Прослеженные в основании Главной гряды Подгорный и Южнобережный меланжи, являются активными структурами неоген-четвертичного возраста (Юдин, 2011).

В Крыму выделяется две основные тектонические области: (1) Скифская платформа с палеозойским фундаментом в Степном Крыму; (2) Южно-Крымский ороген (Горно-Крымский ороген) на юге Крыма и связанные с ним краевые молассовые бассейны Керченско-Таманской области.

В юго-западной части Крымского полуострова в пределах Гераклейского плато на мысе Фиолент сульфидная минерализация впервые упоминается в работах С.П. Попова (1913) и П.А. Двойченко (1914). Сульфидная минерализация в Крыму рассмотрена в работе (Борисенко и др., 1981).

* Ответственный автор: Наталия Валерьевна Лубнина
e-mail: natalia.lubnina@gmail.com

© 2024 Коллектив авторов
Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Наиболее детально Гераклейское рудопроявление было изучено при Государственном геологическом картировании (Пивоваров и др., 1984). Обобщение по золотосеребряной и сульфидной минерализации в породах Гераклейского плато представлено в работе Е.Ф. Шнюкова с соавторами (Шнюков и др., 2008), показавшими, что эти рудопроявления представляют собой средне- и низкотемпературные гидротермальные образования.

Однако вопросы времени и места заложения гидротермальной системы, ее конфигурации и связи с рудопроявлением, до сих пор остаются дискуссионными.

Для выявления пространственно-временных закономерностей проявления гидротермальной системы в 2017–2021 гг. на мысе Фиолент проведено комплексное геолого-геофизическое изучение особенностей сульфидной минерализации гидротермальной системы мыса Фиолент, включавшее материалы электротомографических (1 профиль), магнитометрических (3 профиля), гравиметрических (1 профиль), гидромагнитных (1 профиль) исследований, петро- и палеомагнитные данные по 70 образцам, а также результаты рентгенофазового (13 проб) и микрозондового (1 образец) анализов.

Геологическое строение района работ

Гераклейское плато представляет собой обособленный вулканотектонический блок в шовной зоне сочленения Скифской плиты и Горного Крыма (Геология СССР…, 1969). С юго-востока он ограничен Георгиевской зоной разломов (эшелонированных тектонических нарушений), активной в позднеальпийский этап, а с северо-востока – раннекиммерийской Чернореченской зоной разломов глубинного заложения (рис. 1). Этот район относится к зоне сочленения трех структур: Скифской плиты, Горного Крыма и Западно-Черноморской впадины и характеризуется континентальной базифицированной земной корой, которая утончается по направлению от суши к центру впадины (Борисенко и др., 1981; Шаталов, 1999; Шнюкова, 2005 и др.).

В его строении выделяются верхний и нижний структурные этажи (рис. 2).

Нижний структурный этаж сложен среднеюрскими вулканитами. В районе мыса Фиолент они описаны как офиолитовая ассоциация, включающая серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты, расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс, габбро и габбро-долериты, фрагменты комплекса параллельных даек, подушечные лавы, кремнистые черные слоистые образования и яшмы. Химический состав, в том числе распределение редких земель и широкий спектр других микроэлементов, подушечных лав и долеритов из офиолитов района мыса Фиолент, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга (Промыслова и др., 2014). Эти породы прорваны экструзивными куполами, штоками и дайками плагиориолитов.

Плагиориолиты представляют собой порфировидные породы светло-зеленовато-серого цвета. Порфировые выделения размером до 1,5–2,0 мм представлены таблитчатым кислым плагиоклазом и изометричными кристаллами кварца, погруженными в скрытокристаллическую кварц-плагиоклазовую основную массу (Промыслова и др., 2014). По петро-геохимическим характеристикам плагиориолиты относятся к низко- или умереннокалиевым кремнекислым породам известково-щелочной серии с пологим спектром распределения редкоземельных элементов и вполне отчетливой отрицательной Eu-аномалией (Кузнецов и др., 2022; Промыслова и др., 2014). Согласно данным U-Pb-датирования по цирконам (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), возраст плагиориолитов определяется как 168,3 ± 1,3 млн лет (Кузнецов и др., 2022).

В ранних интерпретациях В.В. Юдина в южной части Гераклейского плато выделялся Фиолентский вулкан, связанный с Фиолентским и Херсонесским глубинными разломами-сбросами (Юдин, 1995).

Деформация нижнего структурного этажа произошла до отложения нижнемелового и более молодого осадочного чехла, который слабо или почти совсем не деформирован.

Вдоль южного берега Гераклейского плато обнажается стратиграфический контакт между среднеюрскими вулканитами нижнего структурного этажа и известняками

Рис. 1. Тектоническая схема южной окраины Восточно-Европейской платформы по (Nikishin et al., 2015), максимально упрощена. Красной пунктирной линией на карте отмечена граница предгорной коллизионной структуры. На врезке – положение Гераклейского плато. Пунктирными линиями показаны Чернореченский и Георгиевский разломы

Рис. 2. Общий вид обнажений среднеюрских магматических пород (нижний структурный этаж) в районе мыса Фиолент и перекрывающей их толщи миоценовых отложений (верхний структурный этаж). Пунктирной линией отмечен стратиграфический контакт между верхним и нижним структурными этажами. На врезке А – схема геологического строения Гераклейского п-ва по (Геология СССР…, 1969) с добавлением из (Промыслова и др., 2019). Обозначения: 1 – современные отложения: пески, галечники, глины, суглинки; 2 – верхнемиоценовые отложения, сарматский региоярус: глины, известняки, песчаники; 3 – палеоценовые отложения: терригено-глинистая-карбонатная толща; 4 – меловые отложения: карбонатно-терригенные и туфогенно-глинистые толщи; 5 – верхнеюрские отложения: карбонатные и глинисто-терригенные толщи; 6 – среднеюрские (байосские) магматические комплексы мыса Фиолент; 7 – разломы глубокого заложения (II порядка), Георгиевский разлом; 8 – разломы II порядка, разделяющие Гераклейское плато на Западный, Центральный и Юго-Восточный сегменты; 9 – береговая линия

сарматского региояруса верхнего миоцена верхнего структурного этажа с четко выраженным базальным горизонтом (белая пунктирная линия на рис. 2).

Верхний структурный этаж сложен раннемеловыми – миоценовыми отложениями. Однако в пределах Гераклейского плато нижнемеловая толща выклинивается в юго-западном направлении часто с полным размывом верхнемеловых и палеогеновых пород (Геология СССР…, 1969), и только известняки и глины нижнего неогена (сарматского региояруса среднего миоцена), залегающие субгоризонтально и образующие плато, слагают верхний структурный этаж. Общая мощность миоценовых отложений достигает 30–40 м.

Большое значение в строении региона играют разрывные нарушения различного порядка, формирование которых в значительной степени предопределило его структурные особенности. По параметрам и роли в геологической истории разрывные нарушения подразделяются на глубинные разломы (I порядок), разломы глубокого заложения (II порядок) и локальные разрывы различной морфологии (III порядок) (Пивоваров и др., 1984 и библиография в ней). Разломы I порядка, преимущественно развитые, по данным гравиразведки, в каменноугольных пермских породах, имеют северо-северо-западное и восток-северо-восточное простирания и никак не выражены в среднеюрском и современном структурных планах (Пивоваров и др., 1984).

Разломы глубокого заложения II порядка представляют собой однотипные нарушения сбросового или сбрососдвигового типа северо-западного и северо-восточного простирания. Они отчетливо выделяются по данным магниторазведки в среднеюрской вулканогенной толще (Голубев и др., 1976), а в отложениях сарматского региояруса – на основании данных вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и вертикальной поляризации (ВП) (Литвинов, Голубев, 1983), создавая блоковое строение (Юдин, 1995). При этом смещение разломов в среднеюрском плане по отношению к сарматскому указывает иногда на направление падения сместителя (Пивоваров и др., 1984; Муровская, Щербаков, 2011).

Проведенные ранее структурно-геоморфологические исследования в пределах Гераклейского полуострова (рис. 3) позволили выделить Западный, Центральный и Юго-Восточный сегменты, отличающиеся густотой и направлением зон трещиноватости, разрывов III порядка, характером овражно-балочной сети, строением береговой зоны (Промыслова и др., 2019). Границами этих сегментов являются крупные протяженные разрывные нарушения северо-северо-восточного простирания II порядка (рис 3).

Для Западного сегмента характерна система трещин III порядка, преимущественно северо-западного простирания, которая разрабатывается овражно-балочной сетью. Большинство балок образует глубокие врезы с несколько выположенными бортами, в центральных частях балок проявлено грабенообразное строение (Krylov et al., 2023).

В Центральном сегменте широкое развитие имеет зона тектонических нарушений III порядка восток-северо-восточного простирания. На мысе Фиолент выделена наиболее крупная зона трещиноватости северо-восточного простирания, являющаяся границей двух сегментов – Центрального с рельефом, значительно расчлененным овражно-балочной сетью, и Юго-Восточного, где расчленение практически отсутствует. В Центральном сегменте многочисленные трещины деформируют долины оврагов и балок, изменяя их простирание (рис. 3).

В Юго-Восточном сегменте, где наблюдается значительное влияние Георгиевского разлома, преобладают трещины и разрывы III порядка, имеющие северо-восточное простирание 30–40° и 60–70° (Иванов и др., 2009). Трещины северо-западного простирания практически отсутствуют (рис. 3).

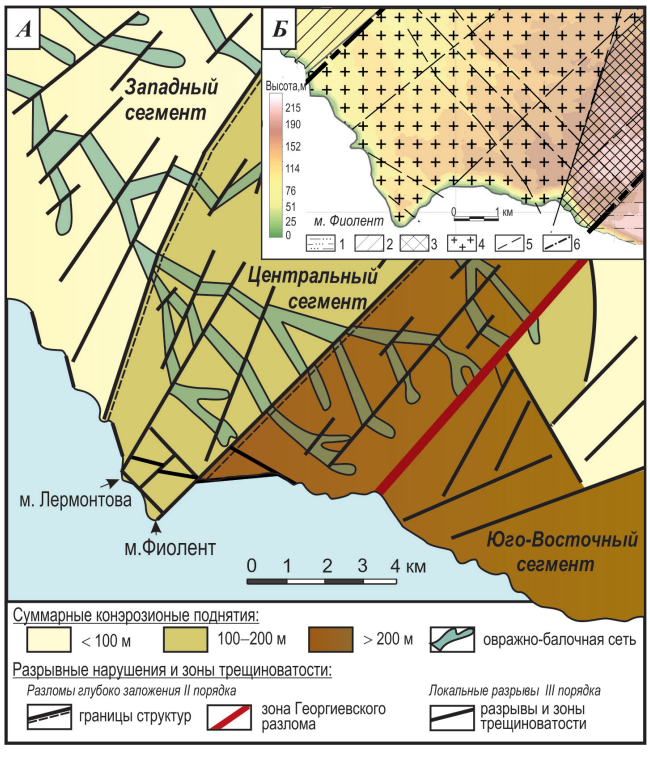

Рис. 3. Структурно-геоморфологическая карта мыса Фиолент и прилегающих территорий (44°30’3,05” С и 33°29’34,76” В) по (Лубнина и др., 2022) с изменениями (А); на врезке Б – схема основных тектонических нарушений и геодинамических обстановок юго-западного Крыма на карте рельефа по (Иванов и др., 2009) с дополнениями. Обозначения: 1 – Балаклавские макроблоки; 2 – относительно стабильные участки Гераклейского плато; 3 – зона Георгиевского разлома; 4 – участки Гераклейского плато в зоне влияния Георгиевского разлома, подверженные интенсивным дислокациям; 5 – основные тектонические нарушения; 6 – тектолинеаменты

Гидротермальная система мыса Фиолент (44°30’3,05» С 33°29’34,76” В)

В 1 км юго-восточнее Фиолентовского разлома II порядка в восточной кромке мыса Фиолент была изучена гидротермальная система, приуроченная к разрывному нарушению северо-восточного простирания, выделенного по данным ВЭЗ в среднеюрской вулканогенной толще (Пивоваров и др., 1984). По данным Л.С. Борисенко, в вулканогенной толще разрыв северо-восточного простирания выражен дроблением, гидротермальной проработкой и внедрением дайки фельзита (Борисенко и др., 1981).

Нами был изучен фрагмент гидротермальной системы в 400 м к северо-востоку от мыса Фиолент в береговых обрывах, где обнажаются две субвертикальные осветленные зоны метасоматически измененных пород, содержащие пиритовый штокверк (Krylov et al., 2023). Метасоматические изменения развиваются как по разломам в среднеюрских подушечных базальтах, так и на контакте с плагиориолитами.

Контактовые зоны плагиориолитовых интрузий и вмещающих подушечных базальтов превращены в светлые фарфоровидные породы с реликтами изометричных зерен высокотемпературного кварца. Цвет метасоматитов обусловлен разной интенсивностью окварцевания и разным количеством и составом лимонита, развивающимся по пириту. Зона метасоматических изменений имеет ярко выраженное зональное строение.

Для определения состава измененных пород в различных частях этой зоны проведен *рентгенофазовый анализ* на рентгеновском дифрактометре MiniFlex 600 (Rigaku, Япония) на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Для исследования навеску пробы (3,0 г) истирали до состояния тонкой пудры (около 0,01 мм). Полученным порошком заполняли кювету диаметром 20 мм и толщиной 2 мм и производили съемку на дифрактометре с рентгеновской трубкой с Cu-антикатодом при рабочем токе 15 мА и рабочем напряжении 40 кВ. Полученную дифрактограмму обрабатывали с помощью программы MATCH, определяли минеральные фазы, содержащиеся в пробе и их процентное содержание в образце. Результаты рентгенофазового анализа приведены в табл. 1 и на рис. 4.

Микрозондовые исследования минералогии сульфидных прожилков выполнены на электронном микроскопе JSM-6480LV (Jeol, Япония) в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Локальный количественный анализ химического состава минералов проводили с помощью приставки для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания) (аналитик В.О. Япаскурт).

Исследования показали присутствие ассоциации, характерной для колчеданных месторождений: пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит (рис. 5). Для пирита выделяются две генерации. Первая – это ранняя генерация, представленная хорошо образованными кубическими кристаллами с составом, близким к теоретическому, практически без примесей. С ней ассоциируют единичные зерна пирротина. Вторая генерация представлена колломорфными зональными выделениями. Пирит второй генерации содержит мышьяк до 5,6 мас. %, серебро до 1 мас. %, медь до 0,4 мас. % и сурьму до 0,3 мас. % Отложение пирита второй генерации происходило после образования сфалерита и халькопирита. Галенит в образце встречен в виде единичного зерна. Сфалерит содержит 2,2–2,6 мас. % железа и 0,3–0,4 мас. % кадмия.

Последовательность отложения минералов может быть представлена тремя стадиями. На первой образовалась ассоциация пирита и пирротина, на второй происходило отложение основных рудных минералов: сфалерита и халькопирита (возможно, также галенита), на третьей стадии формировался мышьяковистый пирит, который зачастую нарастает на пирит первой генерации и минералы второй стадии.

По ассоциации минералов фрагмент рудной гидротермальной системы отвечает колчеданному типу, который характерен для контрастной базальт-риолитовой формации.

В гипергенном лимоните в зоне окисления «пиритового штокверка» преобладает желто-коричневый гётит, в центре – желтый ярозит, что, возможно, обусловлено бóльшим содержанием пирита в центре системы, который при окислении выделял больше серной кислоты.

В центральных частях массивные сульфиды сильно выветрены, эти зоны содержат много вторичных сульфатов (рис. 4Б).

Содержание, %	Номер образца												
	центральная часть					краевые части						контакт	
	$К_{18}$	$К_1$	$К_{1р}$	$К_{26}$	$К_{26р}$	$К_3$	$К_{3а}$	$К_{24}$	$К_8$	$К_9$	$К_{11}$	$К_2$	$К_4$
Слюда	–	–	–	–	–	11	4	2	18	–	4	–	1
Кварц	25	–	–	35	–	13	19	44	38	10	30	17	8
Плагиоклаз	57	45	–	8	–	–	–	18	–	1	–	–	–
Кальцит	5	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сера	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Хлорит	–	4	–	1	–	–	–	4	–	1	–	–	–
Гипс	1	–	7	1	5	4	6	3	2	31	29	28	–
Ярозит	–	–	–	3	–	34	3	17	–	52	21	–	–
Сульфиды	7	11	–	1	–	36	68	11	42	5	16	55	91
Смектит	5	–	–	–	–	2	–	1	–	–	–	–	–
Микросоммит	–	25	–	38	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Базалюмит	–	10	–	13	3	–	–	–	–	–	–	–	–
Алуноген	–	–	87	–	92	–	–	–	–	–	–	–	–
Захерит	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Табл. 1. Результаты рентгенофазового анализа образцов из «пиритового штокверка» на мысе Фиолент. Валовые пробы

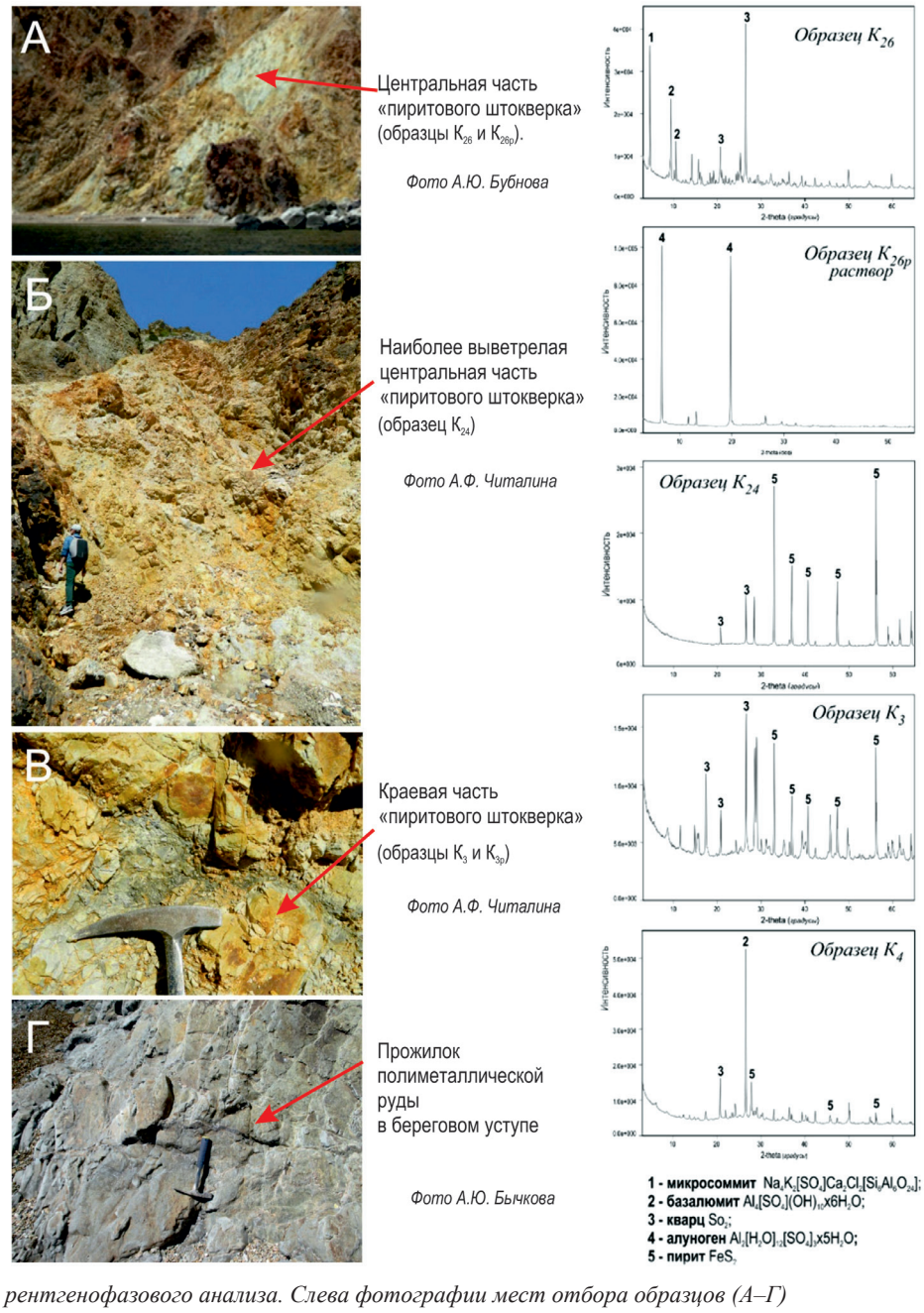

Рис. 4. Результаты рентгенофазового анализа. Слева фотографии мест отбора образцов (А–Г)

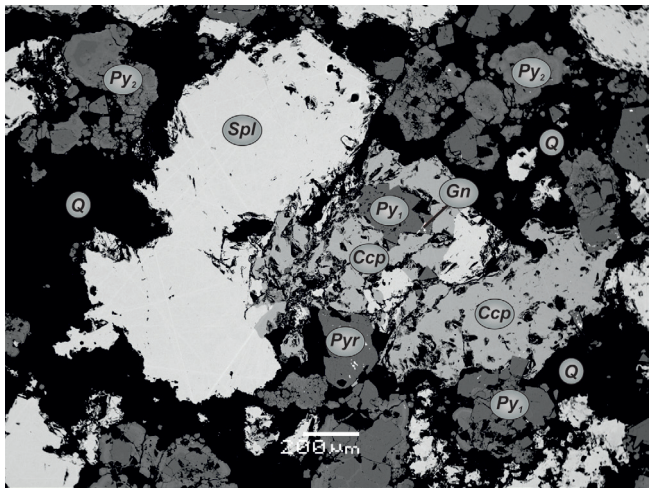

Рис. 5. Изображение в обратных электронах образца К18-24. Обозначения: Q – кварц, Spl – сфалерит, Py – пирит (Py_1 и Py_2 – первой и второй генерации соответственно), Pyr – пирротин, Ccp – халькопирит, Gn – галенит

В результате рентгенофазового анализа установлены такие вторичные минералы, как гипс, ярозит, микросоммит и базалюминит. Эти минералы характерны для зон выветривания колчеданных месторождений в условиях средиземноморского климата. Наличие вторичных сульфатов свидетельствует о том, что выходящие на поверхность сульфидные жилы испытывают активное современное выветривание.

Геофизические работы включали в себя петро- и палеомагнитные, магнитометрические, гравиметрические и электротомографические исследования (рис. 6). Для подтверждения природы выявленных магнитных и гравитационных аномалий выполнено двумерное магнитное и плотностное моделирование.

В ходе полевых работ проведены измерения магнитной восприимчивости (χ) с помощью полевого каппометра КТ-5 в береговых обрывах, позволившие типизировать разрез и выбрать объекты (сайты) для детального *петро- и палеомагнитного опробования*. Схема опробования и положение сайтов представлены на рис. 6.

При отборе коллекции образцов для петро- и палеомагнитных исследований их ориентировка в пространстве выполнялась с помощью магнитного и солнечного компасов. Для проведения лабораторных исследований из всех образцов выпиливали кубики с ребром 2 см.

Лабораторные петро- и палеомагнитные исследования выполнены в петромагнитной лаборатории кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова по стандартной методике (Храмов и др., 1982) и включали в себя магнитные чистки (переменным полем и ступенчатую температурную). Выделение разновозрастных компонент выполняли в программе Remasoft 3.0 (Agico, Чехия). Анализ на уровне образца включал в себя компонентный анализ (Kirschvink, 1980). Для оценки магнитной стабильности образца использовали отношение Кенигсбергера (фактор *Q*). Определение минералов-носителей намагниченности основных петрологических разностей магматических комплексов юго-западного Крыма проводили на основании термомагнитного анализа (термокаппаметрии).

Магнитометрические исследования на мысе Фиолент велись с использованием квантового магнитометра Geometrics G-858 (Geometrics, USA). Магнитометрические наблюдения велись по четырем профилям с азимутом 58° СВ (профили ММР1–ММР4 на рис. 6). Центральный профиль совпадал с профилем электротомографических (ЭТ) и гравиметрических работ (ГРР), расстояние между профилями составляло 50–60 м и определялось возможностями перемещения на местности без существенных помех.

Длина профилей бралась по 600–800 м, привязка точек наблюдений осуществлялась с помощью спутникового приемника-навигатора GPS. По данным измерения высоты GPS при всех перемещениях в ходе работ была построена карта рельефа (рис. 6).

Измерения магнитного поля по профилям работ производили каждые 15–20 см, что позволило отбраковывать аномалии, связанные с техногенным железным мусором и строениями. Для вычисления аномального магнитного поля вводили поправки за вариации и находили значение нормального магнитного поля. Вариации геомагнитного поля регистрировались на полевой магнитовариационной станции, расположенной непосредственно на участке работ. В качестве станции использовался протонный магнитометр ММПОС-1 (ООО «Протон СПб», Россия) с периодом регистрации 6 с.

Ввиду незначительных размеров участка исследований нормальное магнитное поле вычислялось по модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field, Alken et al., 2021) на дату проведения работ как константа для всех точек. Поскольку все измерения магнитного поля проводились только вдоль 4-х параллельных профилей, карты аномального магнитного поля не строились, данные анализировались в виде карт графиков и карт классифицированных точек.

Наземные магнитометрические исследования сопоставлялись с результатами предыдущих магнитометрических (Пивоваров и др., 1984) и гидромагнитных (Исаев и др., 2018) исследований в районе мыса Фиолент.

Проявившиеся аномалии магнитного поля по результатам наземных и морских работ были согласованы со структурно-геоморфологической и тектонической картами (Иванов и др., 2009; Лубнина и др., 2021; Krylov et al., 2023).

Гравиметрические исследования проводились с использованием высокоточного гравиметра CG-5 Autograv (SCINTREX, Канада). Тип датчика – плавленый кварц с электростатической компенсацией. Автоматическая коррекция – прилив, наклон прибора, температура, шумоподавление, сейсмический фильтр. Точность гравиметрической съемки составила 3 мкГал. Эти работы сопровождались плановой и высотной привязками пунктов наблюдения, осуществляемых при помощи тахеометра компании Sokkia. Точность определения высот на пунктах гравиметрической сети составила 1 см, плановых координат – 5 см.

Длина гравиметрического профиля составила 400 м, шаг по профилю 10 м (рис. 6). В качестве опорного пункта был выбран рядовой пикет с номером 97. Относительно данного пункта проводились измерения приращений силы тяжести на профиле. Для оценки точности

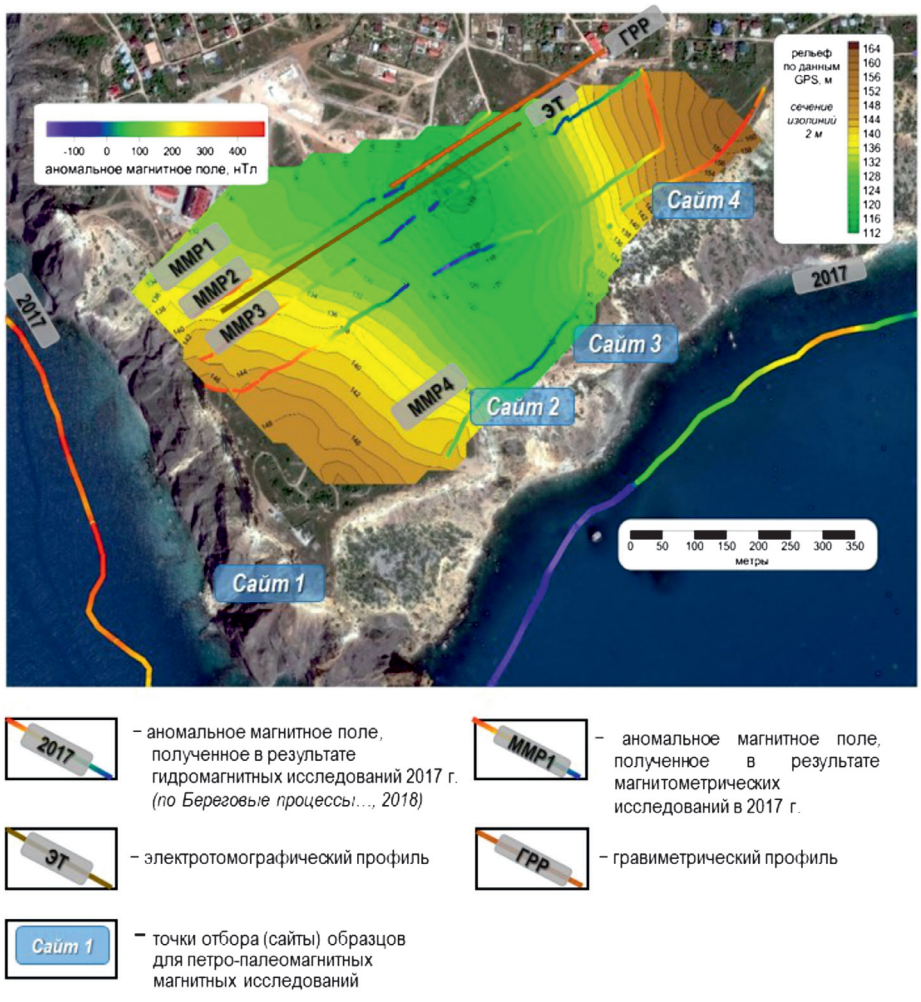

Рис. 6. Геофизические и петромагнитные исследования, проведенные в 2017–2021 гг. на мысе Фиолент

гравиметрической съемки были проведены контрольные наблюдения в 20% от общего количества рядовых пунктов. Обработка гравиметрических наблюдений заключалась в введение поправок за: (1) сползание нуль-пункта гравиметра; (2) учет лунно-солнечных вариаций гравитационного поля Земли; (3) нормальное значение силы тяжести по формуле Г. Гельмерта; (4) поправки за свободный воздух и притяжения промежуточного слоя. В результате обработки получен каталог значений силы тяжести на пунктах рядовой сети и рассчитана аномалия силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 г/см^3.

Электротомографические исследования были проведены по одному профилю длиной 735 м (ЭТ на рис. 6) на аппаратурном комплексе Омега-48 (ООО «Логис», Россия). Для повышения устойчивости процедуры инверсии использовались дипольная осевая и симметричная инверсная четырехэлектродная установки. Шаг между электродами составлял 5 м, максимальный разнос электродов – 87,5 м, что обеспечило глубинность исследования около 40 м. Длина одной раскладки кос составляла 235 м, а соседние по профилю раскладки осуществлялись с 50%-ным перекрытием, что позволяло получить непрерывный профиль с заданной глубинностью и оценить точность измерений на перекрытиях разных расстановок. Таким образом, было выполнено пять раскладок, которые соответствуют пяти положениям электротомографической станции на профиле наблюдения. Общее количество измерений на профиле – 3135.

Двумерная инверсия данных и подбор оптимальных параметров инверсии проводились с помощью программного обеспечения RES2DINV. В результате электротомографических исследований построен геоэлектрический разрез с точностью подбора невязки 4,2%.

Геоэлектрические границы выделяли по зонам максимального градиента удельного электрического сопротивления (УЭС) как по латерали, так и по глубине. Области на геоэлектрическом разрезе со значениями УЭС свыше 500 Ом*м относились к блокам плотных ненарушенных известняков, комплексы со значениями 200–500 Ом·м выделялись как слабо- и среднетрещиноватые известняки, а со значениями 70–120 Ом·м – как сильнотрещиноватые известняки с повышенными пористостью и глинистостью. Области геоэлектрического разреза со значениями УЭС менее 20 Ом·м интерпретировались как зоны повышенной трещиноватости и вторичной минерализации.

Двумерное магнитное и плотностное моделирование проводилось в авторском программном комплексе ТМ-2D/TG-2D (Булычев, Зайцев, 2008а, 2008б), предназначенном для решения задач подбора аномальных полей разрезов, заданных системой замкнутых многоугольников с постоянной намагниченностью/плотностью в профильном варианте. Программа дает возможность менять параметры разреза (азимут профиля, нормальное поле,

склонение, наклонение в варианте магнитного моделирования) и параметры каждого тела (модуль намагниченности, склонение, наклонение, плотность) в интерактивном режиме.

Плотностная и магнитная модели строились в единой концепции двухъярусного строения, где верхний слой – миоценовые известняки с переменной плотностью (2,6–2,7 г/см^3) и нулевой намагниченностью. Кровля известняков соответствует дневному рельефу, а в качестве подошвы использовалась нижняя граница известняков, выделенная по результатам электротомографических исследований. Нижний слой представлен среднеюрскими магматическими комплексами, кровля которых соответствует подошве миоценовых известняков. В магнитной модели подошва нижнего слоя ограничена горизонтальной границей на глубине 800 м, в плотностной на глубине 400 м, в соответствии с длинами профилей. Подбор плотностей и намагниченностей, а также определение положения и наклона субвертикальных границ проводили в пределах преимущественно нижнего яруса. Отметим, что выделение субвертикальных блоков в пределах этого яруса выполнялось с опорой на фото-дешифрирование обнажений восточного берега мыса Фиолент. В качестве стартовых значений модуля и угла намагниченности использовались данные петромагнитных исследований, выполненных на обнажениях исследуемого разреза.

Результаты исследований

Петро- и палеомагнитные магнитные исследования. Породы верхнего структурного этажа – известняки и глины сарматского региояруса – являются слабомагнитными. Значения естественной остаточной намагниченности (NRM) и магнитной восприимчивости (χ) выдержаны по латерали и не превышают $(0{,}01–2{,}03)\cdot10^{-3}$ А/м и $(0{,}05–0{,}7)\cdot10^{-3}$ ед. СИ соответственно. По данным термомагнитного анализа, основным минералом-носителем намагниченности является грейгит. Глинистые прослои являются наиболее магнитными в разрезе. В них в подчиненном количестве присутствует единичные зерна магнетита. Образцы демонстрируют двухкомпонентный состав NRM. Низкотемпературная компонента совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ. Высокотемпературная компонента намагниченности имеет северо-северо-восточное склонение и высокое положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты (SM) представлено в табл. 2.

Изученные магматические комплексы нижнего структурного этажа можно разделить на три основные группы.

I группа. Наиболее магнитными являются среднеюрские подушечные базальты, величина магнитной восприимчивости варьирует от $7{,}5\cdot10^{-3}$ до $15{,}6\cdot10^{-3}$ ед. СИ. При этом наблюдается «первичное» распределение магнитной фракции в породах – закономерное увеличение магнитной восприимчивости от краевых ($(7{,}5–7{,}9)\cdot10^{-3}$ ед. СИ) к центральным ($(12{,}6–15{,}6)\cdot10^{-3}$ ед. СИ) частям тел. Величина NRM варьирует от 0,3 до 0,82 А/м. Согласно данным термомагнитного анализа, в образцах подушечных базальтов на удалении от контакта с плагиориолитами основным минералом-носителем намагниченности является титаномагнетит с температурами Кюри (T_c) от 520 °С до 545 °С (рис. 7, сайты 1–4).

По мере приближения к интрузивным телам плагиориолитов температура Кюри основных минералов-носителей намагниченности увеличивается до 600–620 °С. В ходе детального терморазмагничивания и чистки переменным полем выделены две компоненты намагниченности. Первая компонента совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ. Вторая высокотемпературная компонента (PB) выделена в интервале температур до 500–600 °С и полей 30–100 мТл. Компонента имеет северо-восточное склонение и умеренное положительное наклонение. Среднее направление PB-компоненты дано в табл. 2.

II группа. На юго-западном окончании мыса Фиолент среднеюрские подушечные базальты прорываются дайками плагиориолитов. Величина магнитной восприимчивости плагиориолитов в этой части разреза составляет $(2{,}8–5{,}6)\cdot10^{-3}$ ед. СИ, величина естественной остаточной намагниченности NRM – 7,5–12,3 А/м. В образцах плагиориолитов выделяется также две компоненты

Породы	χ, 10^{-3} ед. СИ	NRM, А/м	ID	Метахронная компонента			
				N	*D*, °	*I*, °	α_{95}
Верхний структурный этаж. Известняки сарматского региояруса							
Известняки	0,05–0,7	$(0{,}01–0{,}23)\cdot10^{-3}$	SM	15	7,4	63,1	5,9
Нижний структурный этаж. Среднеюрские магматические комплексы							
Подушечные базальты	8,6–16,9	0,3–0,82	PB	12	24,3	57,0	4,5
Подушечные базальты измененные	1,36–5,8	0,1–0,48	PC	16	6,4	50,2	4,1
Плагиориолиты	7,5–12,3	0,1–0,53	PL	11	26,7	55,9	4,6
Зона гидротермальных изменений	0,1–1,0	0,05–0,13	HT	15	9,4	45,0	7,6
«Пиритовый штокверк»	0,01–0,03	0,01–0,03	ST	Только парамагнитная фракция			

Табл. 2. Результаты палеомагнитных исследований пород на мысе Фиолент

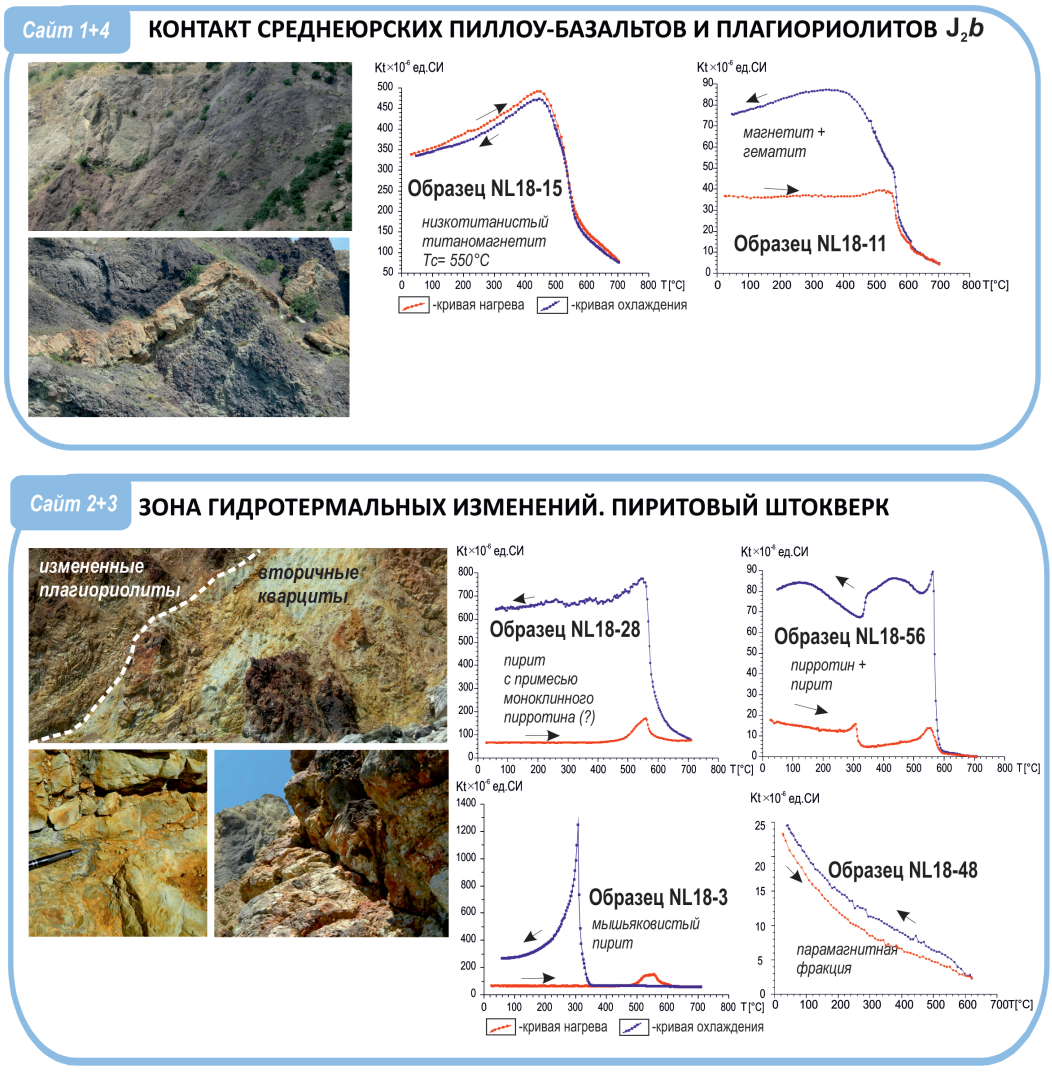

Рис. 7. Результаты петромагнитных исследований образцов гидротермальной системы м. Фиолент. Пояснения в тексте

намагниченности. В интервале температур до 350 °C выделяется компонента северо-северо-восточного склонения и умеренного положительного наклонения совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ. Вторая компонента (PL) северо-восточного склонения и умеренно положительного наклонения выделяется в интервале температур 450–600 °C (табл. 2). Доля высокотемпературной компоненты в образцах плагиориолитов не превышает 60%.

III группа. На контакте плагиориолитов и подушечных базальтов наблюдается зона гидротермальной переработки. В целом зона характеризуется пониженными значениями магнитной восприимчивости, лежащими в пределах чувствительности полевого каппометра КТ-5 – $(0{,}01–0{,}03)\cdot10^{-3}$ ед. СИ. Эта зона хорошо коррелирует с отрицательными аномалиями магнитного поля, выделенными в ходе гидромагнитных и магнитометрических исследований (рис. 6, сайт 2–3). Однако детальные исследования магнитной восприимчивости и термомагнитный анализ позволили выделить ряд закономерностей в распределении магнитной фракции в этой части разреза.

В образцах из центральной части «пиритового штокверка» (вторичных кварцитов) встречается преимущественно парамагнитная фракция (рис. 7), не содержащая остаточной намагниченности ($Q < 1$). Величина магнитной восприимчивости составляет $(0{,}01–0{,}03)\cdot10^{-3}$ ед. СИ, величина NRM – 0,01–0,03 А/м (табл. 2). Данные термомагнитного и рентгенофазового анализов, а также микрозондовых исследований, свидетельствуют о присутствии в породах большого количества пирита, а также халькопирита, сфалерита и галенита, при этом сульфидная минерализация контролируется разломами северо-западного простирания. Разломные зоны также хорошо коррелируют с линейно вытянутыми отрицательными магнитными аномалиями, установленными в ходе наземных магнитометрических исследований (Пивоваров и др., 1984; Krylov et al, 2023). С этими же зонами связаны магнитные минимумы на профилях ММР1–ММР4 и ГМ2017 (рис. 6).

В образцах, отобранных из пиритовых прожилков, помимо пирита содержится большое количество моноклинного и гексагонального пирротина. В таких образцах сохраняется остаточная намагниченность ($Q > 1$) и они пригодны для палеомагнитных исследований. В юго-западной части «пиритового штокверка» обнаружена зона гидротермальной переработки, содержащей вторичный, мышьяковистый пирит (рис. 4, 7). Величина магнитной восприимчивости составляет $(0{,}1–1{,}0)\cdot10^{-3}$ ед. СИ, величина NRM – 0,05–0,13 А/м. В образцах выделяется высокотемпературная компонента НТ, разрушаемая

при температурах до 580 °С. Доля этой компоненты в образцах не превышает 45%. Среднее направление этой компоненты приведено в табл. 2.

Магнитометрические исследования. Величина аномального поля ΔT_a вдоль центрального профиля ММР2 варьирует от –190 нТл в центральной части профиля (пикет 350) до +470 мТл в юго-западной его части (рис. 8А, Б). На карте графиков аномального магнитного поля расположенная в центральной части отрицательная зона имеет симметричные значения от –10 до –190 нТл (пикеты от 310 до 430 на рис. 8).

Отрицательная зона разделяет две симметричные положительные зоны с градиентом 12 нТл на 10 м (пикеты 190–310 в юго-западной части профиля и 410–460 в северо-восточной). Однако в юго-западном направлении выделяется ступень, где величина аномального магнитного поля не меняется на расстоянии ~ 40 м и составляет 10–12 нТл (рис. 8Б).

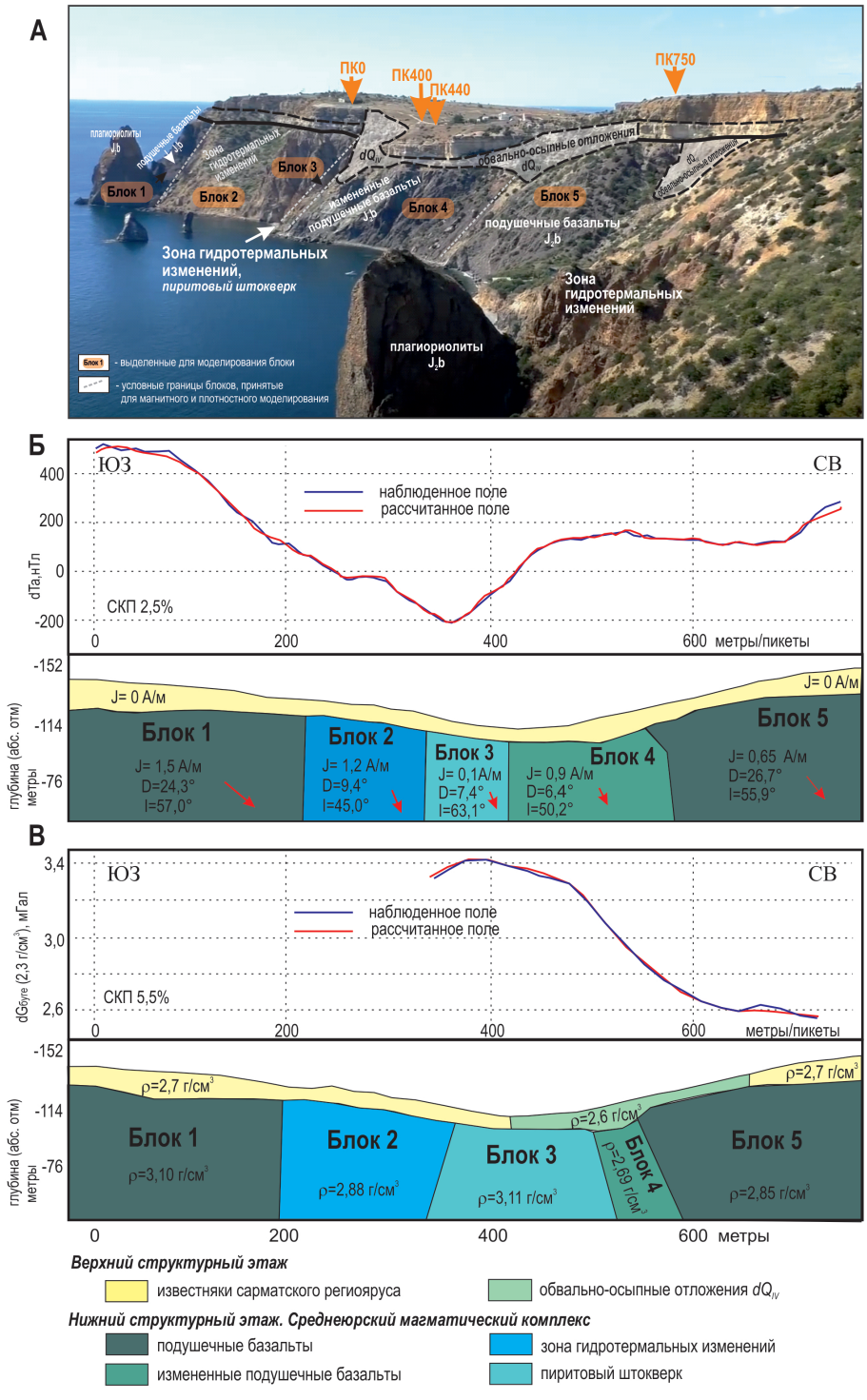

Рис. 8. Фотодешифрирование обнажения на мысе Фиолент (А) и результаты двумерного магнитного (Б) и плотностного (В) моделирования в режиме подбора вдоль геофизического профиля ММР2. Цифрами на модели Б показаны значения модуля и угла наклона намагниченности (склонение/наклонение), стрелками – проекция вектора намагниченности на линию профиля; на В – абсолютных значений плотности в г/см³

Начиная с пикета 190, величина напряженности аномального магнитного поля ΔT_a продолжает увеличиваться в юго-западном направлении, достигая значений 490–510 нТл вблизи береговых уступов мыса Фиолент с градиентом 10–15 нТл на 10 м. В северо-восточном направлении величина аномального магнитного поля остается неизменной на протяжении 250 м (ΔT_a ~ 100–120 нТл). Резкое увеличение напряженности аномального магнитного поля наблюдается в районе пикетов 750–800 (градиент 12 нТл на 10 м), при этом максимальные значения ΔT_a (220–250 нТл) ниже, чем в юго-западной части разреза (рис. 8Б).

Сопоставление двух положительных зон на самом западе мыса и в северо-восточной части изучаемого участка по трем магнитометрическим профилям ММР1–3 (рис. 6) и разделяющих их зон пониженного аномального магнитного поля позволяет выделить их генеральное северо-западное простирание (320° СЗ, рис. 6, 8).

Несмотря на общую корреляцию аномального магнитного поля и рельефа дневной поверхности по данным GPS, можно заметить, что минимум в рельефе смещен относительно минимума магнитного поля (рис. 6).

Гравиметрические исследования. Профиль ГРР по гравиразведочным работам совпадает с профилем электротомографических исследований, его длина – 400 м с шагом 10 м (рис. 8). Точность гравиметрической съемки составила ± 0,002 мГал, определения высот – ±1 см (рис. 8).

В результате проведенных исследований построен график гравитационного поля в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2,3 г/см^3). Максимальные значения (до 3,5 мГал) получены в центральной части профиля в районе пикета 400 и совпадают с минимумом в рельефе (рис. 8В).

Центральная часть профиля характеризуется высоким градиентом (0,05 мГал на 10 м) и понижением значений гравитационного поля в северо-восточном направлении между пикетами 480 и 650. На краях профиля намечается смена величины и знака градиента.

В районе пикетов 400 и 700 можно выделить положительные локальные аномалии одинаковой амплитуды 0,05 мГал. По данным электротомографии в районе этих же пикетов на глубине более 30 м можно выделить границы области с пониженным сопротивлением.

Электротомографические исследования. Профиль длиной 715 м приурочен к балке, поперечные размеры которой приблизительно соответствуют длине профиля (профиль ЭТ на рис. 6). Абсолютные отметки поверхности Земли в северо-восточной и юго-западной частях балки подняты на высоту 156 и 146 м соответственно. Общая глубина полученного геоэлектрического разреза составила 40–50 м. Весь профиль исследования с точки зрения геоэлектрического строения можно разделить на два проводящих слоя (рис. 9).

Верхний слой представлен сильно дифференцированными породами, удельное сопротивление которых

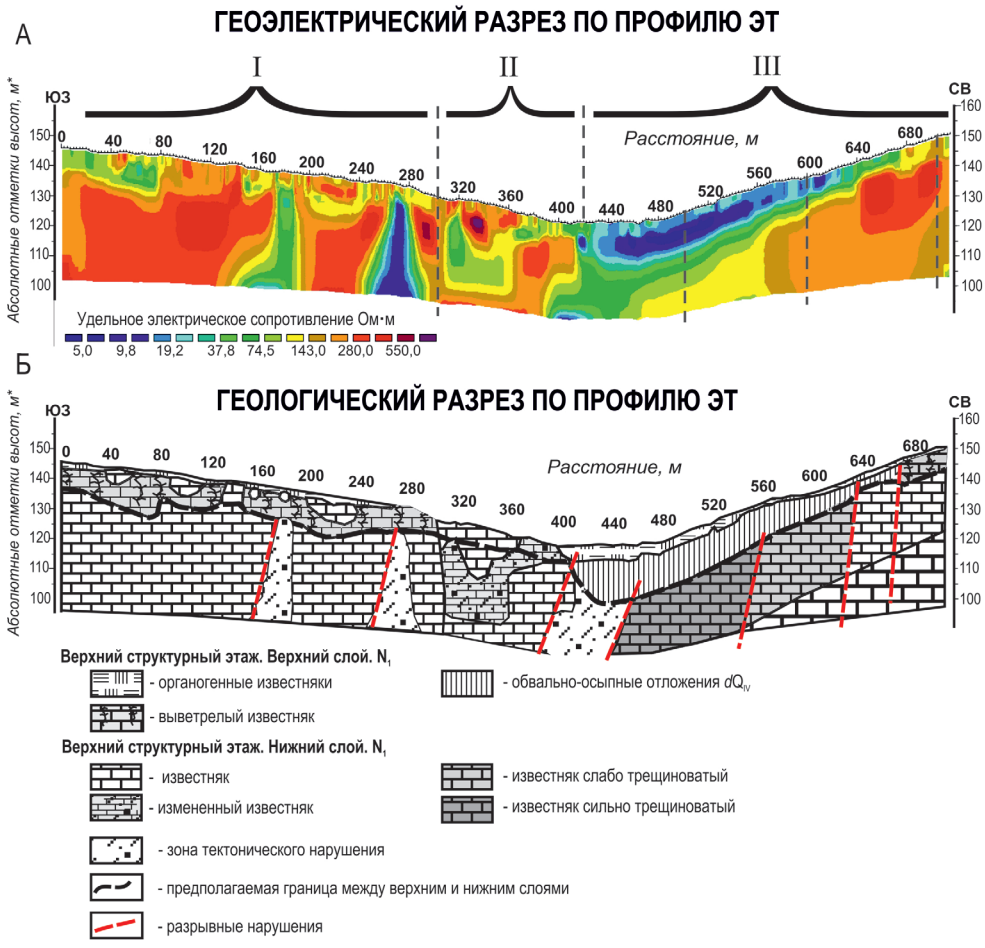

Рис. 9. Геоэлектрический разрез (А) и геологический (Б) разрезы по профилю электротомографии ЭТ на мысе Фиолент

меняется от 10 до 600 Ом·м. Мощность слоя варьирует от 10 до 25 м. Отмечается увеличение удельного сопротивления горных пород в юго-западном направлении, при этом геоэлектрический разрез становится более однородным (рис. 9).

В северо-восточном борту балки от тальвега оврага (зона III на рис. 9А) на расстоянии около 240 м к северу от пикета 400 выделяется проводящая толща, удельное сопротивление которой составляет около 7–8 Ом·м. Мощность проводящей толщи постепенно нарастает в сторону тальвега оврага от 3 м в районе пикета 660 в верхней части склона оврага до 10 м в районе пикета 440, при этом проводимость варьирует от 6,0 Ом·м на северо-востоке до 1,05 Ом·м в тальвеге оврага (рис. 9А).

Нижний слой имеет блоковое строение (рис. 9). Сильная дифференциация от 5 до 550 Ом·м по удельному сопротивлению в горизонтальном направлении позволяет выделить как минимум 8 блоков шириной от 30 до 160 м (рис. 9А). Контакты между блоками круто падают на юго-запад под углом 60–70°. При этом чем дальше от оси балки находится блок, тем более высокое удельное сопротивление он имеет. Таким образом, блоки высокого удельного сопротивления расположены на крайних юго-западных и северо-восточных бортах структуры, а блоки среднего и низкого удельного сопротивления – в центре балки, вблизи ее тальвега.

Непосредственно под тальвегом оврага в районе пикета 400 на глубине около 30 м в разрезе проявляется локальная неоднородность низкого сопротивления (удельное сопротивление менее 10 Ом·м) шириной около 40 м (рис. 9А). Продолжение этой аномальной зоны отмечается в виде перемычки, которая соединяет нижний и верхний проводники в одну зону. Такая же неоднородность низкого удельного сопротивления выделяется в районе пикета 280, но ширина этой неоднородности не более 20 м. Общий горизонтальный размер зон средних и пониженных сопротивлений составляет 260 м (рис. 9). Вероятно, это мощная зона переработки (и/или выветривания), сформировавшаяся в зоне тектонического нарушения под действием процессов аномального давления и деструкции.

Важной особенностью структуры нижнего слоя является сильная дифференциация отдельных блоков по сопротивлению. Полученные результаты свидетельствуют о том, что данная геологическая структура является мощной разломной зоной, которая имеет ширину порядка 400–500 м и в которой отмечаются отдельные двумерные и трехмерные блоки разной степени измененных пород.

Обсуждение и выводы

В результате двумерного магнитного и плотностного моделирования показано сходство моделей между собой (рис. 8Б, В). При этом подбор плотностей и намагниченности, а также определение положения и наклона субвертикальных границ проводились в пределах только нижнего структурного яруса, поскольку намагниченность пород верхнего структурного этажа на два порядка ниже таковой нижнего структурного этажа (табл. 2).

Положительные аномалии магнитного поля и наибольшие значения намагниченности и магнитной восприимчивости отмечаются в наименее измененных подушечных базальтах. Блок 1 характеризуется повышенной плотностью и намагниченностью. Наблюдается закономерная смена основного минерала-носителя намагниченности с низкотитанистого титаномагнетита на удалении от зоны контакта подушечных базальтов с плагиориолитами на титаномаггемит с температурами Кюри до 600–620 °С. В работе Д.М. Печерского с коллегами (1991) такие изменения магнитной фракции связываются с низкотемпературным однофазным окислением титаномагнетитов (маггемитизация). При этом происходит изменение соотношения разновалентных катионов железа в сторону более высокой их валентности при сохранении кристаллической структуры исходного минерала в результате привноса кислорода. Возможно и другое объяснение появления трехвалентного железа. В присутствии морской воды первичные в основных интрузивах титаномагнетиты в результате гетерофазного окисления распадаются на магнетит и ильменит при температуре менее 300 °С. В дальнейшем ильменит окисляется до гематита и анатаза. В обоих случаях изменения происходят на постмагматической стадии и возраст пород несколько отличается от времени приобретения породами этой компоненты намагниченности. В плотностной и магнитной моделях блок, соответствующий зоне измененных подушечных базальтов (Блок 4 на рис. 8), характеризуется существенно пониженными значениями плотности и намагниченности.

В телах плагиориолитов величина магнитной восприимчивости уменьшается в 2,5–3 раза к контактовым зонам, а в наиболее измененных частях χ падает до $(0{,}1–1{,}0)\cdot10^{-3}$ ед. СИ. Одновременно понижается плотность и намагниченность к контактовым частям тел плагиориолитов. Такое распределение магнитной восприимчивости в разных частях тел плагиориолитов связано с изменением состава магнитной фракции – в центральных частях основным минералом-носителем намагниченности является магнетит, в то время как в метасоматитах – моноклинный пирротин.

Отрицательные гидромагнитные аномалии коррелируют с зонами гидротермальной переработки на контакте плагиориолитов и подушечных базальтов и пространственно контролируются разломами северо-западного простирания (рис. 10). Разломные зоны также хорошо коррелируют с линейно вытянутыми отрицательными магнитными аномалиями (рис. 10), выявленными наземными магнитометрическими исследованиями (Пивоваров и др., 1984; Krylov et al, 2023). С этими же зонами связаны магнитные минимумы на профилях ММР1–ММР4 и ГМ2017 (Блок 2, рис. 8 и рис. 10).

В зоне контактовых изменений породы характеризуются пониженными значениями магнитной восприимчивости, лежащими в пределах чувствительности полевого каппометра КТ-5, также пониженными плотностями (2,8 г/см^3) и намагниченностью J = 1,2 А/м, D = 9,4°, I = 45,0°.

В образцах из центральной части «пиритового штокверка» (вторичных кварцитов, Блок 3 на рис. 8) встречается преимущественно парамагнитная фракция, не содержащая остаточной намагниченности ($Q < 1$). Этот блок создает наибольший аномальный эффект и характеризуется низкой намагниченностью (J = 0,1 А/м, D = 7,4°, I = 63,1°), крайне низкими значениями магнитной восприимчивости $((0{,}01–0{,}03)\cdot10^{-3}$ ед. СИ) и высокой плотностью

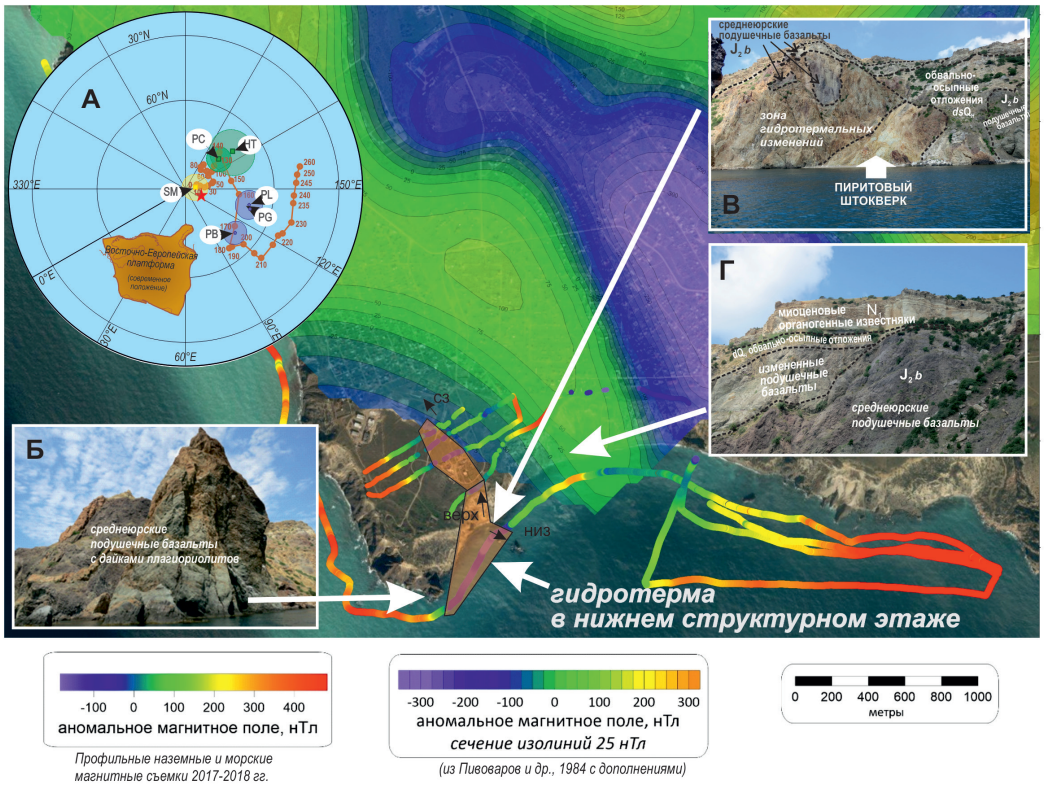

Рис. 10. Карта аномального магнитного поля по (Пивоваров и др., 1984) с добавлениями. На врезках: А – компоненты намагниченности, выделенные в ходе петро- и палеомагнитных исследований на мысе Фиолент (буквенные обозначения компонент см. в табл. 2 и 3) и ТКМП для Восточно-Европейской платформы по (Besse, Courtillot, 2003). Проекция на нижнюю полусферу. Звездочкой показано положение современного геомагнитного полюса в районе работ. Цифры на ТКМП – возраст полюсов, млн лет; Б – Г: дешифрированные фотографии блоков, выделенных для двумерного магнитного и плотностного моделирования (рис. 8, А): Б – блок подушечных базальтов с дайками плагиориолитов; В – «пиритовый штокверк» (блок 3) и Г – измененные и неизмененные подушечные базальты (блоки 4 и 5 в моделях соответственно)

(3,11 г/см^3). Именно в этой области наблюдаются наибольшие расхождения в геометрии магнитной и плотностной моделей. В магнитной модели это блок имеет ширину порядка 100 м и практически вертикальные контакты, а в плотностной – трапециевидную форму с шириной по верхней кромке порядка 150 м и углами падения граней ~ 60°–70°. Такие расхождения могут быть связаны с различным влиянием процессов оруденения на магнитные и плотностные свойства и/или с увеличением зоны гидротермальных изменений с глубиной. В пользу последнего свидетельствуют и более протяженные гидромагнитные аномалии по сравнению с наземными (рис. 10).

Следует отметить, что резкие изменения магнитной восприимчивости и отрицательные магнитные аномалии отмечаются при соблюдении двух условий: (1) контакт подушечных базальтов с плагиориолитами и (2) наличие разломов глубокого заложения II порядка северо-западного простирания. При отсутствии глубинных разломов сульфидные руды не образуются и на гидромагнитном профиле такие зоны характеризуются положительными магнитными аномалиями (Блок 5 на рис. 8) с намагниченностью $J = 0{,}65$ А/м, $D = 26{,}7°$, $I = 55{,}9°$ и плотностью 2,85 г/см^3.

О времени существования гидротермальной системы можно судить лишь по косвенным данным. В табл. 3 представлены палеомагнитные полюсы, пересчитанные с выделенных компонент намагниченности на координаты точек отбора образцов на мысе Фиолент. Палеомагнитные полюсы в образцах подушечных базальтов и плагиориолитов (компоненты PB и PL в табл. 3), близки полюсу 170–160 млн лет Восточно-Европейской платформы (рис. 10, врезка А).

Учитывая возраст плагиориолитов – 168,3 ± 1,3 млн лет (Кузнецов и др., 2022), мы принимаем возраст характеристической компоненты намагниченности в плагиориолитах и подушечных базальтах как среднеюрский (байосский).

В образцах из зоны гидротермальных изменений выделена компонента намагниченности, совпадающая с полюсом ~140 млн лет для Восточно-Европейской платформы (полюс HT на рис. 10, врезка А; табл. 3). Компонента близкого направления выделяется в низкосреднетемпературном интервале как перемагничивающая (по дуге большого круга) для части образцов преимущественно плагиориолитов, в редких случаях – подушечных базальтов (табл. 3). Вместе с тем вторичная компонента сходного направления не выделяется в вышележащих известняках сарматского региояруса (табл. 3). Таким образом, гидротермальная система мыса Фиолент, скорее всего, существовала между 168 и 140 млн лет.

Кратковременность существования гидротермальной системы подтверждается и результатами термодинамического моделирования, проведенного ранее для островодужных систем Д.В. Гричуком (Grichuk, 2012). Согласно этим данным, действие островодужной гидротермальной системы ограничивается первыми десятками тысяч лет.

Породы	ID	Полярность	Палеомагнитный полюс Ф, °	Λ, °	dp, °	dm, °	φ_m,°	Источник
Верхний структурный этаж. Известняки сарматского региояруса								
Известняки	SM	N	86,9	156,0	5,0	6,5	42,8	Настоящая работа
Нижний структурный этаж. Среднеюрские магматические комплексы								
Подушечные базальты	PB	N	70,7	136,1	5,0	6,8	37,6	Настоящая работа
Подушечные базальты измененные	PC	N	75,5	191,1	3,7	5,5	30,9	Настоящая работа
	PG	N	67,6	132,2	14,8	20,5	37,4	(Печерский и др., 1991)
Подушечные базальты *(круги перемагничивания)*	PC_{C1}	–	55,7	136,3	–	–	29,0	(Печерский и др., 1991)
	PC_{C2}	–	–75,7	61,8	–	–	31,6	(Печерский и др., 1991)
Плагиориолиты	PL	N	68,3	136,0	4,7	6,6	36,4	Настоящая работа
Зона гидротермальных изменений	HT	N	70,5	187,5	6,1	9,6	26,6	Настоящая работа

Табл. 3. Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с выделенных компонент намагниченности в породах мыса Фиолент. Обозначения: ID высокотемпературные компоненты намагниченности (буквенные обозначения см. табл. 2); Ф, °, Л, ° – широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; dp и dm – полуоси овала доверия палеомагнитного полюса в градусах; φ_m – палеоширота в градусах северной широты

Сульфидная минерализация распространена только в нижнем структурном этаже. Выделенный в верхнем структурном этаже на глубине 3–7 м слой аномально низкого сопротивления, падающий под углом 6–7°в юго-западном направлении, связан с обвально-осыпными отложениями коренных пород сарматского региояруса, а не с сульфидным оруденением (Krylov et al., 2023). Проведенные ранее исследования методом ВП на мысе Фиолент также показали отсутствие сульфидной минерализации в верхнем структурном этаже (Пивоваров и др., 1984). Косвенно об отсутствии сульфидов в верхнем структурном этаже также говорят и результаты петро- и палеомагнитных исследований. Данные термомагнитного анализа свидетельствуют о наличии в составе магнитной фракции только грейгита и в подчиненном количестве магнетита. Кроме того, характеристические компоненты, выделенные в известняках сарматского региояруса и в зоне гидротермальных изменений нижнего структурного этажа, имеют значимые различия по наклонению. Следует также отметить, что зона тектонических нарушений в верхнем структурном этаже смещена на 40–50 м в северо-восточном направлении относительно разлома в нижнем структурном этаже (Krylov et al., 2023).

Таким образом, проведенные исследования показали, что образование гидротермальной системы проистекало в несколько этапов.

(1) На ранней стадии происходило внедрение плагиориолитов в подушечные базальты. Тела плагиориолитов стали источниками тепла, вокруг них началась конвективная циркуляция морской воды. При взаимодействии вода – порода морская вода меняла свой состав, превращаясь в гидротермальный флюид. Так, сульфат морской воды восстанавливался до сероводорода.

(2) На контакте плагиориолитов и подушечных базальтов наблюдается зона гидротермальной переработки. При взаимодействии гидротермального флюида с вмещающими породами образуется большое количество сульфидов, в том числе железа, при этом наибольшие изменения происходят в контактной зоне кислых пород, поскольку эта зона наиболее проницаема для флюидов.

(3) В результате воздействия гидротермальных растворов происходит выщелачивание металлов, таких как медь, цинк и свинец. Насыщенный металлами флюид поднимался по разломам к поверхности, где за счет охлаждения образовывались сульфидные руды. Присутствие мышьяковистого пирита и примеси в нем серебра и сурьмы указывают на то, что, помимо морской воды, в гидротермальной системе участвовал магматогенный флюид, вероятно, отделяющийся от кислых интрузивов.

(4) Взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами привело к пиритизации и образованию метасоматитов, отвечающих кислотному выщелачиванию. Широкий спектр сульфидных руд в гидротермально измененных породах («пиритовый штокверк»), позволяет предположить, что их образование происходило в островодужных системах с конвективным питанием.

(5) Вместе с тем выходящие на поверхность сульфидные жилы испытывают активное современное выветривание. Установленные по результатам рентгенофазового анализа такие вторичные минералы, как гипс, ярозит, микросоммит, базалюминит, характерны для зон выветривания колчеданных месторождений в условиях средиземноморского климата.

Заключение

В результате исследований выявлены гидротермальные преобразования пород среднеюрского магматического комплекса. Выявлена генетическая связь этих изменений с интрузивами кислого состава. Метасоматиты (вплоть до вторичных кварцитов) приурочены к зоне контакта и тектоническим нарушениям. В зоне минерализации установлены пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и пирротин, а также мышьяковистый пирит. В центральной части сульфидный штокверк подвержен процессам выветривания и содержат значительные количества вторичных сульфатов, в периферийных зонах – гетит, что связано с количеством гидротермального пирита.

Установленная в ходе гидромагнитных исследований отрицательная магнитная аномалия связывается с химическими изменениями основных минералов-носителей намагниченности в ходе гидротермальных изменений в контактовой части кислых пород, поскольку эта зона наиболее проницаема для флюидов. Распад первичных в основных интрузивах титаномагнетитов на магнетит и ильменит связан с их гетерофазным окислением в присутствии морской воды при температуре менее 300 °С. В дальнейшем ильменит окислялся до гематита и анатаза. При взаимодействии гидротермального флюида с вмещающими породами образуется большое количество сульфидов, в том числе железа. На мысе Фиолент в результате петромагнитных исследований установлено присутствие как минимум двух из них – моноклинного пирротина и пирита. Наилучшее совмещение полученной в ходе полевых исследованиях аномалии силы тяжести и модельных расчетов наблюдается именно при наличии в краевой части сульфидной (пиритной) минерализации.

Смещение магнитной и электротомографических аномалий относительно минимума рельефа связано с наклонным падением зоны разлома в юго-западном направлении.

В результате проведенных комплексных исследований предложена модель образования гидротермальной системы мыса Фиолент (юго-западный Крым).

Благодарности/Финансирование

Работа выполнена в рамках гранта СевГУ «Создание цифровой модели геодинамических обстановок и экологический мониторинг опасных процессов Севастопольского региона» (ID 42-01-09/241/2022-1).

Авторы выражают большую благодарность А.Ю. Бубнову и В.О. Осадчему за помощь в организации и проведении полевых исследований, А.С. Чистяковой – за проведение лабораторных петромагнитных исследований.

Авторы выражают большую благодарность анонимным рецензентам за ценные замечания и предложения, которые способствовали улучшению работы.

Литература

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. (2007). Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Науч. мир, 172 с.

Исаев В.С., Кошурников А.В., Игнатов Е.И. и др. (2018). Береговые процессы: мониторинг и инновационные комплексные исследования. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 246 с.

Борисенко Л.С., Тихоненкова Е.Г., Полтораков С.В., Пивоваров С.В. (1981). Полиметаллические проявления и перспективы обнаружения полиметаллических руд в Крыму. *Геологический журнал*, (1), с. 12–18.

Булычев А.А., Зайцев А.Н. (2008а). Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю: Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2008611947. Выдано 18.04.2008.

Булычев А.А., Зайцев А.Н. (2008б). Программа для двухмерного подбора моделей намагниченных объектов по аномальному магнитному полю: Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2008611946. Выдано 18.04.2008.

Геология СССР (1969). Т. 8. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 576 с.

Голубев Л.В., Литвинов В.И., Москалевский А.Т. (1976). Отчет о результатах электроразведки, магниторазведки и сейсморазведки в юго-западной части Горного Крыма (работы КГФП 211/75). Фонд КГФП.

Двойченко П.А. (1914). Минералы Крыма: Краткий очерк с обзором литературы. Под ред. со вступит. ст. и доп. А.Е. Ферсмана. 208 с. (Зап. Крымского о-ва естествоиспытателей и любителей природы, Т. 4)

Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Тополюк А.С., Ефремцева Л.Л., Болдырев С.Н. (2009). Особенности тектоники юго-Западного Крыма. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 4, с. 27–39.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. (2022). Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах). *Записки Горного института*, 255, с. 435–447. https://doi.org/10.31897/PMI.2022.37

Литвинов В.И., Голубев Л.В. (1983). Отчет о результатах магниторазведки и электроразведки в западной части Горного Крыма (работы КГФП 239/83). Фонды КГФП.

Лубнина Н.В., Крылов О.В., Бычков А.Ю., Косевич Н.И., Владов М.Л., Модин И.Н., Козлова Е.В., Кусов И.С., Хромова И.Ю., Прыгунова И.Л., Гущин А.И. (2021). Инновационный образовательный центр Наук о Земле: главные достижения. *Инновации в геологии, геофизике и географии-2021: Материалы 6-й Междунар. науч.-практ*. конф. М.: Изд-во Перо, с. 3–28.

Лубнина Н.В., Крылов О.В., Модин И.Н., Скобелев А.Д., Брянцева Г.В., Косевич Н.И., Евстигнеев В.П. (2022). Комплексирование структурно-геоморфологических и электротомографических исследований для изучения трещиноватости миоценовых отложений Гераклейского плато (юго-западный Крым). *Геофизика*, (6), с. 117–122.

Муровская А.В., Щербаков Р.Н. (2011). Структурно-кинематические парагенезисы и деформационные режимы Гераклейского блока юго-западного Крыма. *Научные труды Донецкого национального технического университета. Серия горно-геологическая*, (13), с. 122–128.

Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А., Тихонов Л.В., Цельмович В.А. (1991). Петромагнитная и палеомагнитная характеристики среднеюрского вулканизма горного Крыма. *Известия АН СССР. Серия геологическая*, (3), с. 85–104.

Пивоваров С.В., Чайковский Б.П., Чуба Б.С. и др. (1984). Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1:50 000 западной части Горного Крыма (Гераклейское плато) за 1982–1984 гг.,. Т. 2, Симферополь: Центральная комплексная ГРП, 225 с.

Попов С.П. (1913). О некоторых сульфатах из окрестностей Георгиевского монастыря в Крыму. *Известия Императорской Академии наук*, (5), с. 253–256.

Промыслова М.Ю., Брянцева Г.В., Демина Л.И., Косевич Н.И. (2019). Новейшие структуры Гераклейского полуострова (юго-западный Крым). *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, (2), с. 8–16.

Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Царев В.В. (2014). Природа магматизма района мыса Фиолент (юго-западный Крым). *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, (6), с. 14–22.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. (1982). Палеомагнитология. Л.: Недра, 312 с.

Шаталов А.Н. (1999). Современные процессы в юго-западной части Крыма. *ДНАН Украины*, (10), с. 125–128.

Шнюков Е.Ф., Лысенко В.И., Кутий В.А., Шнюкова Е.Е. (2008). Золотосеребряная и сульфидная минерализация в породах Гераклейского плато (Крым). *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (2), с. 68–86.

Шнюкова Е.Е. (2005). Магматические породы мыса Фиолент (юго-западный Крым). *Петрография XXI века: Материалы Междунар. (X Всерос.) петрографического совещания*. Апатиты: Изд-во Кольск. науч. центр РАН, Т. 2, с. 289–291.

Юдин В.В. (1995). Предгорная структура Крыма. *Геологический журнал*, (3–4), с. 56–61.

Юдин В.В. (2011). Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 336 с.

Alken P., Thébault E., Beggan C.D. et al. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth Planets Space,* 73, p. 49. doi: 10.1186/s40623-020-01288-x

Besse J., Courtillot V. (2003). Correction to "Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr". *Journal of Geophysical Research*, 108 (B10), 2469. https://doi.org/10.1029/2003JB002684

de Ronde C.E.J., Massoth G.J., Butterfield D.A., Christenson B.W., Ishibashi J., Ditchburn R.G., Hannington M.D., Brathwaite R.L., Lupton J.E., Kamenetsky V.S., Graham I.J., Zellmer G.F., Dziak R.P., Embley R.W., Dekov V.M., Munnik F., Lahr J., Evans L.J., Takai K. (2011). Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers volcano, Kermadec arc, New Zealand. *Mineralium Deposita*, 46, pp. 541–584. https://doi.org/10.1007/s00126-011-0345-8

Fouquet Y., Pelleter E., Konn C., Chazot G., Dupré S., Alix A.S., Chéron S., Donval J.P., Guyader V., Etoubleau J., Charlou J.L., Labanieh S., Scalabrin C. (2018). Volcanic and hydrothermal processes in submarine calderas: The Kulo Lasi example (SW Pacific). *Ore Geology Reviews*, 99, pp. 314–343. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.006

Grichuk D.V. (2012). Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system. *Geochemistry International*, 50, pp. 1069–1100. https://doi.org/10.1134/S0016702912130046

Keith, M., Haase K.M., Häckel, F., Schwarz-Schampera U., Klemd R., Hannington M., Strauss H., McConachy T., Anderson M. (2021). Trace element fractionation and precipitation in submarine back-arc hydrothermal systems, Nifonea caldera, New Hebrides subduction zone. *Ore Geology Reviews*, 135, 104211. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104211

Kirschvink, J.L. (1980). The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 62, pp. 699–718.

Krylov O.V., Lubnina N.V., Vladov M.L., Modin I.N., Bryantseva G.V., Kosevich N.I., Palenov A.Yu., Skobelev A.D., Gushchin A.I., Osadchiy V.O., Evstigneev V.P., Fadeev A.A. (2023). Creation of a Training Site for an Integrated Geological and Geophysical Study of Fracturing in Southwestern Crimea (Cape Fiolent, Heracles Plateau). *Moscow University Geology Bulletin*, 78(1), pp. 153–166. https://doi.org/10.3103/S014587522301012X

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer A., Amelin N., Petrov E. (2015). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, pp. 638–655. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017

Okay A.I., Şengör A.M.C., Görür N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22(3), 267–270. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOOO>2.3.CO;2

Stix J., Kennedy B., Hannington M., Gibson H., Fiske R., Mueller W., Franklin J. (2003). Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4), pp. 375–378. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2

Stoffers P., Worthington T.J., Schwarz-Schampera U., Hannington M.D., Massoth G.J., Hekinian R., Schmidt M., Lundsten L.J., Evans L.J., Vaiomo'unga R., Kerby T. (2006). Submarine volcanoes and high-temperature hydrothermal venting on the Tonga arc, southwest Pacific. *Geology*, 34(6), pp. 453–456. https://doi.org/10.1130/G22227.1

Сведения об авторах

Наталия Валерьевна Лубнина – доктор геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, Севастопольский государственный университет

Россия, 299053, Севастополь, ул. Университетская, д. 33
e-mail: natalia.lubnina@gmail.com

Олег Владимирович Крылов – канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1
e-mail: krylov@geol.msu.ru

Андрей Юрьевич Бычков – доктор геол.-минерал. наук, профессор, кафедра геохимии, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д.1
e-mail: bychkov@geol.msu.ru

Игорь Николаевич Модин – доктор геол.-минерал. наук, профессор, кафедра геофизических методов исследования земной коры, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д.1
e-mail: imodin@yandex.ru

Алексей Денисович Скобелев – инженер кафедры геофизических методов исследования земной коры, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д.1
e-mail: askobelev.msu@gmail.com

Елена Владимировна Козлова – канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, Центр добычи углеводородов, Сколковский институт науки и технологий

Россия, 121205, Москва, Большой бул., д. 30, стр. 1
e-mail: e.kozlova@skoltech.ru

Мария Владимировна Коснырева – канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геофизических методов исследования земной коры, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д.1
e-mail: m.kosnyreva@yandex.ru

Владимир Леонидович Косоруков – канд. геол.-минерал. наук, старший преподаватель кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д.1
e-mail: kosorukov-vladimir@rambler.ru

Наталья Игоревна Косевич – ассистент кафедры динамической геологии, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д.1
e-mail: nkosevich@googlemail.com

Андрей Юрьевич Паленов – ассистент кафедры геофизических методов исследования земной коры, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д.1
e-mail: palenov@mail.ru

Статья поступила в редакцию 09.12.2022;
Принята к публикации 12.12.2023;
Опубликована 30.03.2024

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Features of Sulfide Mineralization of the Hydrothermal System of Cape Fiolent (Southwestern Crimea)

N.V. Lubnina[1], O.V. Krylov[2], A.Yu. Bychkov[2], I.N. Modin[2], A.D. Skobelev[2], E.V. Kozlova[3], V.L. Kosorukov[2], M.V. Kosnyreva[2], N.I. Kosevich[1,2], A.Yu. Palenov[2]*

[1]*Sevastopol State University, Sevastopol, Russian Federation*
[2]*Lomonosov Moscow State University, Russian Federation*
[3]*Skolkovo Institute of Science and Technology, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Natalia V. Lubnina, e-mail: natalia.lubnina@gmail.com*

Abstract. As a result of generalization of geophysical studies, petro-paleomagnetic and structural-geomorphological analyses, as well as thermodynamic modeling, some features of ore formation in the hydrothermal system of Cape Fiolent (southwestern Crimea) under island arc conditions were revealed.

It has been established that the main transformations of rocks of the Middle Jurassic igneous complex of Cape Fiolent occurred under the influence of hydrothermal fluids during the introduction of felsic intrusions during 168–140 Ma. The zones contain sulfide mineralization, the main minerals of which are pyrite, sphalerite, pyrrhotite, galena, chalcopyrite and arsenic pyrite. In the central parts of the hydrothermal alteration zone, massive sulfides are strongly weathered; these zones contain many secondary sulfates. In the marginal parts of hypergenic limonite, yellow-brown goethite prevails in the oxidation zone, yellow jarosite in the center, which is probably due to the large amount of pyrite in the center of the system, which gave more sulfuric acid during oxidation. The presence of native sulfur in the section testifies to the mixing of the acidified hydrothermal solution with seawater. Complex petro-paleomagnetic and magnetometric studies have shown that contact changes and transformation of the contrasting basalt-rhyolite formation occurred along the NNW-trending faults.

Keywords: hydrothermal system, sulfide mineralization, petro-paleomagnetism, electrotomography, magnetometry, faults, island arc

Recommended citation: Lubnina N.V., Krylov O.V., Bychkov A.Yu., Modin I.N., Skobelev A.D., Kozlova E.V., Kosorukov V.L., Kosnyreva M.V., Kosevich N.I., Palenov A.Yu. (2024). Features of Sulfide Mineralization of the Hydrothermal System of Cape Fiolent (Southwestern Crimea). *Georesursy = Georesources*, 26(1), pp. 20–37. https://doi.org/10.18599/grs.2024.1.2

Acknowledgements

The work carried out within the framework of the SevSU grant "Creation of a digital model of geodynamic environments and environmental monitoring of hazardous processes in the Sevastopol region" (ID 42-01-09/241/2022-1).

The authors are grateful to Alexei Bubnov and Valentin Osadchii for help in organizing and conducting field studies, Alvina Chistyakova for conducting laboratory petromagnetic studies.

The authors are very grateful to anonymous referees for valuable comments and suggestions that contributed to the improvement of the work.

References

Afanasenkov A.P., Nikishin A.M., Obukhov A.N. (2007). The geological structure and hydrocarbon potential of the Eastern Black Sea region. Moscow: Nauchnyy mir, 172 p. (In Russ.)

Alken P., Thébault E., Beggan C.D. et al. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth Planets Space,* 73, p. 49. doi: 10.1186/s40623-020-01288-x

Besse J., Courtillot V. (2003). Correction to "Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr". *Journal of Geophysical Research*, 108 (B10), 2469. https://doi.org/10.1029/2003JB002684

Borisenko L.S., Tikhonenkova E.G., Poltorakov S.V. et al. (1981). Polymetallic manifestations and prospects for the discovery of polymetallic ores in the Crimea. *Geologicheskiy zhurnal*, 1, pp. 12–18. (In Russ.)

Bulychev A.A., Zaitsev A.N. (2008a). A program for interactive two-dimensional selection of a density medium based on an anomalous gravitational field. Certificate of state registration of the computer program No. 2008611947. Issued on 04/18/2008. (In Russ.)

Bulychev A.A., Zaitsev A.N. (2008b). A program for two-dimensional selection of models of magnetized objects based on an anomalous magnetic field. Certificate of state registration of the computer program No. 2008611946. Issued on 04/18/2008. (In Russ.)

Isaev V.S., Koshurnikov A.V., Ignatov E.I. et al. (2018). Coastal Processes: Monitoring and Innovative Integrated Research. Sevastopol: ECOSY-Hydrophysics, 246 p. (In Russ.)

de Ronde C.E.J., Massoth G.J., Butterfield D.A., Christenson B.W., Ishibashi J., Ditchburn R.G., Hannington M.D., Brathwaite R.L., Lupton J.E., Kamenetsky V.S., Graham I.J., Zellmer G.F., Dziak R.P., Embley R.W., Dekov V.M., Munnik F., Lahr J., Evans L.J., Takai K. (2011). Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers volcano, Kermadec arc, New Zealand. *Mineralium Deposita*, 46, pp. 541–584. https://doi.org/10.1007/s00126-011-0345-8

Dvoychenko P.A. (1914). Minerals of the Crimea. A brief essay with a literature review, edited with an introductory article and additions by A.E. Fersman. Simferopol: Zap. Crimean OE, 4, 208 p. (In Russ.)

Fouquet Y., Pelleter E., Konn C., Chazot G., Dupré S., Alix A.S., Chéron S., Donval J.P., Guyader V., Etoubleau J., Charlou J.L., Labanieh S., Scalabrin C. (2018). Volcanic and hydrothermal processes in submarine calderas: The Kulo Lasi example (SW Pacific). *Ore Geology Reviews*, 99, pp. 314–343. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.006

Geology of the USSR (1969). Vol. 8. Part 1. Geological description. Moscow: Nedra, 576 p. (In Russ.)

Golubev L.V., Litvinov V.I., Moskalevsky A.T. (1976). Report on the results of electrical, magnetic and seismic exploration in the southwestern part of the Mountainous Crimea (work of KGFP 211/75). KGFP Foundation. (In Russ.)

Grichuk D.V. (2012). Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system. *Geochemistry International*, 50, pp. 1069–1100. https://doi.org/10.1134/S0016702912130046

Ivanov V.E., Lomakin I.E., Topolyuk A.S. et al. (2009). Features of the tectonics of the Southwestern Crimea. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana*, (4), pp. 27–39. (In Russ.)

Keith, M., Haase K.M., Häckel, F., Schwarz-Schampera U., Klemd R., Hannington M., Strauss H., McConachy T., Anderson M. (2021). Trace element fractionation and precipitation in submarine back-arc hydrothermal systems, Nifonea caldera, New Hebrides subduction zone. *Ore Geology Reviews*, 135, 104211. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104211

Khramov A.N., Goncharov G.I., Komissarova R.A. et al. (1982). Paleomagnetology. Leningrad: Nedra, 312 p. (In Russ.)

Kirschvink, J.L. (1980). The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 62, pp. 699–718.

Krylov O.V., Lubnina N.V., Vladov M.L., Modin I.N., Bryantseva G.V., Kosevich N.I., Palenov A.Yu., Skobelev A.D., Gushchin A.I., Osadchiy V.O., Evstigneev V.P., Fadeev A.A. (2023). Creation of a Training Site for an Integrated Geological and Geophysical Study of Fracturing in Southwestern Crimea (Cape Fiolent, Heracles Plateau). *Moscow University Geology Bulletin*, 78(1), pp. 153–166. https://doi.org/10.3103/S014587522301012X

Kuznetsov , N. B., Romanyuk , T. V., Strashko , A. V., & Novikova , A. S. (2022). Ophiolite association of Cape Fiolent (western part of the Mountainous Crimea) – the upper age constraint according to the U-Pb isotope dating of plagiorhyolites (Monakh Cliff). Journal of Mining Institute, 255, 435–447. https://doi.org/10.31897/PMI.2022.37

Litvinov V.I., Golubev L.V. (1983). Report on the results of magnetic and electrical exploration in the western part of the Mountainous Crimea (work of KGFP 239/83). KGFP funds. (In Russ.)

Lubnina N.V., Krylov O.V., Bychkov A.Yu. et al. (2021). Innovative Educational Center for Earth Sciences: Major Achievements. *Innovations in Geology, Geophysics and Geography-2021. Proc. 6th International Scientific and Practical Conference*. Moscow: Pero Publishing House, pp. 3–28. (In Russ.)

Lubnina N.V., Krylov O.V., Modin I.N. et al. (2022). Complexing of structural, geomorphological and electrotomographic studies to study the fracturing of Miocene deposits of the Heracleian Plateau (South-Western Crimea). *Geofizika*, (6), pp. 115–120. (In Russ.)

Murovskaya A.V., Shcherbakov R.N. (2011). Structural and kinematic paragenesis and deformation regimes of the Heraclea block of the south-western Crimea. *Nauchnye trudy Donetskogo natsional'nogo tekhnicheskogo universiteta. Seriya gorno-geologicheskaya*, 13(178), pp. 122–128. (In Russ.)

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer A., Amelin N., Petrov E. (2015). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, pp. 638–655. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017

Okay A.I., Şengör A.M.C., Görür N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22(3), 267–270. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2

Pechersky D.M., Didenko A.N., Safonov V.A. and others (1991). Petromagnetic and paleomagnetic characteristics of the Middle Jurassic volcanism of the mountainous Crimea. *Izvestia of the USSR Academy of Sciences. Geological series*, (3), pp. 85–104. (In Russ.)

Pivovarov S.V., Tchaikovsky B.P., Chuba B.S. et al. (1984). Report on deep geological mapping at a scale of 1:50000 of the western part of the Crimean Mountains (Heracleian Plateau) for 1982–1984, 2, 225 p. (In Russ.)

Popov S.P. (1913). About some sulfates from the vicinity of the St. George Monastery in the Crimea. *Izv. Imp. AN*, (5), pp. 253–256. (In Russ.)

Promyslova M.Yu., Demina L.I., Bychkov A.Yu. et al. (2014). The nature of magmatism in the Cape Fiolent area (southwestern Crimea). *Moscow University Geology Bulletin*, 69(6), pp. 390–398. (In Russ.)

Promyslova M.Yu., Bryantseva G.V., Demina L.I., Kosevich N.I. (2019). Neotectonic Structures of the Heraklion Peninsula (Southwestern Grimea). *Moscow University Geology Bulletin*, 74(3), pp. 238–245. (In Russ.)

Shatalov A.N. (1999). Modern processes in the southwestern part of Crimea. *DNAN of Ukraine*, (10), pp. 125–128. (In Russ.)

Shnyukov E.F., Lysenko V.I., Kutiy V.A., Shnyukova E.E. (2019). Gold-silver and sulfide mineralization in the rocks of the Heracleian Plateau (Crimea). *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana*, (2), pp. 68–86. (In Russ.)

Shnyukova E.E. (2005). Igneous rocks of Cape Fiolent (southwestern Crimea). Proc. International (X All-Russian) petrographic meeting "Petrography of the XXI century", Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Geological Institute, 2, pp. 289–291. (In Russ.)

Stix J., Kennedy B., Hannington M., Gibson H., Fiske R., Mueller W., Franklin J. (2003). Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4), pp. 375–378. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2

Stoffers P., Worthington T.J., Schwarz-Schampera U., Hannington M.D., Massoth G.J., Hekinian R., Schmidt M., Lundsten L.J., Evans L.J., Vaiomo'unga R., Kerby T. (2006). Submarine volcanoes and high-temperature hydrothermal venting on the Tonga arc, southwest Pacific. *Geology*, 34(6), pp. 453–456. https://doi.org/10.1130/G22227.1

Yudin V.V. (1995). Foothill structure of the Crimea. *Geologicheskiy zhurnal*, 4, pp. 115–119. (In Russ.)

Yudin V.V. (2011). Geodynamics of the Crimea. Simferopol: DIAIPI, 336 p. (In Russ.)

About the Authors

Natalia V. Lubnina – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Sevastopol State University
33, Universitetskaya st., Sevastopol, 299053, Russian Federation
e-mail: natalia.lubnina@gmail.com

Oleg V. Krylov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: o.crylov2010@yandex.ru

Andrey Yu. Bychkov – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department of Geochemistry, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: bychkov@geol.msu.ru

Igor N. Modin – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department of Geophysical Methods of the Earth's Crust Studying, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: imodin@yandex.ru

Aleksey D. Skobelev – Engineer, Department of Geophysical Methods of the Earth's Crust Studying, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: askobelev.msu@gmail.com

Elena V. Kozlova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Hydrocarbons Production Centre, Skolkovo Institute of Science and Technology
3, Nobel st., Moscow, 143026, Russian Federation
e-mail: e.kozlova@skoltech.ru

Maria V. Kosnyreva – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Department of Geophysical Methods of the Earth's Crust Studying, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: m.kosnyreva@yandex.ru

Vladimir L. Kosorukov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior lecturer, Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: kosorukov-vladimir@rambler.ru

Nataliia I. Kosevich – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Department of Dynamic Geology, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: nkosevich@googlemail.com

Andrey Yu. Palenov – Assistant, Department of Geophysical Methods of the Earth's Crust Studying, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: palenov@mail.ru

Manuscript received 9 December 2022;
Accepted 12 December 2023;
Published 30 March 2024