

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 1 • 2023 • ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Хотылев А.О., Копаевич Л.Ф., Латыпова М.Р., Прошина П.А., Майоров А.А., Ольховский С.В., Щепелев Ф.С. Поставки строительного камня в Северное Причерноморье в середине 1-го тысячелетия до н.э. по данным микропалеонтологического анализа	3
Корженков А.М., Анарбаев А.А., Усманова М.Т., Нурматов У.А., Насреддинов Ш.Н., Артиков У.Л., Захидов Т.К., Юсупджанова У.А., Корженкова Л.А., Сенцов А.А., Агibalов А.О. Сейсмические катастрофы в Ахсикете (Ахси) — столице Ферганы в эпоху Тимура и Тимуридов	20
Барабосшкин Е.Ю. Первая находка <i>Pachydiscus launayi</i> De Grossouvre (Pachydiscidae, Ammonoidea) в нижнекампанских отложениях (верхний мел) Юго-Западного Крыма	31
Коптев Е.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.И., Правикова Н.В., Борисенко А.А., Володина Е.А. Механизм внедрения раннекаменноугольного Неплюевского массива по петромагнитным данным (Южный Урал)	35
Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В. Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным	46
Никулин И.И., Калашников А.О., Крылов И.О., Михайлова Ю.А., Грошев Н.Ю., Кадыров Р.И. Фрактальный анализ состава и строения сульфидных вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах Октябрьского месторождения (Норильский рудный узел)	60
Сорокин В.М., Янина Т.А., Лукша В.Л. О времени последней связи Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене	75
Гоманюк Ю.А., Степанов П.Ю., Ермаков А.П. Исследование ограничений в области применимости метода однородных функций решения обратной кинематической задачи сейсморазведки	85
Глухова С.А., Пинигин О.В., Расторгуев А.В. Роль присдвиговых структур растяжения в субвертикальной фильтрации водонапорной системы Московского артезианского бассейна	97

Хроника

Еремин Н.Н., Успенская М.Е. Итоги работы государственных экзаменационных комиссий (ГЭК) на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова в 2022 г.	110
---	-----

CONTENTS

Khotylev A.O., Kopaevich L.F., Latypova M.R., Proshina P.A., Mayorov A.A., Olkhovkiy S.V., Shchepelev F.S. Import of building stone to the northern Black Sea region in the Middle of the 1st mil. BC according to micropaleontological analysis	3
Korzhenkov A.M., Anarbaev A.A., Usmanova M.T., Nurmatov U.A., Nasriddin-ov Sh.N., Artikov U.L., Zakhidov T.K., Yusupdzhanova U.A., Korzhenkova L.A., Sentsov A.A., Agibalov A.O. Seismic catastrophes in Akhsiket (Akhsi) — the capital of Fergana in the epoch of Timur and the Timurids according to micropaleontological analysis	20
Baraboshkin E.Yu. The first record of <i>Pachydiscus launayi</i> De Grossouvre in the Lower Campanian deposits (Upper Cretaceous) of Southwestern Crimea	31
Koptev E.V., Kazansky A.Yu., Tevelev A.V., Pravikova, N.V., Borisenko A.A., Volodina E.A. The emplacement mechanism of the Early Carboniferous Nepluyevka batholith according to petromagnetic data (the Southern Urals)	35
Tveritinova T.Yu., Marinin A.V., Deev E.V. Geodynamics of the Katunsky fault (Gorny Altai) according to structural and kinematic data	46
Nikulin I.I., Kalashnikov A.O., Krylov I.O., Mikhailova J.A., Groshchev N.Yu., Kadyrov R.I. Atomic analysis of sulfide interspersed ores in picrite gabbro-dolerites of the Oktyabrsky deposit using fractal theory	60
Sorokin V.M., Yanina T.A., Luksha V.L. About the time of a last connection between the Caspian and Black Seas during the Late Pleistocene	75
Gomanyuk J.A., Stepanov P.Yu., Ermakov A.P. Investigation of the limitations and applicability of the method of homogeneous functions for solving the inverse kinematic problem of seismic exploration	85
Glukhova S. A., Pinigin O. V., Rastorguev A. V. The Role of Shear Tension Structures in Subvertical Filtration of the Water Drive System of the Moscow Artesian Basin	97

Chronicle

Eremin N.N., Uspenskaya M.E. The Results of the State Examination Committees' work at the Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University in 2022	110
---	-----

УДК 551.78.03+902.67

ПОСТАВКИ СТРОИТЕЛЬНОГО КАМНЯ В СЕВЕРНОЕ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ В СЕРЕДИНЕ 1-го тысячелетия до н. э. ПО ДАННЫМ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Алексей Олегович Хотылев¹✉, Людмила Федоровна Копачевич²,
Маргарита Рубеновна Латыпова³, Полина Александровна Прошина⁴,
Александр Александрович Майоров⁵, Сергей Валерьевич Ольховский⁶,
Федор Сергеевич Щепелев⁷

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akhotylev@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkopaevich@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия; paproshina@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-2863-8669>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alex.yora@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-9196-0992>

⁶ Центр подводного археологического наследия; Институт археологии РАН, Москва, Россия; uwiaran@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8729-1880>

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; shch_fed@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1279-3266>

Аннотация. Приведены результаты микропалеонтологических исследований камней, найденных при изучении причала древнегреческого города Фанагория. В образцах обнаружены фораминиферы позднего турона, коньяка, кампана и маастрихта, характерные для зон центрального Тетиса. Этот факт позволяет исключить Крымско-Кавказский регион из предполагаемых территорий происхождения материала. Наиболее близки к исследованным горным породам по генезису и геохронологии верхнемеловые карбонатные толщи южного побережья Черного моря вблизи древних городов Гераклея и Синоп.

Ключевые слова: Фанагория, торговые отношения, микропалеонтология, фораминиферы, Тетис, меловой период, Античность

Для цитирования: Хотылев А.О., Копачевич Л.Ф., Латыпова М.Р., Прошина П.А., Майоров А.А., Ольховский С.В., Щепелев Ф.С. Поставки строительного камня в Северное Причерноморье в середине 1-го тысячелетия до н. э. по данным микропалеонтологического анализа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 3–19. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-3-19

IMPORT OF BUILDING STONE TO THE NORTHERN BLACK SEA REGION IN THE MIDDLE OF THE 1ST MIL. BC ACCORDING TO MICROPALAEONTOLOGICAL ANALYSIS

Alexey O. Khotylev¹, Lyudmila F. Kopachevich², Margarita R. Latypova³,
Polina A. Proshina⁴, Alexander A. Mayorov⁵, Sergey V. Olkhovskiy⁶,
Fedor S. Shchepelev⁷

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; akhotylev@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkopaevich@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

⁴ Geological institute RAS, Moscow, Russia; paproshina@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-2863-8669>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alex.yora@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-9196-0992>

⁶ The Underwater Archaeological Heritage Center Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia; uwiaran@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8729-1880>

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; shch_fed@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1279-3266>

Abstract. The paper presents the results of micropaleontological studies of a series of stones found during the study of the pier of the ancient Greek city of Phanagoria. The samples contain Upper Turonian–Coniacian, Campanian, and Maastrihtian foraminifers characteristic of the Central Tethys zones. This makes it possible to exclude the Crimea and the North Caucasus from the possible regions of origin of the samples. It has been established that Upper Cretaceous carbonate strata similar in genesis and chronology are located on the site of the southern coast of the Black Sea near the ancient cities of Heraclea and Sinop.

Key words: Phanagoria, trade relations, micropaleontology, foraminifers, Tethys, Cretaceous period, antiquity

For citation: Khotylev A.O., Kopaevich L.F., Latypova M.R., Proshina P.A., Mayorov A.A., Olkhovskiy S.V., Shchepelev F.S. Import of building stone to the northern Black Sea region in the Middle of the 1st mil. BC according to micropaleontological analysis. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 3–19. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-3-19 (In Russ.).

Введение. Античный полис Фанагория был основан греческими переселенцами в VI в. до н.э. на южном берегу Таманского залива Черного моря (рис. 1, 2), на протяжении многих веков это был крупный центр транзитной торговли на морском пути из Средиземного моря в Азов. В результате нимфейской трансгрессии Черного моря в I в. н.э. [Дикарев, 2011; Fouache et al., 2012] портовые сооружения Фанагории оказались затоплены и перекрыты рыхлыми осадками мощностью 0,2–0,7 м. Крупнейшее из них — каменный причал классического времени — было локализовано в результате гидромагнитной разведки [Ольховский, Степанов, 2013]. Шурфовка показала, что это сооружение представляет собой каменную насыпь длиной 185 м, шириной 60–65 м и высотой 2–2,5 м [Khotylev, Olkhovskiy, 2020]. В 2022 г. для уточнения конструкции сооружения в его границах было пройдено 9 шурфов глубиной от 1 до 3,5 м, 3 из которых прошли причал навсквозь от кровли до подошвы.

В результате расчистки шурфов установлено, что причал построен из окатанных, полуокатанных и угловатых валунов разнообразного состава: вулканитов (базальты, андезиты, дациты, риолиты), гранитоидов, гнейсов и сланцев, песчаников, известняков и мергелей. Используются валуны диаметром 14–30 см (редко до 50 см), преимущественно уплощенной или призматической формы. Пространство между валунами заполнено песком, супесями, дробленным камнем. Кладка регулярная и упорядоченная, иногда встречаются линзы и прослой гальки мощностью 2–7 см. Кровля причала выровнена до облика мостовой, в краевых частях отмечены подсыпки из гальки мощностью до 20–25 см.



Рис. 1. Фанагория на схеме Таманского полуострова. Названия античных объектов — курсив

Состав каменного материала в шурфах несколько различается, но в среднем установлены следующие пропорции: известняки, мергели, мраморы и мраморизованные известняки — 35–55%, песчаники, алевролиты — 5–10%, метаморфические породы (гнейсы, хлоритовые сланцы) — 5–25%, plutonic rocks (граниты, гранодиориты, граносиениты) — менее 5%, вулканические породы — 10–45%. Объем каменного материала, использованного для строительства причала, по нашим оценкам, составляет около 30 000 м³, а суммарный вес — около 45 000 т.

Такое обилие строительного камня, использованного для возведения портовых сооружений, плохо сочетается с результатами многолетних раскопок в наземной части Фанагории: исследования на Акрополе и в Нижнем городе показали [Завойкин, Кузнецов, 2011], что из камня строили только фундаменты, а стены построек возводили из саманного кирпича. Более того, камни многократно использовали, разбирая прежние постройки, а каменные фундаменты иногда строили только для части сооружений [Завойкин, 2015; Завойкин, Кузнецов, 2011]. Эта ситуация вполне объяснима тем фактом, что современный Таманский п-ов в геологическом смысле сформирован кайнозойскими осадочными комплексами и отличается почти полным отсутствием местонахождений камня, пригодного для строительства. Приступая к строительству Фанагории, переселенцы столкнулись с острым дефицитом строительного камня и были вынуждены широко использовать саман и дерево. Непременным условием развития Фанагории в качестве центра транзитной торговли было обустройство необходимой портовой инфраструктуры — причалов, молов и судовых стоек. Между тем вблизи города не было естественной бухты, а подход судов к берегу явно затрудняло



Рис. 2. Карта основных торговых контрагентов Боспора в V–III вв. до н.э. Курсив — названия античных полисов; звездочки — предполагаемые места отбора строительного камня

крупные древнегреческие порты для минимизации объемов трудоемких гидротехнических работ обычно размещали в естественных бухтах, постройка крупного портового сооружения при полном отсутствии подходящих строительных материалов вблизи города представляется уникальной.

Определить период строительства фанагорийского причала удалось на основе результатов расчистки шурфов и датировки найденных в них 863 фрагментов амфор. В слое донных отложений под причалом найдены крупные фрагменты пухлогорлых хиосских, сероглиняных лесбосских и протофассосских амфор на сложнопрофилированной ножке, изготовленных во 2–3-й четверти V в. до н. э. Среди фрагментов керамики, найденных внутри конструкции причала, 82% были произведены в разных античных центрах Средиземноморского и Черноморского регионов — Хиосе, Мендах, Фасосе, Геракле, Синопе — и датируются 4–3 вв. до н. э. Мы полагаем, что строительство началось на рубеже 5–4 вв. до н. э. (450–350 гг. до н. э.), т. е. причал относится к классическому времени.

В трудах древних авторов, содержащих сведения о морской торговле, нет упоминаний о поставках необработанного строительного камня. Это неудивительно, так как города Средиземноморья и южного побережья Черного моря располагали собственными каменоломнями, и торговля строительным камнем внутри этих регионов вряд ли имела экономический смысл и значительный масштаб.

Фанагория, не обладая собственными каменоломнями и естественной бухтой, тем не менее стала одним из центральных городов Боспорского царства и одним из крупнейших портов своего времени. Причиной быстрого развития стало ее выгодное местоположение на перекрестке морских и речных торговых путей, связывавших поселения Эгейского моря, Причерноморья, Прикубанья и Восточного Приазовья [Античное..., 2010]. Торговые связи наладились в 7–5 вв. до н. э., а к 4 в. до н. э. торговля достигла значительных масштабов: средиземноморский импорт проникал даже в верховья притоков Кубани — рек Белая и Лаба. Контролируя значительную часть хлебного импорта Азиатского Боспора, Фанагория потенциально располагала ресурсами и возможностями для закупки всех необходимых материалов, в том числе строительного камня, в любых регионах, откуда его можно было доставить водным транспортом. Для доказательства этой гипотезы следует установить регионы происхождения каменного материала, найденного в Фанагории.

Изучение андезитов, обнаруженных в конструкции фанагорийского причала (геохимические данные, U–Pb изотопное датирование, анализ Sr–Nd изотопной системы), показало, что они происходят с о. Эгина (Aegina), расположенного в Эгейском море вблизи Афин [Хотылев и др., 2022a]. Но андезиты — лишь один из многих типов пород, использованных для строительства причала Фанагории, весьма веро-

ятно, что каменный материал поступал из многих регионов. Объектом наших исследований послужили мергели и известняки, извлеченные из конструкции причала и с прилегающих участков дна.

Материалы и методы исследований. Идентифицировать регион происхождения горных пород возможно в случае определения их параметров. Это нередко практикуется при изучении мраморов — от оценки размеров и формы кристаллов [Life..., 2011] и рентгенофазового анализа [Calliogo et al., 2013] до высокоточных методов — электронного парамагнитного резонанса, масс-спектрометрии, нейтронно-активационного анализа, анализа изотопов углерода, кислорода, стронция [Life..., 2011; Brilli et al., 2015]. Весьма ограниченное число месторождений, откуда скульпторы и архитекторы получали высококачественный мрамор, позволяет достоверно определить источник происхождения каждого конкретного изделия. Как упоминалось выше, для идентификации регионов происхождения магматических пород эффективно применение комплекса данных, полученных геохимическими, геохронологическими и изотопными методами.

Карбонатные органогенные породы в этом отношении гораздо удобнее с точки зрения поиска источника пород, так как содержат остатки организмов (в первую очередь одноклеточных), по которым возможно определить геологический возраст пород, а затем локализовать возможный регион их происхождения. Так, в результате анализа нанопланктона в балластных камнях затонувшего судна Акко в Израиле эти породы удалось датировать поздним мелом, но локализовать район их происхождения не представилось возможным в связи с широким распространением меловых осадочных комплексов в Средиземноморье [Bar, 2018; Bar et al., 2019]. При изучении балластных камней из порта на р. Кейп-Фир (Северная Каролина, США) на основе анализа видового состава фораминифер установлено их происхождение из миоцен-олигоценных комплексов Карибских о-вов [Burdette, Smith, 2014]. Достаточно успешны и исследования известняков сооружений Нового Иерусалима на основе комплексного изучения фаунистических остатков [Алексеев и др., 2016].

В изучаемую серию отобрано 6 образцов (обр.) мергелей и известняков. Раковины фораминифер выделены из образцов весом от 100 до 200 г традиционным методом [Маслакова и др., 1995; Копаевич, 2011] — механической дезинтеграцией до фрагментов размером 0,1–0,5 см, а затем отмучиванием глинистой части в воде. Наиболее глинистые разности пород подвергались кипячению с технической содой. Затем образцы разделяли на фракции с помощью сит с ячейкой 0,063, 0,125, 0,250 мм. Полученные порошки изучали под биноклем LEICA MZ12 при увеличении $\times 20$ –50, из них отбирали раковины фораминифер. Фотосъемка раковин выполнена сканирующими электронными микроскопами TESCAN Vega 3 в Палеонтологическом институте РАН и

JEOL JSM-6480LV в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Фотографии изученных фораминифер приведены в фототаблицах 1–5, список видов приведен на рис. 4.

Изученные образцы представлены карбонатными разностями: известняками и мергелями. Образец № 1 отобран из известняков глинистых, зеленовато-серых, мягких, с линзовидной и неровной параллельной слоистостью. Породы представлены крупными полуокатанными и угловатыми валунами размером от 22 до 35–40 см (рис. 3), и были использованы в строительстве для создания основного каркаса причала (рис. 3, 1, 2).

Образцы № 2 и 3 отобраны из белых алевроитовых тонкослоистых, плитчатых мергелей, легко рассыпающихся на пластинки. Мергели в виде дресвы размером 3–7 см были применены для заполнения пустот между валунами каркаса причала (рис. 3, 2).

Образцы № 4, 5 и 6 взяты из очень похожих мергелей — белых, тонкослоистых однородных мелоподобных. Однако их обломки размером 5–8 см найдены в осадках около стенки причала на уровне древнего дна и, вероятно, когда-то были смыты с него волнами. Таким образом, в выборку попали образцы, занимавшие разное положение в конструкции причала, — валуны каркаса, камни заполнения и мелкий материал, смытый с сооружения.

Для локализации источника каменного материала нами предпринята попытка определить геологический возраст пород на основании анализа комплексов полученных фораминифер. Для датировки пород использованы зональные схемы расчленения

верхнемеловых отложений для Тетической и Перитетической областей (таблица).

Результаты исследований и их обсуждение.

Как уже отмечено, определения микрофоссилий, представленных раковинами фораминифер, получены из образцов карбонатных пород. Во всех изученных образцах планктонные фораминиферы преобладают над бентосными.

В обр. № 1 и 2 выявлен комплекс планктонных фораминифер (ПФ). Среди них резко преобладают спирально-конические (трохоидные) раковины, также присутствуют спирально-винтовые таксоны, наименьшим разнообразием пользуются спирально-плоскостные формы. Наиболее характерны для выявленного комплекса представители рода *Margino-truncana* (Hofker), среди которых отметим *Margino-truncana pseudolinneina* (Pessagno), *M. coronata* (Bolli) и *M. marginata* (Reuss). Совместное распространение этих видов позволяет предполагать коньяк–сантонский возраст пород (рис. 4). Бентосные фораминиферы (БФ) встречаются крайне редко и представлены только раковинами секретирующего типа.

В обр. № 2 комплекс фораминифер сравнительно менее разнообразен, здесь встречены *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. coronata* (Bolli), *M. paraventricosa* (Hofker), *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg) и *Gavelinella vesca* (Brotzen) (фототабл. 1). *Pl. globulosa* (Ehrenberg) и *M. paraventricosa* (Hofker), которые характеризуются широким стратиграфическим распространением (рис. 4). Однако совместное присутствие видов *Marginotruncana pseudolinneina* (Pessagno) и *M. paraventricosa* (Hofker) позволяет датировать вмещающие отложения коньяком–ранним



Рис. 3. Фото участков кладки и изученных образцов: 1 — кладка из крупных глыб известняков и мергелей с заполнением песком; 2 — фрагмент кладки с заполнением мелким бутовым камнем; 3 — валун глинистых известняков (обр. № 1)

Зональные схемы расчленения верхнемеловых отложений для Тетической и Перитетической областей по [Копаевич, Алексеев, 2019], с изменениями; абсолютный возраст границ ярусов приведен по GTS-2012

Возраст, млн лет	Ярус	Юг СССР, [Маслакова, 1967]	Юг СССР, [Маслакова, 1978]	[Caron, 1985] Temperate	[Robaszynski, Caron, 1995]	[Premoli Silva, Sliter, 1999] новая граница ср/м	[Копаевич, 2009]	[Coccioni, Premoli Silva, 2015]
66,0	маастрихт	Abathomphalus mayaorensis	Abathomphalus mayaorensis	Abathomphalus mayaorensis	Abathomphalus mayaorensis	Abathomphalus mayaorensis	Abathomphalus mayaorensis	Abathomphalus mayaorensis
		Gbotruncanites stuarti	Gbotruncanites stuarti	Contusotruncana confusa Gansserina gansseri Globotruncana arca	Gansserina gansseri	C. confusa/ Racemiguembelina fruticosa Gansserina gansseri	Gbotruncanites stuarti	Contusotruncana confusa Gansserina gansseri
72,1	кампан	Globotruncana morozovae	Globotruncana morozovae	Globotruncana ventricosa	Globotruncana egyptiaca Globotruncanella havanensis Radotruncana calcarata Globotruncana ventricosa	Globotruncana egyptiaca Globotruncanella havanensis Radotruncana calcarata Globotruncana ventricosa	Contusotruncana morozovae Globotruncanites multispinus	Globotruncana egyptiaca Globotruncanella havanensis Radotruncana calcarata Contusotruncana plummerae
		Globotruncana arca	Globotruncanites elevata	Globotruncana crotacea	Globotruncanites elevata	Globotruncanites elevata	Globotruncanites elevata	Globotruncanites elevata
83,6	сантон	Globotruncana fornicata и Globotruncana arcaformis	Globotruncana fornicata	Dicarinella concavata / Dicarinella carinata	Dicarinella asymetrica	Dicarinella asymetrica	Dicarinella asymetrica/ D. concavata	Dicarinella asymetrica
		Globotruncana concavata	Globotruncana concavata	Dicarinella concavata				
86,3	коньяк	Globotruncana primitiva	Globotruncana primitiva	Dicarinella primitiva	Dicarinella concavata	Dicarinella concavata	Dicarinella primitiva	Dicarinella concavata
		Globotruncana coronata	Globotruncana angusticarinata					
89,8	турон	Globotruncana lapparenti	Globotruncana lapparenti	Marginotruncana coronata	Marginotruncana schneegansi	Dicarinella primitiva/ Marginotruncana sigali	Marginotruncana coronata	Dicarinella primitiva/ Marginotruncana sigali
		Helvetoglobot- runcana helvetica и Praeglobotruncana imbricata	Helvetoglobot- runcana helvetica	Helvetoglobot- runcana helvetica	Helvetoglobot- runcana helvetica	Helvetoglobot- runcana helvetica	Helvetoglobot- runcana helvetica	Helvetoglobot- runcana helvetica
93,9	сеноман	Thalmaninella decekei	Rotalipora cushmani	Whiteinella archaeocretacea Rotalipora cushmani Rotalipora reicheli	Whiteinella archaeocretacea Rotalipora cushmani Rotalipora reicheli	Whiteinella archaeocretacea Rotalipora cushmani Rotalipora reicheli	Whiteinella archaeocretacea Rotalipora cushmani	W. archaeocretacea Rotalipora cushmani
		Thalmaninella appenninica	Thalmaninella appenninica	Rotalipora montsalvensis Rotalipora appenninica	Rotalipora globotruncanoides	Thalmaninella broetzeni Thalmaninella appenninica	Thalmaninella globotruncanoides	Rotalipora reicheli Thalmaninella globotruncanoides

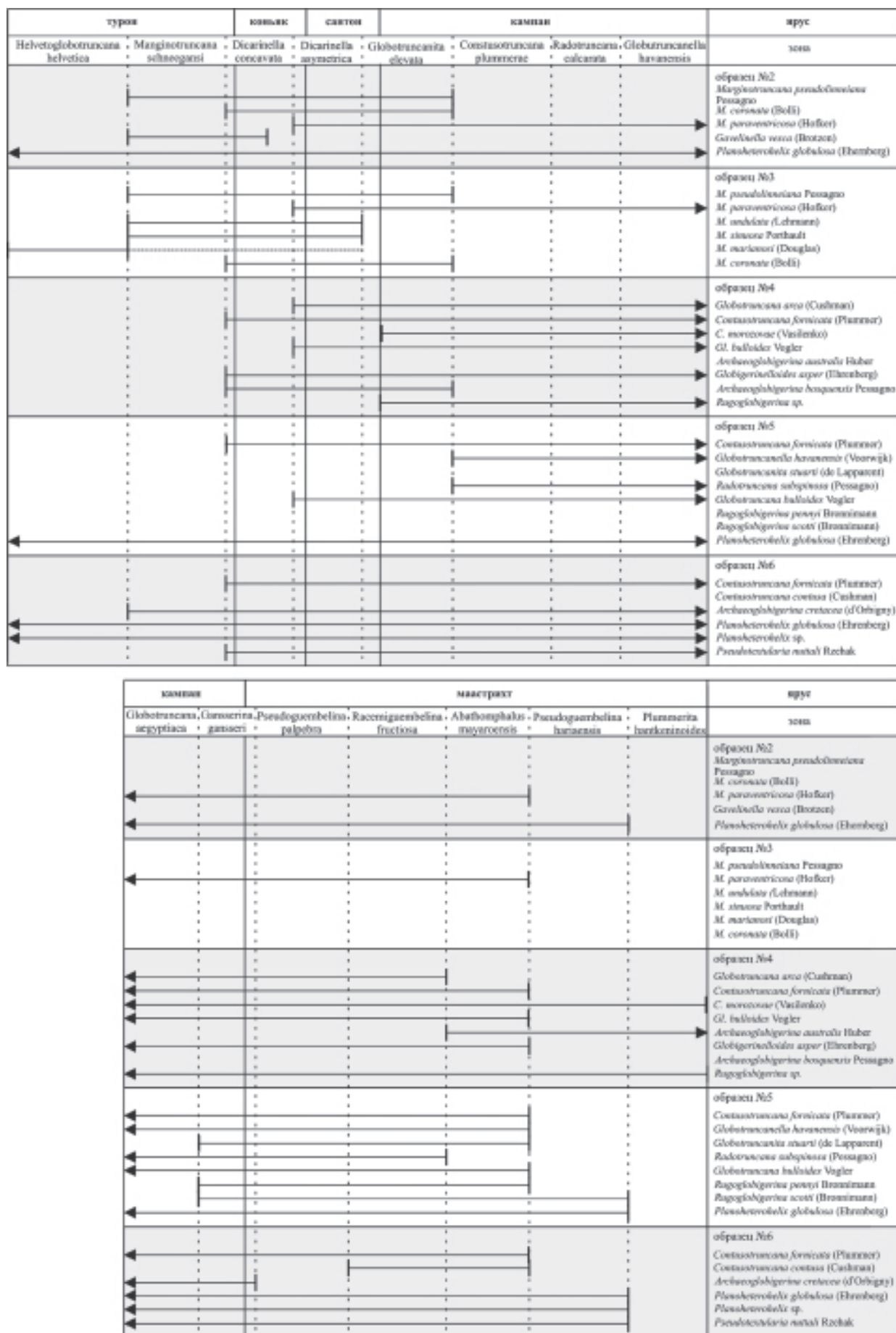


Рис. 4. Схема распространения видов планктонных фораминифер, обнаруженных в образцах № 2–6. Распространение видов приведено по данным базы <https://www.mikrotax.org/>

кампаном (ПФ зон *Dicarinella concavata*, *D. asymetrica* и *Globotruncanella elevata*) [Coccioni et al., 2015]. Более того, первое появление *M. paraventricosa* (Hofker) происходит внутри зоны *D. asymetrica*, что уточняет возраст обр. № 2 как позднеконьякский–раннекампанский (рис. 4).

В обр. № 3 идентифицирован обширный комплекс планктонных фораминифер: *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. paraventricosa* Hofker, *M. undulata* (Lehmann), *M. sinuosa* Porthault, *M. marianosi* (Douglas), *M. coronata* (Bolli) (фототабл. 2). Их совместное распространение указывает на раннеконьякский–раннесантонский возраст исследуемого образца (ПФ зоны *Dicarinella concavata* — *D. asymetrica* (рис. 4).

В обр. № 4 определен комплекс разнообразных планктонных и бентосных фораминифер (фототабл. 3). Первые представлены таксонами *Globotruncana arca* (Cushman), *G. bulloides*? Vogler, *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *C. morozovae* (Vasilenko), *Archaeoglobigerina australis* Huber, *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg), *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno и *Rugoglobigerina*? sp. Бентосные фораминиферы представлены видом *Osangularia navarroana* (Cushman) и представителями родов *Nodosaria* Lamarck и *Cibicidoides*? Thalmann. Большинство из них имеют широкое стратиграфическое распространение — начиная от верхов коньяка вплоть до первой половины маастрихта, но наличие глоботрункан и контузотрункан позволяет ограничить возраст пород кампаном–ранним маастрихтом (рис. 4).

В обр. № 5 определены преимущественно планктонные фораминиферы: *Contusotruncana fornicata*? (Plummer), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Globotruncanella stuarti* (de Lapparent), *Radotruncana subspinosus* (Pessagno), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Rugoglobigerina pennyi* Bronnimann, *Rugoglobigerina scotti* (Bronnimann), *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg). Бентосные формы представлены раковинами *Gavelinella* sp. и *Brotzenella praeacuta* (Vasilenko) (фототабл. 4). Совместное нахождение видов *Globotruncanella stuarti* (de Lapparent), *Rugoglobigerina pennyi* Bronnimann и *Brotzenella praeacuta* (Vasilenko) указывает на раннемаастрихтский возраст исследуемых пород (рис. 4).

Комплекс фораминифер из обр. № 6 отличается плохой сохранностью и широким стратиграфическим распространением встреченных таксонов: *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *C. contusa*? (Cushman), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Pl. sp.*, *Pseudotextularia nuttali* Rzehak (фототабл. 5). Выявленный комплекс ПФ позволяет ограничить возраст вмещающих отложений довольно широким стратиграфическим диапазоном — от коньяка вплоть до маастрихта (рис. 4).

Во всех изученных образцах выявлены комплексы планктонных и бентосных фораминифер. В обр.

№ 1, 2 и 3 комплексы таксономически довольно схожи — из 7-ми определенных видов 3 общие: *M. coronata* (Bolli), *M. pseudolinneiana* (Pessagno), *M. paraventricosa* (Hofker) (рис. 4). На этом основании мы предполагаем, что обр. № 1, 2 и 3 в принципе могли быть отобраны из общего местонахождения. Таким образом, возраст отложений может быть ограничен поздним коньяком–ранним сантоном.

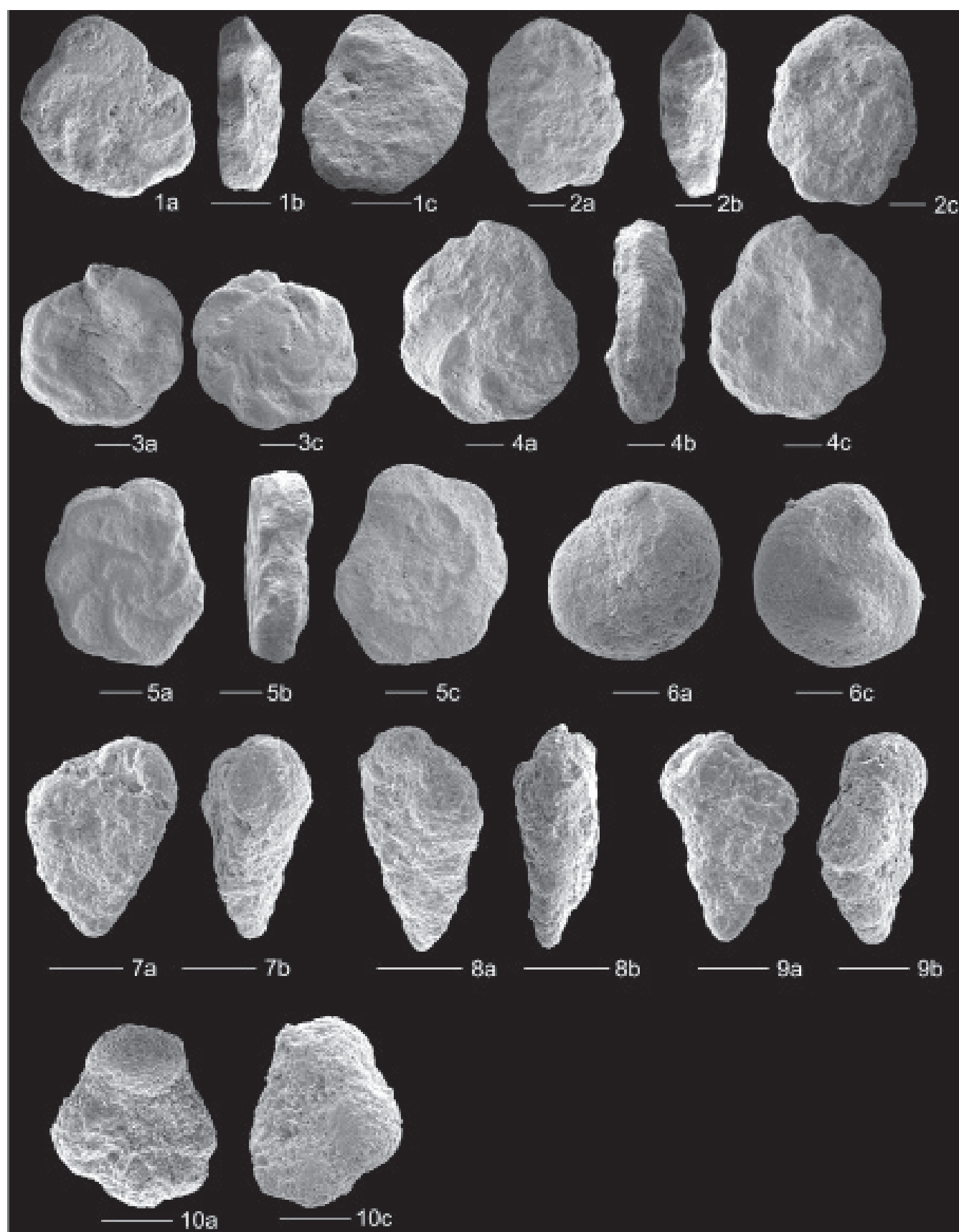
Микрофаунистические комплексы в обр. № 4, 5 и 6 принципиально отличаются от вышеописанного. Здесь существенно выше разнообразие, однако общих видов значительно меньше: *Contusotruncana fornicata* (Plummer) присутствует во всех образцах, *Globotruncana bulloides* Vogler — общий для обр. № 4 и 5, а *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg) — общий для обр. № 5 и 6 (рис. 4). Тем не менее обр. № 4 и 5 характеризуются близким возрастом — кампанским–раннемаастрихтским (обр. № 4) и раннемаастрихтским (обр. № 5), что не исключает их происхождения из разных стратиграфических уровней одного кампан–маастрихтского разреза.

Все образцы, вне сомнений, происходят из верхнемеловых осадочных комплексов, что накладывает значительные ограничения на возможные локации отбора.

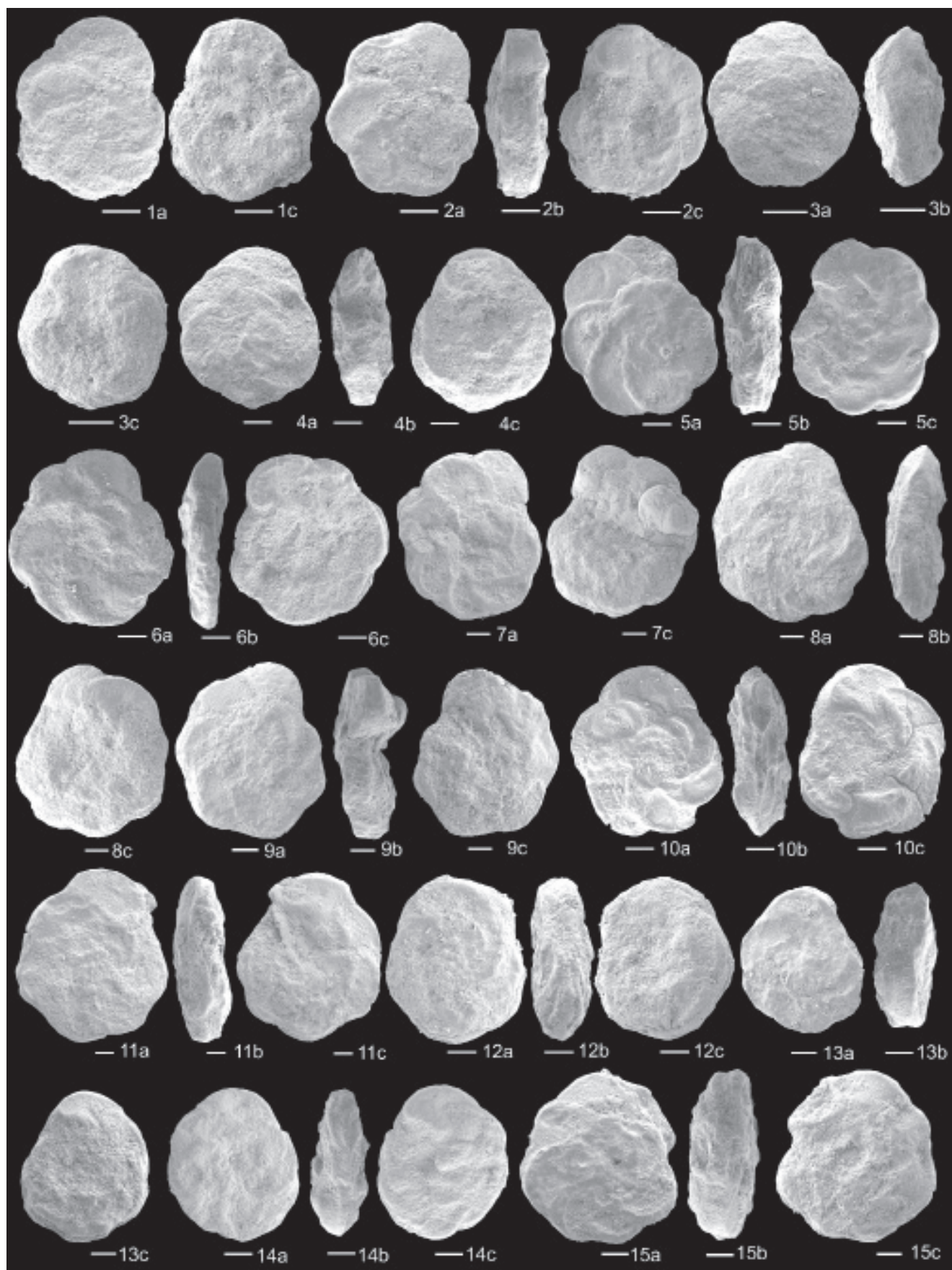
Далее необходимо было рассмотреть известные и вероятные источники каменного материала, откуда мог быть привезен камень для строительства. Так как наиболее близко к Фанагории расположены территории Таманского и Керченского п-вов, то рассмотрение стоит начать с них.

На Таманском п-ове и прилегающих территориях известны немногочисленные примеры использования карбонатных пород для строительства. Местные мергели и известняки, предположительно добывавшиеся в северной части Таманского п-ова, присутствуют в фундаментах построек IV в. до н. э. поселения Приазовский-4, расположенного на северном побережье Таманского залива [Завойкин, 2015]. Выходы неогеновых (миоцен–плиоценовых) известняков отмечены на мелководье в юго-западной части Таманского залива [Лебединский, Чхаидзе, 2021; Ростовцева, Кулешов, 2016]. Учитывая низкий уровень моря в середине I тысячелетия до н. э., эти известняки потенциально могли быть источником каменного материала для строительства Гермонассы (совр. Тамань). В 2021 г. около хут. Вознесенский (вблизи г. Анапа) найдена каменоломня, расположенная в поле развития неогеновых осадочных комплексов [Государственная..., 2001], камень из которой, вероятно, использовался для строительства в Горгии (совр. Анапа).

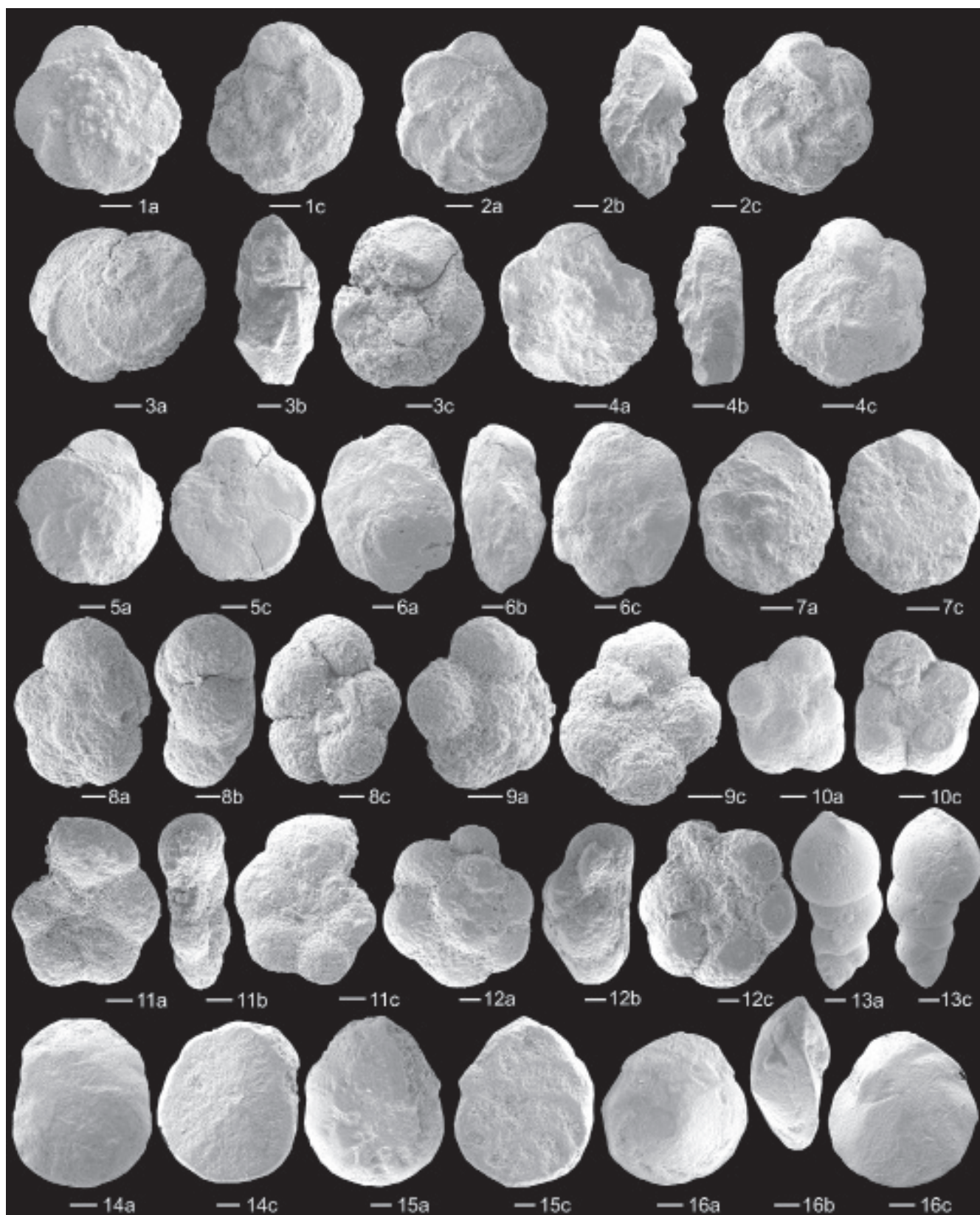
На Керченском п-ове крупные объемы известняка и мергеля добывали в каменоломнях Пантикапея (совр. Керчь), но эти породы относятся к неогену [Государственная..., 2001]. Известняковые рифовые гряды в Керченском проливе в районе косы Тузла и мыса Панагия, рядом с которыми предполагаются якорные стоянки [Паромов, 2015], тоже сложены



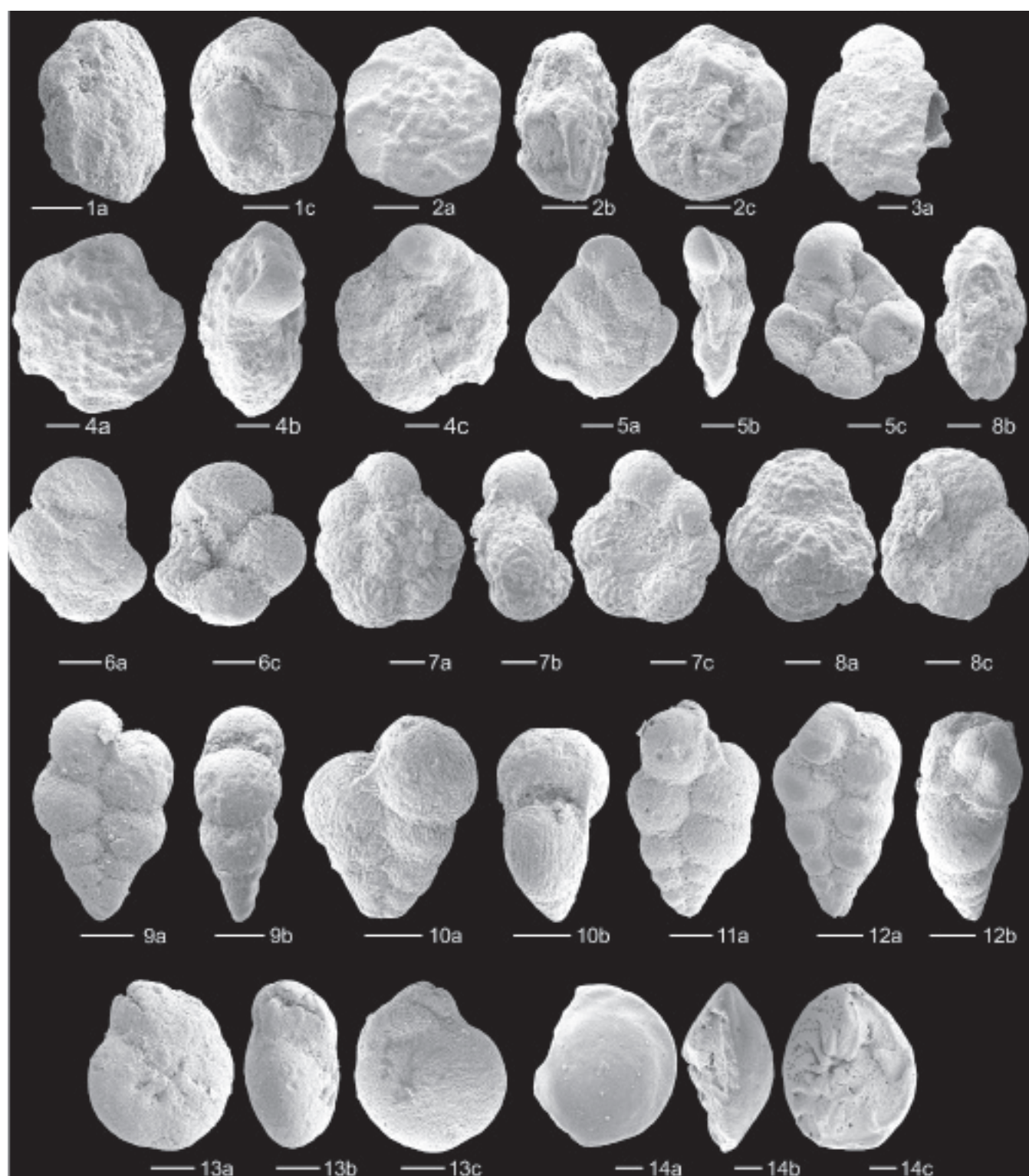
Фототаблица 1. Фораминиферы из мергелей забутовки причала, обр. № 2: 1a–c, 2a–c — *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno; 3a, c, 4a–c — *Marginotruncana coronata* (Bolli); 5a–c — *Marginotruncana paraventricosa* (Hofker); 6a–c — *Gavelinella vesca* (Brotzen) / *Gavelinella praeinfrasantonica*?; 7a, b, 8a, b, 9a, b — *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg); 10 a, c — *Whiteinella* sp. Масштабная линейка 250 мкм



Фототаблица 2. Фораминиферы из мергелей, обр. № 3: 1а, с, 2а-с, 3а-с, 4а-с — *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno; 5а-с, 6а-с, 7а-с, 8а-с — *Marginotruncana coronata* (Bolli); 9а-с — *Marginotruncana paraventricosa* Hofker; 10а-с, 11а-с — *Marginotruncana* cf. *undulata* (Lehmann); 12а-с — *Marginotruncana sinuosa* Porthault; 13а — *Marginotruncana undulata* (Lehmann); 13в-с — *Marginotruncana* cf.; 14а-с, 15а-с — *Marginotruncana marianosi* (Douglas). Масштабная линейка 250 мкм

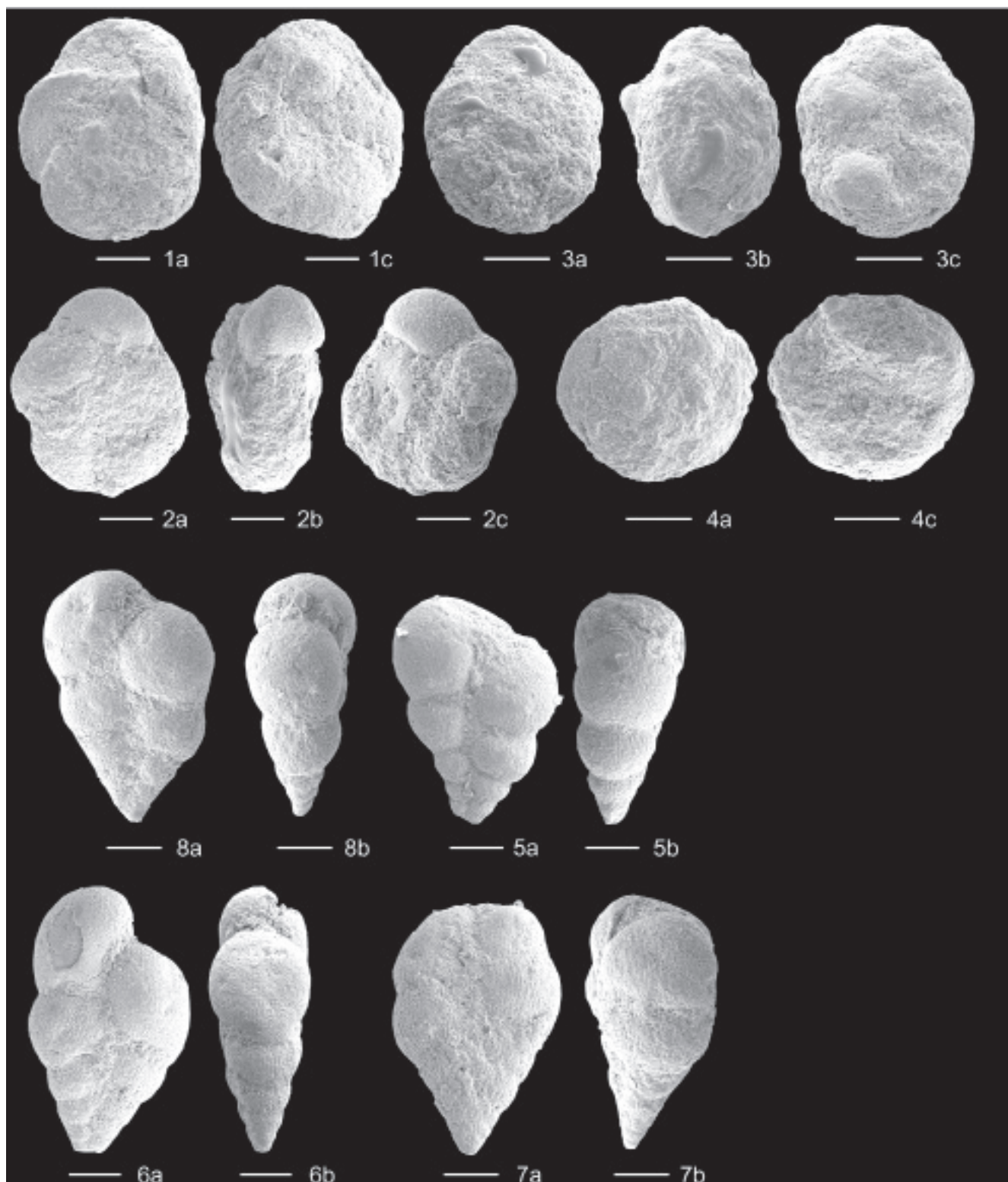


Фототаблица 3. Фораминиферы из мергелей, обр. № 4: 1a, c — *Globotruncana arca* (Cushman); 2a–c — *Globotruncana arca* (Cushman)?; 3a–c — *Contusotruncana fornicata* (Plummer); 4a–c — *Contusotruncana morozovae* (Vasilenko); 5 a, c — *Globotruncana bulloides*? Vogler; 6a–c — *Globotruncana* sp. 7a, c(?) — *Globotruncana* sp.; 8a–c, 9a, c — *Archaeoglobigerina australis* Huber; 10a, c — *Rugoglobigerina* ? sp.; 11a–c — *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg); 12a–c — *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno; БФ: 13a–c — *Nodosaria* sp.; 14a, c — *Cibicides*? sp.; 15a, c — *Brotzenella complanata* (Reuss)/*Stensioeina pommerana*?; 16a–c — *Osangularia navarroana* (Cushman). Масштабная линейка 100 мкм



Фототаблица 4. Фораминиферы из мергелей, обр. № 5: 1а, с — *Contusotruncana fornicata*? (Plummer); 2а–с — *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent); 3а — *Radotruncana subspinosa* (Pessagno); 4а–с — *Globotruncana bulloides* Vogler; 5а–с, 6а, с — *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk); 7а–с — *Rugoglobigerina pennyi* Bronnimann; 8а–с — *Rugoglobigerina scotti* (Bronnimann); 9а–б, 10 а–б, 11а, 12а–б — *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg); БФ: 13а–с — *Gavelinella* sp.; 14а–с — *Brotzenella praeacuta* (Vasilenko)/*Angulogavelinella gracilis*?

Масштабная линейка 100 мкм



Фототаблица 5. Фораминиферы из мергелей, обр. № 6: 1a, c — *Contusotruncana fornicata* (Plummer); 2a–c — *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny); 3a–c, 4a, c — *Contusotruncana contusa*?? (Cushman); 5a–b, 8a–b — *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg); 6a–b — *Planoheterohelix* sp. 7a–b — *Pseudotextularia nuttali* Rzehak. Масштабная линейка 100 мкм

неогеновыми образованиями [Государственная..., 2001]. На южном побережье Таманского п-ова распространены отдельные пачки известняков и мергелей среднемиоценового возраста [Ростовцева и др., 2018; Ростовцева, Рыбкина, 2014]. Все эти примеры геохронологически не совпадают с возрастом

изученных образцов, т. е. карбонаты из фанагорийского причала происходят не с Таманского или Керченского п-ова.

Многие регионы, с которыми Фанагория торговала в VI–I вв. до н. э., с геологической точки зрения расположены в пределах Средиземноморского

складчатого пояса, сформировавшегося в границах существовавшего в мезозое–кайнозое океана Тетис. Южная и северная окраины этого океана именуются перитетическими бассейнами. Если сравнивать комплексы планктонных фораминифер центральной части Тетис (Малый Кавказ, Турция, Греция и Италия) с таковыми Перитетических бассейнов (к последним, в частности, относится Крымско-Северокавказский регион), то центральнотетические комплексы ПФ окажутся таксономически более разнообразными. Это означает, что многие виды, распространенные в центральном Тетисе, в бассейнах Перитетиса отсутствовали. Кроме того, в обширном открытом океане центральной части Тетиса практически или вовсе отсутствовали обитающие на дне формы. В относительно более мелководных окраинных перитетических морях, наоборот, бентосная фауна была широко развита и разнообразна.

Из-за значимых различий в палеоэкологии центрального и окраинного Тетиса зональные виды региональных стратиграфических схем тетического региона по ПФ различны для одновозрастных отложений (таблица).

Таксономический состав выявленных комплексов ПФ, сохранность раковин и практически полное отсутствие бентосных форм отличаются от таковых для одновозрастных комплексов Горного Крыма и Северного Кавказа. Вероятнее всего, эти породы происходят из регионов, расположенных ближе к Центральному Тетису — современные побережья Абхазии, Грузии, Азербайджана или Турции.

Дополнительным аргументом в пользу низкой вероятности доставки каменного материала с территории Крымского п-ова служит узкое распространение меловых комплексов на побережье Крыма. Верхнемеловые толщи обнажены вблизи побережья только в районе Феодосии [Йолкичев, Найдин, 1999], да и то на относительно небольших площадях. Единственная позднемеловая свита, развитая в черте г. Феодосия, представлена преимущественно белыми мягкими глинами, и в меньшей степени серовато-белыми алевроитистыми мергелями [Стратиграфия..., 2013]. Так как обломки мергелей в причале иногда достигают размеров 20–40 см, то крайне сложно представить, что такие крупные, но мягкие и трещиноватые блоки пород могли быть перенесены водотоками и не разрушены.

Комплекс микрофауны из образцов № 2 и 3 частично схож с комплексами турона, коньяка и сантона центральной части Горного Крыма (разрезы Алан-Кыр, Биюк-Карасу) [Брагина и др., 2014; Брагина и др., 2016], хотя в описанных разрезах виды *M. undulata* (Lehmann) и *M. marianosi* (Douglas) отсутствуют. Комплекс фораминифер, установленный в сантонских отложениях центральной части Горного Крыма (гора Ак-Кая) в работе [Корчагин и др., 2012], весьма значительно отличается от комплексов из образцов № 2 и 3 — вид *Gl. pseudolinneiana* Pessagno единственный общий для них. Также в упомяну-

тых выше разрезах описаны комплексы бентосных фораминифер, характеризующиеся высоким разнообразием и численностью, что не обнаружено в материале, исследованном нами. Таким образом, изученные образцы не могли быть привезены из Горного Крыма.

Рассматривая гипотезу о возможности поставки каменного материала в Фанагорию из Прикубанья по руслам рек на судах и лодках, следует учитывать, что большинство поселений, где найдены импортированные греческие товары, расположены в полях развития неогеновых образований, хронологически не совпадающих с изучаемыми образцами. Ближайшие к Фанагории меловые отложения Прикавказья расположены в верховьях рек Лаба и Белая, где также известны находки греческого импорта. Учитывая затруднительность речных перевозок в этих районах, крайне маловероятно, что сколько-нибудь значимые объемы мергелей или известняков из Прикавказья могли быть доставлены по Кубани на морское побережье.

В восточной части черноморского побережья верхнемеловые осадочные комплексы, включающие в себя известняки и мергели, выходят на побережье Черного моря на территории между античными городами Баты (совр. Новороссийск) и Торик (совр. Геленджик) [Агбунов, 1987]. Эти населенные пункты были расположены в весьма удобных бухтах и входили в состав Боспорского царства, что делает вероятным доставку каменного материала из этого района. Сравнение описанных нами комплексов с комплексами фораминифер из турон-коньякских отложений, вскрытых в карьере севернее ст. Шапсугская (22 км на север от г. Геленджик), показывает, что комплексы из образцов № 2 и 3 в целом близки к описанным в этом разрезе [Яковишина и др., 2022]. Общие виды представлены *Pl. globulosa* (Ehrenberg), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. coronata* (Bolli) и *M. sinuosa* Porthault. Однако в разрезе не встречены виды *M. paraventricosa* Hofker и *M. undulata* (Lehmann). Учитывая детальность исследования (22 пробы) [Яковишина и др., 2022], мы предполагаем, что указанные виды не характерны для этого разреза, а значит, образцы № 2 и 3 происходят не из района Геленджика.

К сожалению, разрезы Абхазии, расположенные восточнее Геленджика и Новороссийска, пока изучены недостаточно, и достоверная информация о местных микрофаунистических комплексах отсутствует. В районе Питиунта (совр. Пицунда) и Диоскуриады (совр. Сухум) на побережье выходят комплексы преимущественно неоген-четвертичного возраста, а меловые толщи распространены севернее, в горных районах. Гипотетически каменный материал из горных районов мог оказаться на черноморском побережье в результате речного переноса, но изучаемые породы представлены мягкими и трещиноватыми карбонатами, которые полностью разрушились бы при перекачивании по речному

руслу. В связи с этим южные склоны Кавказа следует исключить из возможных регионов происхождения изучаемого материала.

Кроме того, этот район Черноморского побережья восточнее Геленджика был печально знаменит из-за активности пиратов. Античный историк и географ Страбон в «Географии» отмечал: «Обитатели его живут морским разбоем, для чего имеют небольшие, узкие и легкие ладьи, вмещающие около двадцати пяти человек и редко могущие принять тридцать; эллины называют их камарами... Выходя в море на своих камарах и нападая то на грузовые суда, то на какую-нибудь местность или даже город, они господствуют на море». Это не исключает вероятность продажи камня местными племенами грекам, но и не увеличивает ее.

Сравнение изученных комплексов с микрофауной из верхнемеловых отложений Западной Грузии (бассейн р. Техури) [Микадзе и др., 2020] показывает, что в местных карбонатных толщах отсутствуют виды *M. paraventricosa* Hofker и *M. undulata* (Lehmann), выявленные нами в обр. № 2 и 3. Поэтому можно считать, что изученные породы происходят и не из этого региона.

Продолжая попытки определить потенциальные районы происхождения каменного материала, обсудим и более удаленные от Фанагории регионы, особенно те, с которыми город поддерживал торговые связи. В VI — середине V вв. до н. э. основные объемы вина и оливкового масла в греческие колонии на Боспоре Киммерийском поступали из полисов Средиземного моря — Хиоса, Самоса, Клазомен и Лесбоса (рис. 2). С середины V в. до н. э. существенная часть импорта поступала из Фасоса и Менды, а с IV в. до н. э. на Боспоре появилась продукция из Гераклеи и Синопы — городов на южном побережье Черного моря. Основным предметом боспорского экспорта была пшеница, стабильно поставлявшаяся в Афины [Кузнецов, 2000]. Таким образом, потенциальными источниками каменного материала могли быть районы вблизи городов, с которыми Фанагория имела торговые связи, — на островах Средиземноморья и на южном побережье Черного моря.

На северном побережье Турции меловые образования развиты весьма широко и занимают обширные территории. Здесь развиты карбонатные толщи верхнего турона, коньяка, сантона и раннего кампана, которые выше с перерывом перекрыты мощными толщами турбидитов верхнего кампана — маастрихта [Okay, Nikishin, 2015; Okay, Altiner, 2016]. Однако карбонаты распространены в основном в западном сегменте Понтида — в бассейне Центральная Сакария и в регионе Хаймана, расположенном в центральной части Турции.

В Центральных и Восточных Понтидах, где находились Синопа (рис. 2), а восточнее — Трапеззунд (совр. Трабзон) и ряд других древних городов, верхнемеловые комплексы представлены вулканогенно-осадочными образованиями. В рай-

оне Трабзона сероцветные карбонаты, мергели и глинистые известняки с прослоями базальтов и андезитов отмечены в свите Сешмелер (Çeşmeler) верхнего турона — раннего коньяка, а более молодая свита Елмали Дерё (Elmalı Dere) позднего коньяка — раннего сантона представлена уже красными тонкослоистыми пелагическими биомикритовыми известняками с пачками туфов [Türk Öz et al., 2016]. В целом комплекс фораминифер из свиты Сешмелер, описанный в работе [Türk Öz et al., 2016], схож с комплексами из проб № 2 и 3. Свита Елмали Дерё не кажется перспективной для сравнения с исследованным нами материалом, так как в ней описаны красноцветные известняки, а наши образцы имеют белый цвет.

Более молодые толщи в этом районе представлены андезибазальтовыми лавами и пирокластическим материалом с прослоями известняков и песчаников позднего коньяка — позднего сантона свиты Чаглаян (Çağlayan) и кислыми вулканитами с прослоями красных пелагических известняков и кремнистых пачек сантона — раннего кампана свиты Чайрбаг (Çayırbağ) [Soycan, Hakyemez, 2018].

Комплекс микрофауны из обр. № 6 в целом может быть сопоставлен с комплексом свиты Чайрбаг раннего кампана, так как здесь не обнаружен только один вид *C. contusa* (Cushman), экземпляр которого в нашем материале отличается весьма плохой сохранностью. Комплексы фораминифер из близких по возрасту к этим толщам обр. № 4 и 5 не совпадают с описанными в разрезах вблизи побережья восточнее Трабзона [Soycan, Hakyemez, 2018] — здесь не обнаружены виды *Gl. Havanensis* (Voorwijk), *Gl. stuarti* (de Lapparent), *R. subspinosa* (Pessagno), *R. pennyi* Bronnimann, *R. scotti* Bronnimann из обр. № 5 (5 из 8 видов); *C. morozovae* (Vasilenko), *Arch. australis* Huber, *Gl. asper* (Ehrenberg), *Arch. bosquensis* Pessagno из обр. № 4 (4 из 7 видов).

Мы считаем, что породы обр. № 6 были отобраны из карбонатов свиты Чайрбаг в районе турецкого г. Хопа (Нора, побережье, вблизи границы Турции и Грузии). Образцы № 4 и 5 имеют слишком значимые различия с комплексами из упомянутых толщ, поэтому происходят не из них.

Более молодые толщи в этом районе относятся к позднему кампану и маастрихту и представляют собой отложения континентального склона, т. е. их фаунистическая характеристика принципиально отличается. В этих отложениях широко распространены бентосные фораминиферы, мшанки, рудисты, а наиболее дистальные фации, хоть и содержат планктонных фораминифер, но обычно окрашены в оттенки красного [Köroğlu, Kandemir, 2019]. Поэтому маловероятно, что обр. № 4 и 5 могут происходить из восточной части турецкого побережья Черного моря.

Западная часть черноморского побережья Турции, где была расположена Гераклея, относится к Стамбульской зоне [Okay, Altiner, 2016; Okay,

Nikishin, 2015]. Верхнемеловые комплексы здесь развиты пятнами и представлены известняками маастрихта и палеоцена. В окрестностях древней Гераклеи на предмет содержания остатков фораминифер детально изучена серия прибрежных разрезов [Matsumaru, 2016], однако комплекс описанных в этой работе фораминифер существенно отличается от выявленных нами видов в обр. № 4 и 5.

Южнее на побережье верхнемеловые комплексы развиты на самом юге Турции в составе Анатолийско-Тавридского блока [Okay, Nikishin, 2015; Okay, Altiner, 2016]. Полученный нами комплекс микрофауны из обр. № 5 удивительно хорошо таксономически совпадает с комплексом, описанным из позднекампанской–маастрихтской свиты Бабадаг. В разрезе на восточном побережье Эгейского моря вблизи г. Даламан обнаружены все встреченные нами виды в обр. № 5 [Sari, 2017]. Упомянутый разрез относится к крупному Лисийскому надвику, где породы представлены кальцитурбидитами и микритовыми известняками. Выходы карбонатов тут весьма обширны, в том числе и по побережью [Sari, 2017], что позволяет предположить, что этот район — одна из возможных локаций отбора камня. Это не противоречит историческим данным. Крупные полисы на этом участке побережья неизвестны, однако среди керамики в осадках у причала Фанагории обнаружены фрагменты из полисов Родос и Кос, расположенных относительно недалеко от обсуждаемой локации.

Заключение. В работе впервые проанализирован каменный материал осадочного генезиса, использованный в Фанагории при постройке причала III–IV вв. до н. э. Установлено, что изученные мергели и известняки имеют позднемеловой возраст. Различия в комплексах микрофауны позволили предположить, что изученный каменный материал происходит не из одного места или как минимум не из разновозрастных отложений (в пределах позднего мела).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азбунов М.В. Античная лоция Черного моря. М.: Наука, 1987. 156 с.

Алексеев А.С., Леушина И.В., Панасьян Л.Л. Значение геологической информации при реставрации исторических памятников, построенных с использованием «белого камня» // Вестн. РАЕН. 2016. № 1. С. 3–10.

Античное наследие Кубани: В 3 т. Т. 2. М.: Наука, 2010.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сенотман–коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008а. Т. 16, № 3. С. 36–46.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. Т. 16, № 5. С. 62–74.

Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Радиолярии, фораминиферы и биостратиграфическое

Сведения об осадочных образованиях Черноморского региона и специфика микрофаунистических комплексов в изученной серии образцов позволяют сделать вывод, что изучаемые породы сформировались не в Крыму и не в Предкавказье. На это указывает практически полное отсутствие бентосных фораминифер, что не характерно для бассейнов Перитетиса. По этой же причине подавляющая часть верхнемеловых комплексов Турции не могла служить источником этого камня, так как они формировались как склоновые, более мелководные, островодужные комплексы.

Установить локацию отбора удалось лишь для части образцов: обр. № 6 мог быть привезен из района г. Хопа (северная Турция, вблизи границы с Грузией), а обр. № 5 — с побережья Турции восточнее о-ва Родос.

Результаты данного исследования, как и ранее проведенное изучение серии андезитов, подтверждают вывод о массовых поставках строительного камня в Фанагорию в V–IV вв. до н. э. из нескольких разрозненных, сильно удаленных регионов.

Благодарности. Авторы благодарят коллег из кабинета (лаборатории) приборной аналитики Палеонтологического института имени Ю.А. Орлова РАН и лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова за возможность изучения раковин на сканирующих электронных микроскопах. Авторы признательны А.С. Алексееву и Н.Ю. Брагину за обсуждение результатов и ценные советы по интерпретации материалов и геологии Черноморского региона. Отдельно авторы выражают глубокую признательность Е.М. Тесаковой (МГУ имени М.В. Ломоносова) за очень внимательный разбор сложных моментов и неоценимую помощь в подготовке работы.

Финансирование. Работа выполнена в рамках тем госзадания ГИН РАН (№ 0114-2021-0003).

расчленение коньяка–кампа разреза Алан-Кыр, Горный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 1. С. 44–63.

Брагина Л.Г., Брагина Н.Ю., Копеевич Л.Ф. Радиолярии, планктонные фораминиферы и стратиграфия турона–нижнего коньяка разреза Биюк-Карасу (Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 3. С. 3–14.

Вишневская В.С., Копеевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 26–35.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е, сер. кавказская, листы L–37–XIX, XXV Тамань // Объясн. зап. / Гл. ред. К.О. Ростовцев, науч. ред. И.И. Греков. СПб., 2001.

Дикарев В.А. О фанагорийской регрессии Черного моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 1. С. 35–40.

Завойкин А.А. Природный фактор и физический облик сельских поселений Азиатского Боспора // Боспор Киммерийский и варварский мир в период античности и средневековья. Географическая среда и социум: XVI Боспорские чтения. Керчь, 2015. С. 121–129.

Завойкин А.А., Кузнецов В.Д. Древнейшее общественное здание в Фанагории // Проблемы истории, филологии, культуры. 2011. № 4 (34). С. 188–198.

Иолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел Северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 48–59.

Копачевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 86, вып. 3. С. 32–45.

Копачевич Л.Ф. Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 85, вып. 5. С. 40–52.

Копачевич Л.Ф., Алексеев А.С. Нина Ивановна Маслакова и развитие зональной шкалы верхнего мела юга Европы по планктонным форминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т.94, вып. 4. С. 3–13.

Корчагин О.А., Брагина Л.Г., Брагина Н.Ю. Планктонные фораминиферы и радиолярии из коньяк-сантонских отложений г. Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 1. С. 83–107.

Кузнецов В.Д. Афины и Боспор: хлебная торговля // Российская археология. 2000. № 1. С. 107–120.

Лебединский В.В., Чхаидзе В.Н. Результаты гидроакустического обследования морского дна акватории Таманского городища в 2020 г. // КСИА. 2021. Вып. 265. С. 375–384.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 165 с.

Маслакова Н.И., Горбачик Т.Н., Алексеев А.С. и др. Микрорепертология: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 256 с.

Микадзе Х., Лапачишвили Н., Икошвили Н., Онофришвили М. Биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений реки Техури (Западная Грузия) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы X Всерос. совещ., Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Магадан, 2020. С. 166–170.

Ольховский С.В., Степанов А.В. Магнитометрические разведки в акватории Фанагории // Вопросы подводной археологии. 2013. № 4. С. 53–58.

Паромов Я.М. Краеугольный камень Таманской палеогеографии // Краткие сообщения Института археологии. 2015. № 241. С. 137–153.

Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И. Циклостратиграфия понтических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 4. С. 50–55.

Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И., Соколова А.Ю. Условия седиментации конкских отложений Таманского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 6. С. 51–56.

Ростовцева Ю.В., Кулешов В.Н. Стабильные изотопные ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатов неогена Восточного Паратетиса (Керченско-Таманский регион): условия осадконакопления и постседиментационные изменения // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 5. С. 387–401.

Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Головний ред. П.Ф. Гожик. Київ: Логос, 2013. 637 с.

Хотылев А.О., Ольховский С.В., Майоров А.А. и др. Применение методов изотопной геохронологии для локализации регионов импорта каменного материала // Российские нанотехнологии. 2022а. Т. 17. № 5. С. 603–615. URL: <https://doi.org/10.56304/S1992722322050090>

Хотылев А.О., Ольховский С.В., Майоров А.А. и др. Каменный материал некоторых построек Акрополя Фанагории // Проблемы филологии, истории и культуры. 2022б. № 3. С. 51–70. URL: <https://doi.org/10.18503/1992-0431-2022-3-77-51>

Яковичина Е.В., Бордунов С.И., Копачевич Л.Ф. и др. Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений Северо-Западного Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30, №3. С. 41–61.

Bar A. Ballast stones from the Akko Tower shipwreck a petrographic and geo-archaeological study based on underwater archaeology // Skylis. 2018. Vol. 18. P. 157–161.

Bar A., Olivarius M., Boldreel L.-O. et al. Analyses of ballast stones from the Akko Tower Wreck, Israel: a clue to the sailing route of the ship // J. Archaeol. Sci. Rep. 2019. Vol. 26. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2019.101911>.

Brilli M., Giustini F., Conte A.M. et al. Petrography, geochemistry, and cathodoluminescence of ancient white marble from quarries in the Southern Phrygia and Northern Caria Regions of Turkey: Considerations on provenance discrimination // J. Archaeol. Sci. Rep. 2015. Vol. 4. P. 124–142. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2015.08.036>.

Burdette K.M.W., Smith M.S. The mineralogy, petrology, and provenance of ballast stones from the Cape Fear, North Carolina: 1725–1825 // Southeastern Geol. 2014. Vol. 50. P. 93–108.

Calliogo Th., Coquinot Y., Guerra M.F. et al. Dolomitic marble from Thasos at the Louvre // Open J. Archaeometry. 2013. Vol. 1, N 14. P. 68. <https://doi.org/10.4081/arc.2013.e14>.

Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian-Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Classical Tethyan Gubbio section // Newslett. Stratigr. 2015. Vol. 48, N 1. P. 47–90.

Fouache E., Kelterbaum D., Brückner H. et al. The Late Holocene evolution of the Black Sea — a Critical View on the So-called Phanagorian regression // Quaternary Intern. 2012. Vol. 266. P. 162–174. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.04.008>.

Gawor-Biedowa E. Campanian and Maastrichtian foraminifera from the Lublin Upland, Eastern Poland // Palaeontologica Polonica. 1992. N 52. 187 p.

Khotylev A.O., Olkhovskiy S.V. Geological Studies as a Source of Data on the Maritime Trade between the Cimmerian Bosphorus and the Mediterranean in the 1st Millennium BCE // Skylis. 2020. Vol. 20. P. 97–107.

Köroğlu F., Kandemir R. The bio-lithoclastic carbonate facies analysis: Şahinkaya Member Maastrichtian (Late Cretaceous) skeletal carbonate deposit, Sakarya Zone, NE Turkey // Carbonates and Evaporites. 2019. Vol. 34. P. 1737–1755. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00523-1>

Life, death and representation: Some New Work on Roman sarcophagi / Ed. J. Elsner, J. Huskinson. 2011. P. 149–187. <https://doi.org/10.1515/9783110216783.149>

Matsumaru K. Larger foraminiferal biostratigraphy of the upper Cretaceous (Campanian) to Paleogene (Lutetian)

sedimentary rocks in the Haymana and Black Sea regions, Turkey // *Micropaleontology*. 2016. Vol. 62, N 1. P. 1–68.

Okay A.I., Altiner D. Carbonate sedimentation in an extensional active margin: Cretaceous history of the Haymana region, Pontides // *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*. 2016. Vol. 105. P. 2013–2030. DOI: 10.1007/s00531-016-1313-4

Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Int. Geol. Rev.* 2015. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>

Ovechkina M.N., Kopaevich L.F., Aleksandrova G.N. et al. Calcareous nannofossils and other proxies define the Santonian Campanian boundary in the Central Crimean Mountains (Alan-Kyr section) // *Cretaceous Res.* 2021. Vol. 119. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104706>

Petrizzo M.R., Falzoni F., Premoli Silva I. Identification of the base of the lower-to-middle Campanian Globotruncana ventricosa Zone: Comments on reliability and global correla-

tions // *Cretaceous Res.* 2011. Vol. 32, P. 387–05. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.01.010>

Sari B. Lithostratigraphy and planktonic foraminifera of the Uppermost Cretaceous–Upper Palaeocene Strata of the Tavas Nappe of the Lycian Nappes (SW Turkey) // *Geologia Croatica*. 2017. Vol. 70, N 3. P. 163–177. <https://doi.org/10.4154/gc.2017.14>

Soycan H., Hakyemez A. The first calibration of radiolarian biochronology with Late Cretaceous (latest Coniacian–Santonian to early Campanian) planktonic foraminifera in the volcano-sedimentary sequences of the Eastern Pontides, NE Turkey // *Cretaceous Res.* 2018. Vol. 85. P. 319–348.

Türk Öz E., Kopaevich L., Vishnevskay V., Çapknoğlu Ş. Biostratigraphy of the Maçka region: first records of Upper Cretaceous planktonic foraminifera and radiolarians from the Eastern Pontides (Maçka, Trabzon, Turkey) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2016. Vol. 24, N 2. С. 67–87.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 551.2/3

СЕЙСМИЧЕСКИЕ КАТАСТРОФЫ В АХСИКЕТЕ (АХСИ) — СТОЛИЦЕ ФЕРГАНЫ В ЭПОХУ ТИМУРА И ТИМУРИДОВ

Андрей Михайлович Корженков^{1✉}, Абдулхамид Анарбаевич Анарбаев²,
Махира Турабовна Усманова³, Улфат Аманович Нурматов⁴,
Шукрулло Назруллаевич Насриддинов⁵, Улутбек Латифжон угли Артиков⁶,
Тахир Камилович Захидов⁷, Улмас Акбаровна Юсупджанова⁸,
Любовь Андреевна Корженкова⁹, Алексей Андреевич Сенцов¹⁰,
Алексей Олегович Агибалов¹¹

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; amkor61@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-6424-4253>

² Национальный Центр археологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан; anarbaev-ahsi@mail.ru

³ Институт сейсмологии имени Г.А. Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан; m.usmanova@mail.ru

⁴ Институт сейсмологии имени Г.А. Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан; ulfat.nurmatov@mail.ru

⁵ Наманганский государственный университет, Наманган, Узбекистан; nasriddinovshukrullo99@gmail.com

⁶ Национальный Центр археологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан; uartikov93@mail.ru

⁷ Институт сейсмологии имени Г.А. Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан; tokhir_zakhidov@mail.ru

⁸ Институт сейсмологии имени Г.А. Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан; seismosuz@gmail.com

⁹ Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; korjenkova2404@mail.ru

¹⁰ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alekssencov@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

¹¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

Аннотация. Изучены сейсмические деформации в руинах древнего города Янги-Ахси (Наманганская область Узбекистана): разрывы со смещением в грунте; обрушения на значительные расстояния; наклоны, выдвигания и повороты частей строительных конструкций, образовавшиеся в результате, по крайней мере, двух позднесредневековых землетрясений. Они связаны с активизацией Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны. На основе оценки периода повторяемости землетрясений этой области сделан вывод о том, что в настоящее время здесь сформировались условия для возникновения сейсмического события с магнитудой ≥ 6 .

Ключевые слова: Фергана, Ахсикет (Ахси), сейсмические деформации, сейсмические катастрофы

Для цитирования: Корженков А.М., Анарбаев А.А., Усманова М.Т., Нурматов У.А., Насриддинов Ш.Н., Артиков У.Л., Захидов Т.К., Юсупджанова У.А., Корженкова Л.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Сейсмические катастрофы в Ахсикете (Ахси) — столице Ферганы в эпоху Тимура и Тимуридов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 20–30. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-20-30

SEISMIC CATASTROPHES IN AKHSIKET (AKHSI) — THE CAPITAL OF FERGANA IN THE EPOCH OF TIMUR AND THE TIMURIDS

Andrey M. Korzhenkov^{1✉}, Abdulkhamid A. Anarbaev², Makhira T. Usmanova³,
Ulfat A. Nurmatov⁴, Shukrullo N. Nasriddinov⁵, Ulugbek L. Artikov⁶,
Takhir K. Zakhidov⁷, Ulmas A. Yusupdzhanova⁸, Lyubov A. Korzhenkova⁹,
Alexey A. Sentsov¹⁰, Alexey O. Agibalov¹¹

¹ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; amkor61@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6424-4253>

² National Center of Archaeology, Academy of Sciences, Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; anarbaev-ahsi@mail.ru

³ Institute of Seismology G.A. Mavlyanov, Academy of Sciences, Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan;
m.usmanova@mail.ru

⁴ Institute of Seismology G.A. Mavlyanov, Academy of Sciences, Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan;
ulfat.nurmatov@mail.ru

⁵ Namangan State University, Republic of Uzbekistan, Namangan, Uzbekistan; nasriddinovshukrullo99@gmail.com

⁶ National Center of Archaeology, Academy of Sciences, Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; uartikov93@mail.ru

⁷ Institute of Seismology G.A. Mavlyanov, Academy of Sciences, Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan;
tokhir_zakhidov@mail.ru

⁸ Institute of Seismology G.A. Mavlyanov, Academy of Sciences, Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan;
seismosuz@gmail.com

⁹ E.M. Sergeev Institute of Geoecology RAS, Moscow, Russia; korjenkova2404@mail.ru

¹⁰ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

¹¹ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

Abstract. Seismic deformations in the ruins of the ancient city of Yangi Ahsi (Namangan region of Uzbekistan) have been studied: ruptures with displacement in the ground, collapses over considerable distances, tilts, shifts and rotations of parts of building structures formed as a result of at least two late medieval earthquakes. They are associated with the activation of the North Ferghana flexure-rupture zone. Based on the assessment of the period of recurrence of earthquakes in this area, it is concluded that conditions have now formed here for the occurrence of a seismic event with a magnitude ≥ 6 .

Key words: Fergana, Ahsiket, Ahsi, Silk Road, seismic deformations, seismic catastrophes

For citation: Korzhenkov A.M., Anarbaev A.A., Usmanova M.T., Nurmatov U.A., Nasriddinov Sh.N., Artikov U.L., Zakhidov T.K., Yusupdzhanova U.A., Korzhenkova L.A., Sentsov A.A., Agibalov A.O. Seismic catastrophes in Akhsiket (Akhsi) — the capital of Fergana in the epoch of Timur and the Timurids. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 20–30. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-20-30 (In Russ.).

Введение. Караванный Великий шелковый путь из Китая в Европу, Индию и обратно существовал на протяжении полутора тысяч лет до Позднего Средневековья — времени открытия морского пути в Индию и Китай. Этот путь не был одной проторенной дорогой, это было множество дорог и троп, которые вели в одном направлении. В частности, через Фергану проходило большинство караванов, идущих из Китая на Запад [Анарбаев, 2019]. Караваны шли то по одному, то по другому участку пути в зависимости от политической, военной и климатической ситуации. По всей видимости, сильные сейсмические катастрофы также приводили к изменениям маршрутов торговых караванов, так как нарушались инфраструктура караван-сараев, обеспечение людей и животных водой и пищей.

Ферганская межгорная впадина, расположенная на западе горной системы Тянь-Шань, известна своими сильными сейсмическими событиями. Сеть сейсмических станций, работающих в горном регионе Ферганской впадины, тщательно регистрирует все произошедшие землетрясения. Вместе с тем, период функционирования сети сейсмических станций не превышает 100 лет. Для построения карт сейсмического районирования необходима полноценная оценка сейсмической опасности территорий, для этого срока сейсмических наблюдений в 100 лет недостаточно. Период сейсмических наблюдений особенно важен для ответственных объектов, таких, как, например, АЭС, когда требуется изучение режима сильных землетрясений в регионе за последние 10 тыс. лет. Современные методы палеосейсмологии позволяют решать подобные задачи. Сильные землетрясения, произошедшие в доисторическое, историческое и современное время (инструментальная регистрация землетрясений началась с 1902 г.), свидетельствуют о высоком уровне сейсмичности в Наманганской области.

Статья посвящена исследованиям деформаций в древних строениях городища Янги-Ахси и продолжает наши работы по уточнению сейсмической опасности Ферганской долины на базе полученных ранее данных в области археосейсмологии. Городище Янги-Ахси — руины города Ахсикет эпохи Тимура и Тимуридов, который в древнем литературном памятнике «Бабурнаме» упоминается как Ахси. Городище находится на расстоянии около 5,5 км на

северо-запад от монгольского Ахсикета. Здесь мы изучили остатки минарета, бани и других объектов инфраструктуры города.

Материалы и методы исследования. Ферганскую долину отличает богатая история. Изобилие и часто относительно хорошая сохранность археологических памятников различных эпох, построенных за тысячи лет, создают благоприятные условия для применения археосейсмологического метода. В отдельных случаях очаги сильных землетрясений достигают поверхности. При этом разрываются и смещаются строительные конструкции. По величине и направлению смещения строительных элементов (например, городских стен или акведуков) можно определить кинематические характеристики сейсмического события и рассчитать их численные параметры. Время события определяется по возрасту археологических артефактов и по данным изотопных датировок. Таким образом, сравнительно легко находят ответы на три главных вопроса сейсмологической науки: где, когда и какой силы произошло землетрясение.

Однако подобные случаи выхода сейсмических очагов в пределах древних городов крайне редки. Чаще всего археологи имеют дело с многочисленными деформациями и разрушениями в строительных конструкциях, которые они традиционно приписывают нашествию иноземных армий или добровольному оставлению населенных пунктов местными жителями (например, при изменении местного гидрологического режима), тем не менее возможно установить сейсмическую природу деформаций по закономерностям обрушения строительных элементов. Использование особенностей разрушений, наблюдаемых в древних (так же, как и в современных) руинах, служит количественным инструментом для решения трех главных задач: 1) продление сейсмической летописи на временной интервал в тысячи лет; 2) локализация эпицентров методом, независимым от сейсмической сети и дополняющим ее; 3) идентификация зон с сейсмически наведенной деформацией сжатия и растяжения.

Особенности рассмотренных сейсмических повреждений археологических объектов были предварительно прокалиброваны нами при исследовании Кочкор-Атинского и Суусамырского землетрясений (1992 г., Кыргызстан), а затем использованы при

археосейсмологических исследованиях на Ближнем Востоке, в Средней Азии, в Германии, на Кавказе и в Крыму [Korzhenkov, Mazor, 1999]. Отметим, что свидетельства разрушительного землетрясения в археологическом комплексе становятся тем более очевидны, чем больше выделяется типов и случаев сейсмических повреждений, а обнаруженные сейсмические деформации моложе самих строительных конструкций, но старше последующего ремонта или перекрывающих сооружений.

Историко-археологический очерк. Столичный город Ахсикет был построен в III в. до н.э. на городище Ахсикент (Эски Ахси) и просуществовал до монгольского завоевания. В древности город назывался Фергана, и только со второй половины IX в. он в источниках упоминается как Ахсикет, а по нумизматическим материалам до середины XI в. продолжал носить двойное название Фергана-Ахсикет. В IX–XII вв. его площадь достигала более 400 га, а население составляло более 200 тыс. человек, т.е. город был мегаполисом своего времени. В эти годы Фергана поставляла в Китай «небесных коней», доспехи и хлопок. Позже из Ферганы (Ахсикета) на Восток и Запад вывозили так называемые дамасские клинки — в это время город работал в основном на большой международный рынок. Это дало городу возможность разбогатеть и стать экономически сильным [Анарбаев, 1988, 2013; Корженков и др., 2021].

В X–XI вв. в городе из обожженных кирпичей были возведены бани со сложной подземной коммуникацией, построены подземная водопроводная система, соборная мечеть и монументальные жилые дома. Однако некогда процветающий город Ахсикет в первой четверти XIII в. внезапно разрушился. Соответственно, возникают вопросы: когда, кем и почему разрушен город? Известно, что в это время города Мавераннахра один за другим были завоеваны монголами, но в письменных источниках не встречена информация о том, что Ахсикет был разрушен монголами. В то же время источники содержат подробную информацию о занятии монголами городов Отрар, Бухара, Самарканд и Ургенч. Тем не менее, точных сведений о вторжении монголов в Ферганскую долину нет. Нам известно, что после завоевания Бухары и Самарканда Чингисхан, находясь в Самарканде, послал специальный отряд для захвата Ферганы [Бартольд, 1963], вот и все, больше мы нечего не знаем о судьбе столичного города Ахсикета.

Мы даже не знаем, как города Ферганы сопротивлялись монгольскому отряду. Если Ахсикет не был разрушен в этот период, то он должен был быть разрушен во время подавления протестов против монголов, которые произошли в Мавераннахре после 20-х гг. XIII в. Об этом свидетельствуют археологические материалы, которые получены в последние годы. В частности, монументальные жилища, украшенные настенной росписью и архитектурными

орнаментами караханидского периода, открытые на двух объектах памятника Ахсикент (XI, XXIV), были разрушены во времена монголов. После этого Ахсикет, как и многие другие города Узбекистана, такие, как Самарканд, Термез, Ургенч, Карши, Шахрисабз и Кува, изменил свое местоположение, т.е., определенная часть населения переселилась на территорию городища Янги-Ахси, а остальные нашли убежище в других городах Ферганской долины. Руины нового города находятся приблизительно в 5,5 км на северо-запад от старого и называются местным населением Янги-Ахси. Городище Янги-Ахси — это руины города Ахсикет в эпоху Тимура и Тимуридов, который в «Бабурнаме» упоминается в укороченном виде как Ахси. По сообщению Бабура [1993], Ахси (Ахсикат) был самым укрепленным городом Ферганы. Он был разрушен в результате сильного землетрясения в 1620 г. Теперь город Ахсикет-Ахси погиб окончательно, от него остались только одни воспоминания и руины под названием Янги-Ахси.

В 2021–2022 гг. на городище Янги-Ахси проводились археологические и археосейсмологические исследования на пяти объектах: были изучены остатки бани, минарета, внутриквартальных улиц. Так, на краю обрыва старого русла Сырдарьи (объект I) были расчищены остатки классической бани, возведенной из обожженных кирпичей на кировом растворе (рис. 1). Здание очень сильно разрушено, поэтому невозможно восстановить его план.

Объект II (мечеть) также находится на краю эрозионного обрыва. Здесь были расчищены остатки минарета. После гибели города река практически уничтожила даже уцелевшую нижнюю часть минарета. Сохранилась только его северная часть длиной 4 м и высотой 1,00–1,15 м. Судя по остаткам, диаметр минарета в основании составлял более 4 м. Мечеть была построена во второй половине XIII в. или в самом начале XIV в. и функционировала до 1620 г.

Объект III (жилой дом) находится на севере от вышеупомянутых объектов в частном огороде. Здесь была раскопана кладовая XV–XVI вв., где в больших хумах (керамических сосудах) хранились продукты. Еще на двух объектах (IV, V), которые тоже находились в частных огородах, раскопаны части внутриквартальных улиц, относящихся к XVI—началу XVII в.

Объект VI находится в 1,5 км на восток от городища Янги-Ахси. Здесь изучен архитектурный памятник — мавзолей Абдуллы Сурени. Удалось выяснить, что мавзолей построен примерно в XI в. и имел купольное перекрытие. Он разрушился во время землетрясения 1620 г. Спустя какое-то время памятник был восстановлен, но, к сожалению, он еще раз был разрушен. После этого мавзолей долго лежал в разваленном виде. Позже, приблизительно в XIX в., мавзолей был восстановлен, но без купола. При строительстве вторично применялись обожженные кирпичи XI–XII вв. и XV–XVI вв.

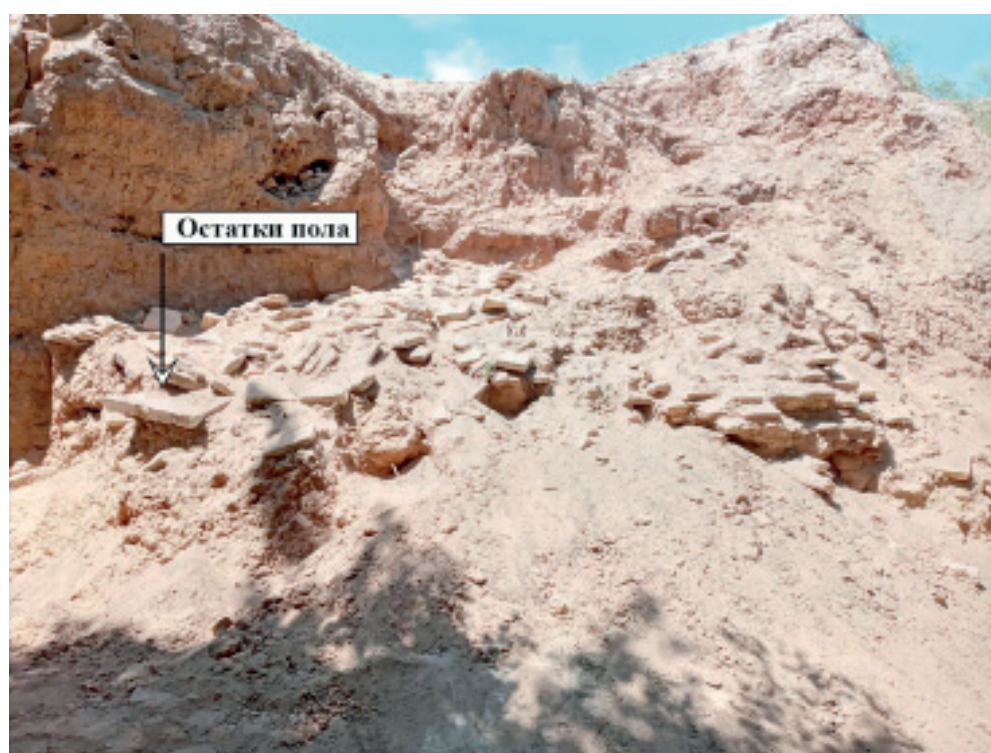


Рис. 1. Городище Янги-Ахси: остатки бани (объект I, вид с востока)



Рис. 2. Отброс пакетов кирпичей от сохранившегося фундамента позднесредневековой бани в Янги-Ахси. Простирание стенки раскопа 145°

Археосейсмологические исследования. В древнем Янги-Ахси нами найдены развалины бани XIV–начала XVII в., ее GPS-координаты: 40° 53' 25,4" с. ш., 71° 23' 18,8" в. д., абсолютная высота над уровнем моря 432 м. От бани сохранились лишь фундаментные части, однако на юго-восток от нее

(по азимуту 125°) находится шлейф из пакетов обожженных кирпичей, отлетевших на расстояние до 5 м (рис. 2). То, что обрушившиеся кирпичи находятся в археологическом разрезе в виде пакетов по несколько штук, служит доказательством не только хорошего качества цемента, но и того обстоятель-



Рис. 3. Зона трещиноватости в материковых лёссах напротив развалин бани. Стрелки показывают направление подвижек вдоль зоны. Человек обращен лицом к обрыву — долине р. Сырдарья, вид на север

ства, что дезинтеграция упавшей стены, скорее всего, произошла при сильном ударе о землю. Значительное расстояние отброса и нахождение сорвавшихся кирпичей в виде пакетов свидетельствуют о сейсмическом генезисе наблюдаемых деформаций. Дополнительным свидетельством в пользу сеймотектонического источника обрушения бани служат зоны трещиноватости в «материковых» отложениях (рис. 3). Здесь отдельные трещины подставляются одна к другой по правилу правых кулис. Подобный структурный ансамбль свидетельствует о небольших левосдвиговых подвижках по зоне трещиноватости. При этом получается, что опускаются удаленные от склона крылья разрыва, а не присклоновые, что можно было бы ожидать при действии сил гравитации.

На западе от описанных деформаций находятся остатки древнего минарета. Его GPS-координаты: $40^{\circ} 53' 25,3''$ с. ш., $71^{\circ} 23' 23,8''$ в. д., абсолютная высота над уровнем моря 402 м. Минарет находился на высокой террасе р. Сырдарья. Однако после гибели города река, подмывая склон террасы, практически уничтожила даже оставшуюся нижнюю часть минарета. От сооружения осталась лишь небольшая северная часть (рис. 4). «Материк» под минаретом разбит субширотными разрывами, которые поднимаются вверх и рвут кирпичную кладку. В сохранившейся северной стене есть трещина в кладке, раскрывающаяся кверху. Она имеет другое происхождение: верхняя часть высокого сооружения

отличалась большей свободой колебаний, и здесь наблюдается так называемый эффект небоскреба. Минарет имеет в настоящее время уклон на север: по азимуту 350° — против уклона местности, угол наклона равен 80° . С западной стороны сооружения во время выпадения каменной кладки наружу произошел разворот кирпичей по часовой стрелке. Это так называемое волочение, не связанное с тектоникой, но информативное для выявления направления обрушения стен при сейсмических событиях. Азимут простирания уцелевшей стены в месте поворота составляет 50° , азимут простирания повернутых кирпичей — 72° ; таким образом, имел место поворот по часовой стрелке на 22° вокруг вертикальной оси. На востоке от минарета «материковые» отложения разорваны широкой открытой трещиной (рис. 5). Она раскрылась во время землетрясения, и часть кирпичей минарета, разрушавшегося из-за сильных колебаний, попала в эту трещину. Таким образом: образование трещины и гибель минарета связаны с одним сейсмическим событием.

Значительные деформации были отмечены нами еще восточнее (в мавзолее Абдуллы Сурени (рис. 6). Его GPS-координаты: $40^{\circ} 54' 23,2''$ с. ш., $71^{\circ} 24' 05,4''$ в. д., абсолютная высота над уровнем моря 423 м. Возраст сооружения караханидский (XI–XII вв.). Если фасадная (западная) часть памятника сложена из обожженного кирпича, то его задняя часть — из глины с саманом. В ней имеется протяженная про-



Рис. 4. Остатки круглого минарета, сложенного из обожженного кирпича. Южная часть строительного сооружения срезана эрозийной деятельностью р. Сырдарья. Черные стрелки — разрывы грунта, также рвущие кирпичную кладку. Белая стрелка — трещина, раскрывающаяся кверху. Окружность со стрелками показывает поворот кирпичей по часовой стрелке в месте выпадения западной части стены минарета наружу

дольная (субмеридиональная) трещина. По трещине идет отслаивание восточной стороны стены на восток. Значительные повреждения получили западные крылья этого П-образного надмогильного памятника. Имело место их выдвигание к западу вместе с грунтом нижней части южного крыла. В связи с этим в западной стене (азимут простираения 169°) образовалась ступенька шириной в 5 см. Особенно сильную деформацию и наклон в 75° получил юго-западный угол. Верхняя часть южного крыла оторвалась от смежных стен и также наклонилась на запад под углом до 80° . Во время землетрясения при движении нижней части она осталась на месте. Все сооружение сильно осело. Видно изменение формы первоначально прямоугольного ложного окна в южном крыле, а также простенков на север и юг от него. Похожие деформации отмечены и в северном крыле памятника, но меньшего масштаба. Известно, что ранее у мавзолея Абдулла Сурени был купол, который несколько раз обрушался, возможно, это было связано с повторяющимися сейсмическими событиями. Во время землетрясения 1620 г. мавзолей был разрушен, и люди покинули это место приблизительно на 40–50 лет, однако потом снова вернулись и восстановили надмогильное сооружение. Вероятно, сегодня мы видим на памятнике разрушения, относящиеся к более позднему сейсмическому событию (а не к землетрясению 1620 г.). Кирпичи, из которых

сложены стены мавзолея, имеют разный возраст — от караханидского до тимуридского.

Геолого-тектоническая обстановка района исследования. В геологическом строении Ферганской впадины участвуют отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. На большей части территории залегают неоген-четвертичные породы, в которых проявлены крупные антиклинальные складки — адыры. В регионе наблюдаются системы адыров, представляющие собой флексурно-разрывные зоны (ФРЗ) [Якубов, 1991]. Так, например, Северо-Ферганская ФРЗ расположена в южной части структуроконтролирующего Северо-Ферганского глубинного разлома и простирается почти параллельно ему. Отметим, что все сильные землетрясения, произошедшие в районе исследований, приурочены к Северо-Ферганской ФРЗ.

Как упомянуто выше, караванный Великий шелковый путь из Китая в Европу существовал на протяжении полутора тысяч лет. Анализ сейсмической обстановки Западного Тянь-Шаня, по которому проходили основные караванные пути, показывает, что территория в течение всего этого периода отличалась высокой сейсмичностью. Интенсивные горообразовательные процессы, происходившие на новейшем этапе и продолжающиеся в настоящее время, сопровождались повышенной сейсмичностью и сильными и сильнейшими землетрясениями. За последний 300-летний период в пределах Север-



Рис. 5. Раскрытая трещина в грунте, в которую попадали кирпичи с шатающегося минарета (его восточная часть видна слева). При раскопках кирпичи были вынуты из трещины и положены на восток (справа) от нее

ного, Западного Тянь-Шаня и Памира произошло более 100 землетрясений с $M \geq 6$, 22 землетрясения с $M \geq 7$ и 4 землетрясения с $M \geq 8$ [Новый..., 1977]. Большинство этих землетрясений сопровождалось значительными разрушениями и человеческими жертвами. Несколько таких сильных землетрясений произошло и в пределах Ферганской долины; они привели к разрушениям древних городов, расположенных в долине р. Сырдарья [Корженков и др., 2019, 2020а–в].

Известно, что очаги землетрясений формируются в зонах разломов, служащих границами геодинамических блоков [Ибрагимов, 1978]. На рис. 7 и 8 приведены схемы геодинамических блоков Северного и Западного Тянь-Шаня и распределение очагов сильных землетрясений с 840 по 2020 г. При выделении блоков были использованы: а) карта разломов Центральной Азии, составленная В.Г. Трифоновым с коллегами [1997]; б) схема эпицентров землетрясений [Новый..., 1977]. Территория Центральной Азии состоит из множества микроплит (структур 2-го ранга), границы которых отчетливо выделяются по расположению эпицентров землетрясений. Эпицен-

тры землетрясений цепочками расположены вдоль активных разломов, ограничивающих литосферные блоки. Обращает на себя внимание распределение землетрясений вокруг блока в северо-восточной части Северного и Срединного Тянь-Шаня. Эпицентры землетрясений с $M \geq 6$ буквально окружают границы блока. Характерно отсутствие эпицентров землетрясений с $M \geq 6$ вдоль Таласо-Ферганского разлома и во внутренней части литосферного блока. Ранее по результатам геологических исследований установлено наличие сдвиговых движений вдоль разлома, скорость которых достигала 15 мм/год [Буртман и др., 1997]. Однако результаты GPS-измерений, проведенные в последние годы, показали отсутствие в настоящее время каких-либо сдвиговых движений по всей протяженности разлома [Zubovich et al., 2010]. Отсутствие сильных землетрясений в зоне Таласо-Ферганского разлома и во внутренней части Восточно-Тянь-Шанской микроплиты, по-видимому, связано с геодинамическим положением микроплиты и слагающих ее структур 3-го ранга. В то же время распределение очагов сильных землетрясений только вокруг микроплиты свидетельствует о том, что в региональном геодинамическом процессе эта часть Северного и Западного Тянь-Шаня участвует как единое целое, и во внутримикроплитном пространстве отсутствуют условия для накопления больших напряжений, способных вызвать землетрясения с $M \geq 6$. Основная часть действующих внешних тектонических напряжений расходуется на движение блока в целом. Об этом свидетельствует и распределение сильнейших землетрясений с $M \geq 7$.

Результаты исследований и их обсуждение.

Полученные в ходе археологических исследований результаты свидетельствуют о том, что столичный город Ахсикет-Фергана был разрушен в период монгольского завоевания в результате сильных землетрясений. После этого город переместился на север, на его месте сейчас находятся руины, называемые Янги-Ахси. В эпоху Тимура и Тимуридов процветала международная торговля. Караваны, выходившие из стран Средиземноморья, беспрепятственно доходили до Китая. Именно в это время в г. Ахси строились дворцы, соборная мечеть, медресе, бани и улицы, вымощенные обожженным кирпичом [Анарбаев, 1981]. Благоустроенный город Ахсикет-Ахси был разрушен 9-балльным землетрясением в 1620 г. После этого от него остались руины — городище Янги-Ахси.

Пространственное распределение сильных землетрясений в Западном Тянь-Шане, т. е. в Западно-Тянь-Шанской микроплите, в пределах которой выявлены отмеченные выше археосейсмодислокации, существенно отличается от их распределения в Северном Тянь-Шане. На рис. 8 видно, что здесь основная часть землетрясений с $M \geq 6$ приурочена к внутримикроплитному пространству. Анализ показал, что из более 100 землетрясений с $M \geq 6$, возникших за период с 840 по 2020 г. в пределах Центральной Азии, 33 землетрясения произошло в пределах



Рис. 6. Исследование средневекового надмогильного сооружения — Мавзолея Абдуллы Сурени: а — западные окончания крыльев Сурени. Белые стрелки показывают выдвижение, наклон и выпадение угловых частей сооружения, черные стрелки — отход, отслаивание западных фасов обоих крыльев от смежных стен при землетрясении; б — вид на западную стенку южного крыла Сурени. Двухсторонние прерывистые стрелки указывают разную ширину ложного окна в верхней и нижней его частях. Двухсторонние стрелки — изменение ширины простенков на север и юг от окна. Односторонние стрелки — направления выдвижения, наклона и выпадения угловых частей крыла сооружения; в — общий вид сооружения (на юг-юго-восток)

Западно-Тянь-Шанской микроплиты, 8 из них — в пределах Ферганского блока 3-го ранга, к которому приурочены описанные археосейсмодислокации. Средняя частота возникновения землетрясения с $M \geq 6$ по региону равна одному землетрясению за 11,8 лет. Отметим, что в пределах Западно-Тянь-Шанской микроплиты статистика землетрясений с $M \geq 6$ начинается с 1799 г. Если исходить из статистики землетрясений самой Западно-Тянь-Шанской микроплиты, то период повторения землетрясений

составляет 6,69 лет, а в пределах Ферганского блока 3-го ранга — 6,75 лет.

Эти результаты свидетельствуют о том, что территория Западно-Тянь-Шанской микроплиты в течение последних нескольких столетий была в состоянии повышенной сейсмической активности. Вместе с тем отметим, что в каталогах землетрясений Центральной Азии сейсмическая информация начинается с 250 г. до н. э.; данные, относящиеся к началу нашей эры и к следующим нескольким столетиям,



Рис. 7. Схема геодинамических блоков (микроплит) и пространственное распределение землетрясений Северного и Западного Тянь-Шаня с $M \geq 7,0$: 1 — границы литосферных микроплит (ВТ-ШМП — Восточно-Тянь-Шаньская; ККМП — Кызылкумская; КМП — Казахская; К-ТМП — Каракумо-Таджикская; ПМП — Памирская; ТМП — Таримская); 2 — разломы земной коры, по [Трифонов и др., 1997]; 3–4 — эпицентры землетрясений с древнейших времен до 2020 г. с магнитудой: 3 — ≥ 8 ; 4 — ≥ 7

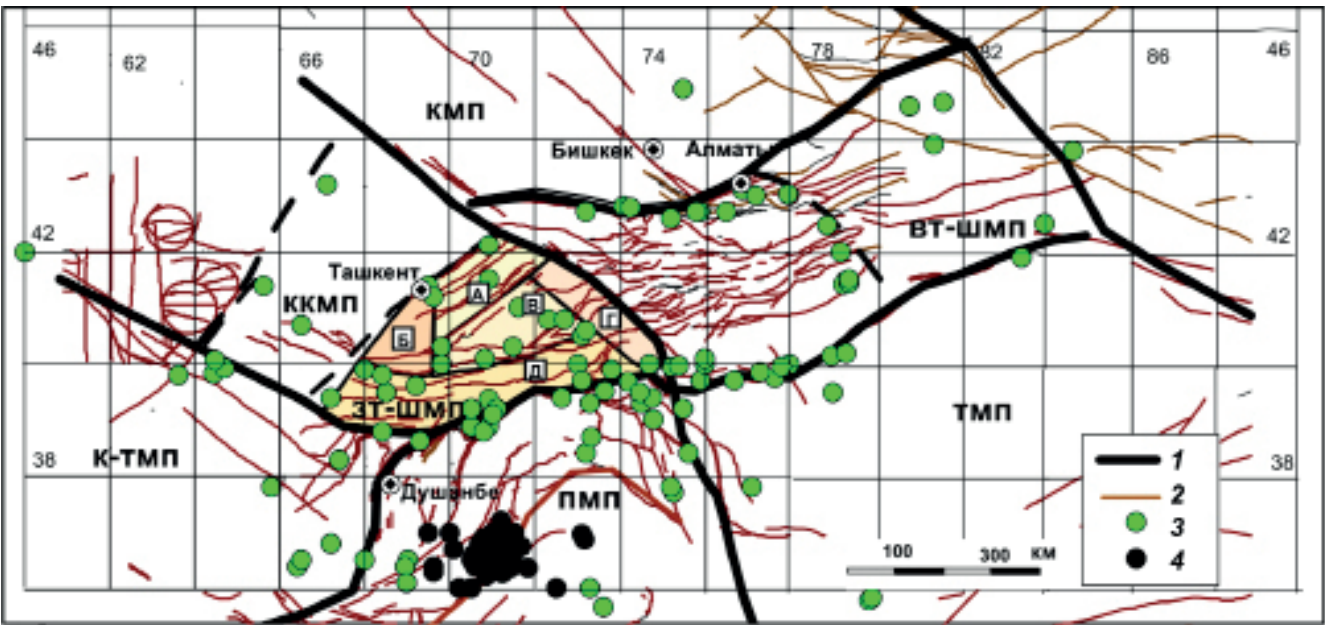


Рис. 8. Схема геодинамических блоков 2-го и 3-го рангов, а также пространственное распределение землетрясений Северного и Западного Тянь-Шаня с $M \geq 6,0$: 1 — границы литосферных микроплит (буквенные обозначения см. на рис. 7); 2 — разломы земной коры, по [Трифонов и др., 1997]; 3 — эпицентры землетрясений с древнейших времен до 2020 г. с $M \geq 6,0$; 4 — эпицентры глубокофокусных землетрясений с $M \geq 6,0$; 5 — геодинамические блоки 3-го ранга (Чаткало-Кураминский (А), Ташкентско-Голодностепский (Б), Ферганский (В), Талассо-Ферганский (Г) и Южно-Тянь-Шаньский (Д))

отсутствуют. Это позволяет предположить, что в течение упомянутого периода регион был в сейсмически пассивном состоянии. Однако обнаруженные в пределах изучаемой территории многочисленные дислокации сейсмической природы показывают, что в начале нашей эры и в последующие столетия произошел ряд сильных землетрясений, которые привели к наблюдаемым разрушениям городов Фер-

ганской долины. Последнее сильное землетрясение с $M=5,6$ в Северо-Ферганской ФРЗ произошло в 1984 г. (рис. 9), а с момента последнего землетрясения с $M \geq 6$ прошло более 80 лет. Это свидетельствует о том, что в пределах Северо-Ферганской ФРЗ давно созрели условия для возникновения сильного землетрясения.

Заключение. В ходе археосейсмологических исследований в городище Янги-Ахси в Наманганской

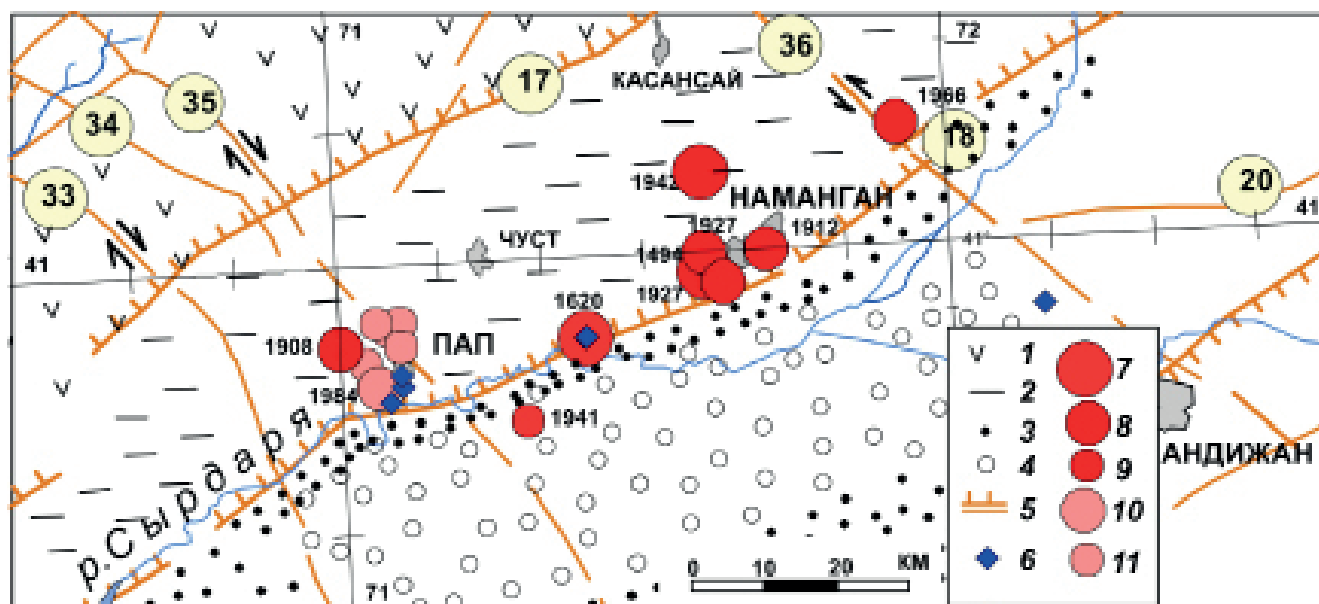


Рис. 9. Эпицентры сильных землетрясений, возникших в Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоне и геолого-структурная позиция изучаемой территории: 1 — поднятия, 2 — преобладание поднятия над опусканием, 3 — слабые относительные опускания, 4 — выраженные относительные опускания, 5 — флексурно-разрывные зоны (ФРЗ) и прочие разломы (17 — Северо-Ферганский; 18 — Северо-Ферганская ФРЗ; 20 — Кочкоратинский; 33 — Кумбел-Коканд-Хайдарканский; 34 — Кенкол-Пап-Чимионский; 35 — Арашан-Пап-Чимионский; 36 — Сайрам-Восточно-Ферганский); 6 — пункты археосейсмологических исследований; 7–9 — эпицентры землетрясений с магнитудой: 7 — $\geq 6,0$, 8 — $\geq 5,5$, 9 — $\geq 5,0$; 10 — эпицентр главного толчка Папского роя землетрясений; 11 — эпицентры роя с магнитудой $\geq 4,0$

области Узбекистана нами выявлены многочисленные деформации: разрывы со смещением в грунте, обрушения на значительном расстоянии, наклоны, выдвигания и повороты частей строительных конструкций, а также трещины, которые возникли в результате по крайней мере двух позднесредневековых землетрясений. Показано, что сильные землетрясения, произошедшие в древнем, историческом и инструментальном периодах и свидетельствующие о высоком уровне сейсмичности территории Наманганской области Ферганской долины Узбекистана, связаны с неоген-четвертичными флексурно-разрывными зонами (ФРЗ). В соответствии с рассчитанным нами периодом повторяемости сильных сейсмических событий сделан вывод о том, что в настоящее время на территории Северо-Ферганской

ФРЗ сформировались условия для возникновения землетрясения с $M \geq 6$.

Финансирование. Полевые исследования на археологическом памятнике Янги-Ахси и последующие камеральные работы проводились при финансовой поддержке фундаментального гранта Узбекистана Фз-202011021 Национального центра археологии АН Республики Узбекистан. Исследование выполнено при финансовой поддержке фундаментального гранта Узбекистана «Исследование закономерностей развития сейсмотектонического процесса в сейсмоактивных зонах Узбекистана на основе современных геодинамических моделей Центральной Азии» Института сейсмологии АН Республики Узбекистан и в рамках Государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анарбаев А.А. Благоустройство средневекового города Средней Азии. Ташкент: Фан, 1981. 120 с.
- Анарбаев А.А. Ахсикент в древности и Средневековье (итоги и перспективы исследования) // Советская археология. 1988. № 11. С. 171–187.
- Анарбаев А.А. Ахсикент — столица древней Ферганы. Ташкент: Tafakkur, 2013. 535 с.
- Анарбаев А.А. Древняя Фергана и Великий Шелковый путь // Человеческий капитал. Науч.-практ. журн. 2019. № 2. С. 56–65.
- Бабур З.М. Бабурнаме (Записки Бабура). Ташкент: Изд-во АН УЗССР, 1958. 534 с.
- Бартольд В.В. Туркестан в эпоху монгольского нашествия. М.: Изд-во Вост. лит-ры, 1963. 763 с.

Буртман В.С., Молнар П., Скобелев С.Ф. Новые данные о современных смещениях по Таласо-Ферганскому разлому // Докл. РАН. 1997. Т. 352. С. 214–217.

Геологическая карта СССР, сер. Приташкентская, лист К-42-XXX (северо-восток Ферганской долины). Масштаб 1:200 000. Министерство геологии СССР. Л.: Картфабрика ВАГТ, 1963.

Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 144 с.

Корженков А.М., Анарбаев А.А., Усманова М.Т. и др. Сейсмические деформации в древнем поселении Кырк-хужра, расположенном на Великом шелковом пути в Папском районе Узбекистана // Земля и Вселенная. 2020. № 6. С. 37–59.

Корженков А.М., Анарбаев А.А., Усманова М.Т. и др. Следы сильных землетрясений в Ахсикенте — древней столице Ферганской долины // Вулканология и сейсмология. 2021. № 2. С. 1–21.

Корженков А.М., Минчев А., Тенкеджиев В. и др. Сейсмические деформации в раннехристианском монастыре в местности Джанавара (Варна, Болгария). Ч. 1: Методы исследований // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020б. Т. 47, № 4. С. 72–91.

Корженков, А.М., Усманова М.Т., Анарбаев А.А. и др. Недооцененная сейсмическая опасность Ферганской впадины: новые археосейсмологические данные // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 3. С. 77–90.

Корженков А.М., Усманова М.Т., Анарбаев А.А. и др. Сейсмические деформации в археологических памятниках Мугкальа и Мугтепа (Ферганская впадина, Узбекистан) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020в. Т. 47, № 3. С. 5–27.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1974 г. / Под. ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебакина. М.: Наука, 1977. 536 с.

Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В. и др. Активные разломы Евразии: Геодинамический аспект // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 174–195.

Якубов Д.Х. Геотектонические условия возникновения сильных землетрясений Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1991. 102 с.

Archaeoseismology / S. Stiros, R.E. Jones (Eds). Athens: I.G.M.E. and the British school at Athens, 1996. 268 p.

Korzhnikov A., Anarbaev, Usmanova M. et al. Traces of Strong Earthquakes at Ahsiket, the Ancient Capital of the Ferghana Valley // J. Volkanology and Seismology. 2021. Vol. 15, N 2. P. 39–58.

Korzhnikov A.M., Mazon E. Structural reconstruction of Seismic events: Ruins of ancient cities as fossil seismographs // Science and New Technologies. 1999. N 1. P. 62–74.

Zubovich A.V., Wang X., Scherba Yu.G. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. Vol. 29. P. 1–23.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 551.763.1:550.384(477.9)

ПЕРВАЯ НАХОДКА *PACHYDISCUS LAUNAYI* DE GROSSOUVRE (PACHYDISCIDAЕ, AMMONOIDEA) В НИЖНЕКАМПАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (ВЕРХНИЙ МЕЛ) ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Евгений Юрьевич Барабошкин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; EJBaraboshkin@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

Аннотация. Впервые найден нижнекампанский аммонит *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi* De Grossouvre выше широко известного в литературе прослоя киловых (бентонитовых) глин в заброшенном карьере на окраине с. Кудрино в Юго-Западном Крыму. Находка расширяет представления о распространении этого вида и уточняет биостратиграфическое положение киловых прослоев.

Ключевые слова: аммонит, *Pachydiscus launayi*, верхний мел, нижний кампан, биостратиграфия, Юго-Западный Крым

Для цитирования: Барабошкин Е.Ю. Первая находка *Pachydiscus launayi* De Grossouvre в нижнекампанских отложениях (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 31–34. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-31-34

THE FIRST RECORD OF *PACHYDISCUS LAUNAYI* DE GROSSOUVRE IN THE LOWER CAMPANIAN DEPOSITS (UPPER CRETACEOUS) OF SOUTHWESTERN CRIMEA

Evgeny Yu. Baraboshkin

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; EJBaraboshkin@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

Abstract. Lower Campanian *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi* (De Grossouvre) was found for the first time above the layer of soap (bentonite) clays widely known in the literature in an old quarry in the outskirts of the Kudrino village in the southwestern Crimea. This find expands the understanding of the distribution of this species and clarifies the biostratigraphic position of the soap clay layer.

Key words: ammonite, *Pachydiscus launayi*, Upper Cretaceous, Lower Campanian, biostratigraphy, South-Western Crimea

For citation: Baraboshkin E.Yu. The first record of *Pachydiscus launayi* De Grossouvre in the Lower Campanian deposits (Upper Cretaceous) of Southwestern Crimea. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 31–34. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-31-34 (In Russ.).

Введение. Находки аммонитов в нижнекампанских отложениях Крыма крайне редки и известны в литературе по следующим сообщениям: Н.П. Михайлов [1951] указал на присутствие в Куйбышевском (р. Бельбек) и Бахчисарайском районах раннекампанских аммонитов, встреченных выше киловых прослоев: *Baculites vertebralis* Lam. (без изображения), *Pachydiscus* cf. *pseudostobaei* Mob., *P.* cf. *launayi* Grossouv. (без изображения), *Hauericeras* cf. *pseudogardeni* Schlüter. Из них первая форма характеризует маастрихтские отложения, а последняя, вероятно, относится к другому виду [Kennedy, Kaplan, 1995, p. 18]. В работе [Москвин, 1959] также есть сведения (без изображения) о находках раннекампанского *Hauericeras pseudogardeni* (Schlüter) из бассейнов рек Бельбек и Чурюк-Су. Не исключено, что это определение заимствовано из предыдущей работы. Наконец, богатый комплекс кампанских аммонитов из бассейна р. Бельбек отнесен авторами работы [Аркадьев, Богданова, 1997] преимущественно к позднему кампану.

Материалы и методы исследований. Аммонит найден автором в 2018 г. во время изучения разреза кампанских отложений. Он происходит из центральной части заброшенного карьера на северо-западной окраине с. Кудрино (координаты N 44°42'20,4", E 33°56'29,4") и встречен в 20 см выше кровли прослоя киловых (бентонитовых) глин, добывавшихся здесь. Этот интервал характеризует пачку XVII чередования глин и мергелей (вак-мадстоунов) верхнемеловой последовательности, относящихся к фораминиферовой зоне *Globotruncana elevata* нижнего кампана [Копеевич, Хотылев, 2014]. Это первая находка аммонита, сделанная в указанном районе, подтверждает раннекампанский возраст пород и киловых прослоев.

Результаты исследований и их обозначения.
Палеонтологическое описание. При описании использованы стандартные терминология и замеры раковин, приведенные в [Аркадьев, Богданова, 1997]. Коллекция хранится в Музее землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, № 149.

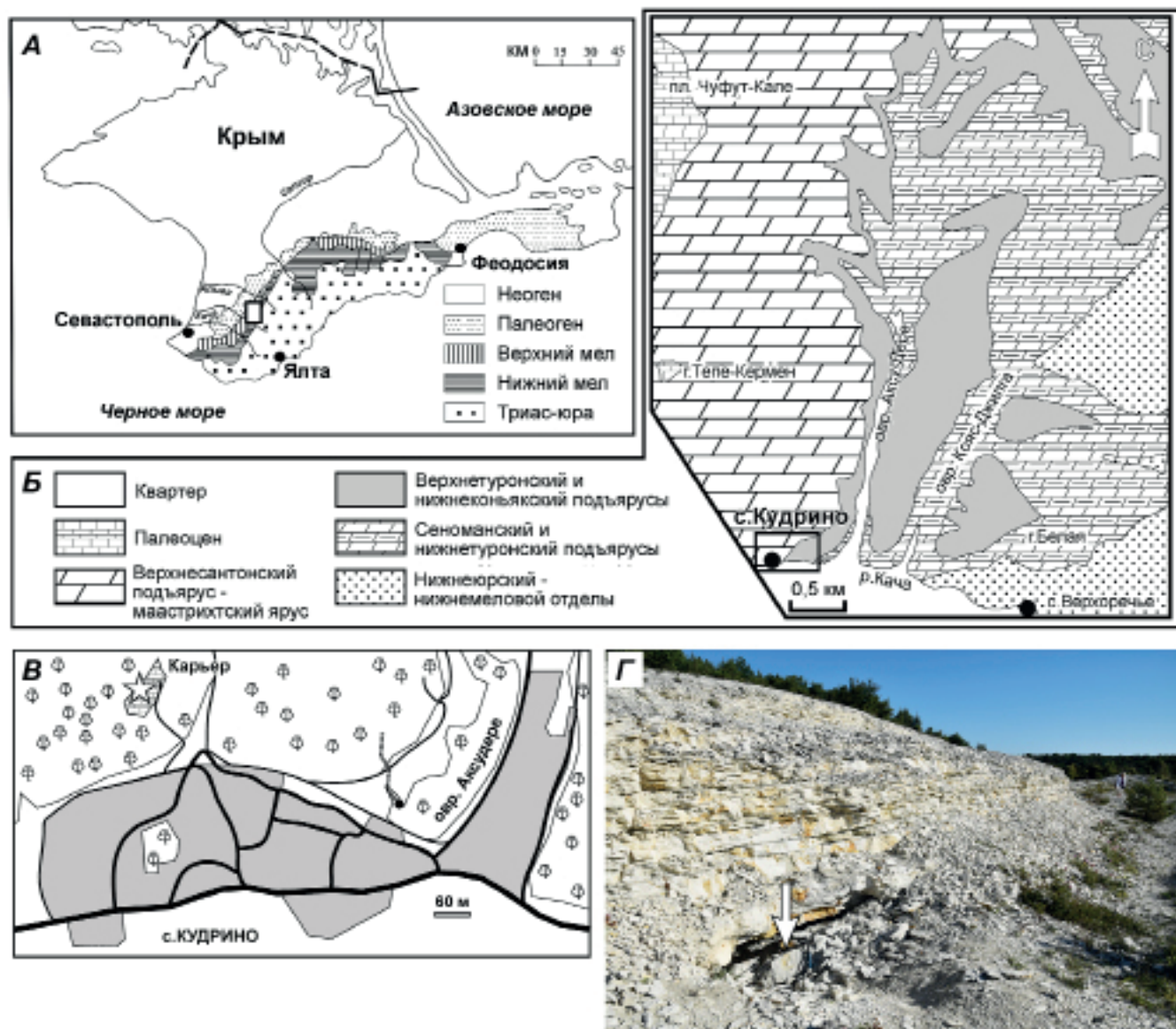


Рис. 1. Место расположения разреза (А–В); Г — фото места находки аммонита (стрелка) в заброшенном карьере на северо-западной окраине с. Кудрино. Справа от аммонита — молоток длиной 35 см

Отряд Ammonoidea Zittel, 1884
 Подотряд Ammonitina Hyatt, 1889
 Надсемейство Desmoceratoidea Zittel, 1895
 Семейство Pachydiscidae Spath, 1922
 Подсемейство Desmoceratinae Zittel, 1895
 Род и подрод *Pachydiscus* Zittel, 1884
Pachydiscus (Pachydiscus) launayi De Grossouvre,
 1894

Рис. 1, 2.

1894 *Pachydiscus launayi*: de Grossouvre, p. 184, pl. 19.

? 1951 *Pachydiscus* cf. *launayi*: Михайлов, с. 61.

1991 *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi*: El-Asa'd, p. 140, text-fig. 4.

1998 *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi*: Kennedy, Jagt, p. 159, pl. 6, fig. 1, 2 (с синонимикой).

1999 *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. launayi*: Summberger et al., p. 161, Pl. 3, Fig. 2; Pl. 4, Fig. 1; Pl. 5, Fig. 1 (с дополнительной синонимикой).

Голотип по монотипии, обр. MNHN.FJ01912, Музей естественной истории, Париж, Франция. Коллекция П. Арно, оригинал А. Де Гроссувра [de Grossouvre, 1894, pl. 19], из нижнего кампана, нижняя часть свиты Ассиз P¹, Вульгезак (Шаранта, Франция). Голотип переизображен в [Kennedy, 1986, p. 38, pl. 2, fig. 1–2].

Описание. Найденный нами крупный экземпляр сильно и несколько асимметрично сплюснен с боков, поэтому форму сечения установить невозможно, угол наклона ребер на разных сторонах образца меняется, а приведенные ниже размеры не отвечают первичным. Аммонит представлен крупным фрагментом диаметром 170 мм с самым началом жилой камеры. Пупок имеет диаметр 50 мм и крутую стенку.

На фрагмоне на средних оборотах на пупковом перегибе возникает десять первичных (на пол-оборота) ребер. Ребра тонкие, следуют со слабым

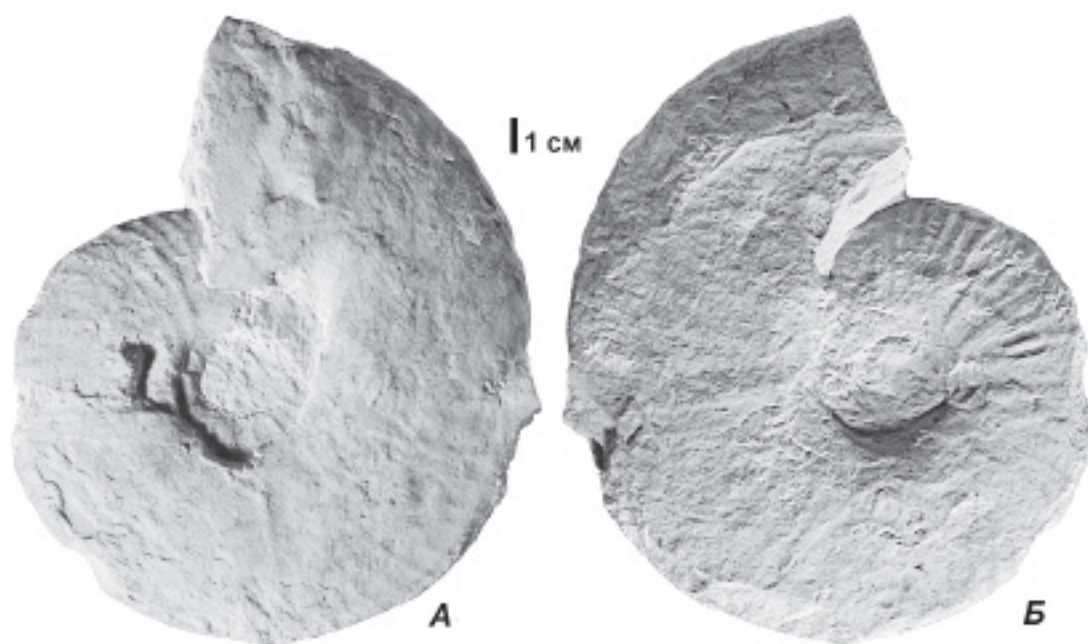


Рис. 2. *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi* De Grossouvre: 1, 2 — экз. № 1/149, сбоку; заброшенный карьер на северо-западной окраине с. Кудрино, Бахчисарайский район, Республика Крым

изгибом вперед. На вентральной стороне ребра слегка утолщаются и изгибаются вперед. В средней части оборота присутствуют интеркалирующие ребра, что приводит к удвоению числа ребер на вентральной стороне. В конце фрагмокона вторичные ребра исчезают, и на взрослых оборотах они редкие, утолщены в припупковой части, слегка наклонены вперед. Лопастная линия не наблюдалась.

Сравнение. Наиболее близок *Pachydiscus (P.) duelmensis* (Schlüter), который отличается тонкой густой ребристостью (более 60 ребер на оборот). *Pachydiscus (P.) colligatus* (Binkhorst) имеет более узкое сечение, более инволютную раковину и более частые ребра, начинающиеся небольшим вздутием.

Замечания. *Pachydiscus cf. launayi* из бассейна р. Бельбек [Михайлов, 1951] не изображен, но близок по описанию к голотипу, поэтому нельзя исключить, что рассматриваемый здесь вид уже был встречен в крымских разрезах. К сожалению, место хранения этой находки неизвестно.

На ядре *Eurachydiscus launayi* из кампанских отложений Северного Кавказа [Москвин, 1959, табл. XII, фиг. 2, с. 188] не сохранилась ребристость, так же, как и на двух крупных фрагментах *Eurachydiscus cf. launayi* из нижнего кампана Поволжья [Сельцер, Иванов, 2010]. В обоих случаях

сохранность находок представляется недостаточной для установления видовой принадлежности.

Pachydiscus (P.) cf. launayi de Grossouvre в работе [Wiprich, 1995, S. 52, pl. 2, fig. 3, 4] имеет широко расставленные сравнительно редкие ребра, напоминающие *Pachydiscus (P.) pseudostobaei* (Moberg), что отличает его от вида *Pachydiscus launayi*.

Распространение. Нижний кампан Западной Европы, Крыма, Аравийского полуострова, Мадагаскара.

Материал. 1 экземпляр (Музей земледования МГУ имени М.В. Ломоносова № 1/149) из заброшенного карьера на северо-западной окраине с. Кудрино, Бахчисарайский район, Республика Крым.

Заключение. Таким образом, благодаря находке аммонита *Pachydiscus (P.) cf. launayi* de Grossouvre подтвержден раннекампанский возраст кирового преросла и пачки XVII верхнемеловой последовательности.

Благодарности. Автор признателен Дж. Ягту (Natuurhistorisch Museum, Maastricht) за помощь в подборе литературы, а также В.В. Аркадьеву (СПбГУ) за конструктивные замечания к статье.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (№ 22-17-00091), <https://rscf.ru/project/22-17-00091/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма / Под ред. М.М. Москвина. М.: Гостоптехиздат, 1959. 503 с.

Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма / Под ред. В.В. Аркадьева, Т.Н. Богдановой. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.

Копеевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 59–69.

Михайлов Н.П. Верхнемеловые аммониты юга европейской части СССР и их значение для зональной

стратиграфии (кампан, маастрихт) // Тр. ИГН. Геол. сер. 1951. Вып. 129 (№ 50). 142 с.

Сельцер В.Б., Иванов А.В. Атлас позднемиоценовых аммонитов Саратовского Поволжья. М.: Книжный дом «Университет», 2010. 152 с.

De Grossouvre A. Recherches sur la Craie Supérieure. 2-me prt. Paleontologie. Les ammonites de la Craie supérieure // Mem. Serv. Carte Geol. Déraillee France, 1894. 264 p.

El-Asaad G.M.A. Late Cretaceous Ammonites from Central Saudi Arabia // J. King Saud Univ. 1991. Vol. 3. Sci. 2. P. 135–158.

Kennedy W.J. Campanian and Maastrichtian ammonites from northern Aquitaine, France // Spec. Pap. in Palaeontology. 1986. Vol. 36. 145 p.

Kennedy W.J., Kaplan U. *Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis* (Landois, 1985) and the ammonite fauna of the Lower Campanian Dulmen Beds, Westphalia // Geol. Paläont. Westfalen. 1995. Hf. 33. 127 S.

Summesberger H., Wagreich M., Tröger K.-A., Jagt J.W.M. Integrated biostratigraphy of the Santonian/Campanian Gosau group of the Gams Area (Late Cretaceous; Styria, Austria) // Beitr. Paläont. Öserr. 1999. T. 24. S. 153–205.

Wippich M.G.E. Ammoniten aus dem Untercampan des nordwestlichen Münsterlandes (Nordwestdeutschland) // Geol. Paläont. Westfalen. 1995. Hf. 38. 97 S.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 550.38

МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО НЕПЛЮЕВСКОГО МАССИВА ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Егор Владимирович Коптев¹✉, Алексей Юрьевич Казанский²,
Александр Вениаминович Тевелев³, Наталья Витальевна Правикова⁴,
Александра Андреевна Борисенко⁵, Екатерина Алексеевна Володина⁶

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; coptevegor@gmail.com ✉, <https://istina.msu.ru/profile/EVKoptev/>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; kazansky_alex@ngs.ru, https://istina.msu.ru/profile/kazansky_alex/

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/AI_Tevelev-1970/

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru, <https://istina.msu.ru/profile/npravikova/>

⁵ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М. Федоровского, Москва, Россия; borsanya@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/profile/alexbor/>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; ekaterina.volodina2015@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

Аннотация. Представлены первые данные о анизотропии магнитной восприимчивости пород раннекаменноугольного Неплюевского полифазного массива, расположенного в южной части Восточно-Уральской мегазоны. Рассмотрены особенности магнитной минералогии пород всех фаз внедрения массива; показано, что ведущую роль в формировании магнитных свойств пород играют изотропная популяция многодоменного магнетита и популяции однодоменного магнетита, вносящие основной вклад в анизотропию магнитной восприимчивости. Рассмотрены параметры AMS, характерные для пород каждой фазы, доказана магматическая (прототектоническая) природа анизотропии. На основании анализа магнитных текстур предложена модель становления Неплюевского массива по механизму сдвигового магматического дуплекса в обстановке левосторонней транстенсии.

Ключевые слова: Неплюевский массив, гранитоиды, магнитная минералогия, анизотропия магнитной восприимчивости

Для цитирования: Коптев Е.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Правикова Н.В., Борисенко А.А., Володина Е.А. Механизм внедрения раннекаменноугольного Неплюевского массива по петромагнитным данным (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2023. № 1. С. 35–45. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-35-45

THE EMPLACEMENT MECHANISM OF THE EARLY CARBONIFEROUS NEPLUYEVKA BATHOLITH ACCORDING TO PETROMAGNETIC DATA (SOUTHERN URALS)

Egor V. Koptev¹✉, Alexey Yu. Kazansky², Alexander V. Tevelev³,
Natalia V. Pravikova⁴, Alexandra A. Borisenko⁵, Ekaterina A. Volodina⁶

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; coptevegor@gmail.com ✉, <https://istina.msu.ru/profile/EVKoptev/>

² Lomonosov Moscow State University; Geological Institute of RAS, Moscow, Russia; kazansky_alex@ngs.ru, https://istina.msu.ru/profile/kazansky_alex/

³ Lomonosov Moscow State University; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/AI_Tevelev-1970/

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru, <https://istina.msu.ru/profile/npravikova/>

⁵ Fedorovsky All-Russian scientific research institute of mineral resources, Moscow, Russia; borsanya@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/profile/alexbor/>

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; ekaterina.volodina2015@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

Abstract. In this article we present the first data on the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the rocks of the Early Carboniferous Nepluyevka polyphase pluton, which is situated in the southern part of the East Urals megazone. We consider the properties of magnetic mineralogy of all phases of the batholith, and show that the leading role in determining the magnetic properties of the rocks belongs to an isotropic grain population of MD magnetite and multiple populations of SD magnetite, which are the chief contributors to AMS. We consider the characteristic parameters of AMS for each phase, and show that the AMS is magmatic (non-deformational) in nature. An emplacement mechanism of “magmatic duplex” developing in a kinematic setting of sinistral transtension is proposed for the batholith, based on the analysis of the characteristic magnetic fabrics.

Key words: Nepluyevka pluton, granitoids, magnetic mineralogy, anisotropy of magnetic susceptibility

For citation: Koptev E.V., Kazansky A.Yu., Tevelev A.V., Pravikova, N.V., Borisenko A.A., Volodina E.A. The emplacement mechanism of the Early Carboniferous Nepluyevka batholith according to petromagnetic data (the Southern Urals). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 5–45. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-35-45. (In Russ.).

Введение. Массивы гранитоидов в структуре складчатых областей — важнейшие архивы геодинамической информации, как о истории становления самих массивов, так и о эволюции тектонической единицы, в которой они развиваются. Традиционно для расшифровки этой информации используют главным образом структурно-геологические методы — изучение пространственной ориентировки прототектонических структур и структур, возникших в результате последующих деформаций. В последние годы для решения подобных задач стали активно применять магнитные методы, в частности исследования анизотропии магнитной восприимчивости (AMS), которая тесно связана с ориентировкой минеральных зерен в породе, а также фиксирует последующие деформации [Kratinova et al., 2006; Benn, 2010; Žák et al., 2012; Georgiev et al., 2014 и др.]. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости (магнитной текстуры) позволяет реконструировать направления течения расплава или, в случае ее деформационной природы, направление главных осей напряжений [Tarling, Hrouda, 1993].

К сожалению, для массивов Южного Урала со сложнопостроенной структурой такие исследования пока не проводились, поэтому изучение возможностей применения метода анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) на массивах с известным механизмом внедрения представляют актуальную задачу. Для ее решения был выбран раннекаменноугольный [Тевелев и др., 2021] Неплюевский массив, для которого на основании имеющихся сведений о возрастных соотношениях и пространственном распределении фаз была предложена модель формирования по механизму сдвигового магматического дуплекса [Тевелев, 1998]. Однако породы всех фаз внедрения обладают массивной текстурой, что затрудняет создание достоверной модели распределения направлений течения расплава в магматической камере и, соответственно, установление механизма внедрения массива и кинематической обстановки его формирования.

Для преодоления этого препятствия мы применили анализ параметров анизотропии магнитной восприимчивости, так как даже визуально изотропные гранитоиды всегда характеризуются ориентированной магнитной текстурой [Bouché, 1997].

Краткая геологическая характеристика. Неплюевский массив представляет собой раннекаменноугольный полифазный батолит, расположенный в центральной подзоне Кочкарско-Адамовской структурно-формационной зоны в южной части Восточно-Уральской мегазоны (рис. 1).

Время формирования плутона отвечает раннесудетскому этапу геологического развития Вос-

точно-Уральской мегазоны, характеризующемуся сложным чередованием обстановок транспрессии и чистого сдвига. Это чередование, по всей видимости, было связано с перестройками кинематического режима зоны субдукции, предшествующими поздне-визейской коллизии между Восточно-Европейским и Казахстанским палеоконтинентами. Эти трансформации кинематических обстановок в значительной степени определили характер тектоно-магматической эволюции южной части Восточно-Уральской мегазоны, поэтому их изучение представляет интерес для восстановления тектонической истории региона.

В последних работах, посвященных этому масиву, основное внимание уделено его изотопии и петрохимии [Попов и др., 2003; Тевелев и др., 2018; Осипова и др., 2018; Сначев и др., 2019; Тевелев и др., 2022]. Полученные в указанных работах геохимические данные противоречивы и не позволяют однозначно определить геодинамическую обстановку формирования плутона. Вероятно, по этой причине Неплюевский массив, несмотря на принадлежность к группе представительных интрузивов Главной гранитной оси Урала, значительную (до 400 км²) площадь контура и удовлетворительную обнаженность, не упоминается в важнейших работах, освещающих закономерности палеозойской эволюции магматизма Южного Урала [Ферштатер, 2013] и закономерности уральской геодинамики [Пучков, 2000]. Тем не менее датировки пород массива, полученные в ходе изучения Rb-Sr [Попов и др., 2003; Тевелев и др., 2018], Sm-Nd [Тевелев и др., 2018], Lu-Hf [Осипова и др., 2018] и U-Pb [Осипова и др., 2018; Тевелев и др., 2022] изотопных систем формируют непротиворечивую картину. Для пород всех фаз внедрения Неплюевского массива мы будем использовать датировки, полученные в работе [Тевелев и др., 2022].

Большая часть сведений о геологическом устройстве массива получена в результате подготовки листов N-40-XXIV, XXX [Мосейчук и др., 2013] и N-41-XXV [Тевелев и др., 2018] комплектов Госгеолкарты-200 и геологической карты масштаба 1:1 000 000 [Карта дочетвертичных..., 2001].

В составе Неплюевского батолита традиционно выделяют четыре интрузивные фазы, характеризующиеся гомодромной последовательностью внедрения: 1) габбро и диориты; 2) гранодиориты (U-Pb 356±3 млн лет); 3) адаметлиты (U-Pb 354±6 млн лет); 4) лейкограниты (Rb-Sr 340±2,6 млн лет). В плане массив имеет форму, близкую к параллелограмму, его видимые границы попарно субпараллельны: западная и восточная границы имеют северо-северо-западное простирание, северная и южная границы простираются на запад-северо-запад. Весь массив

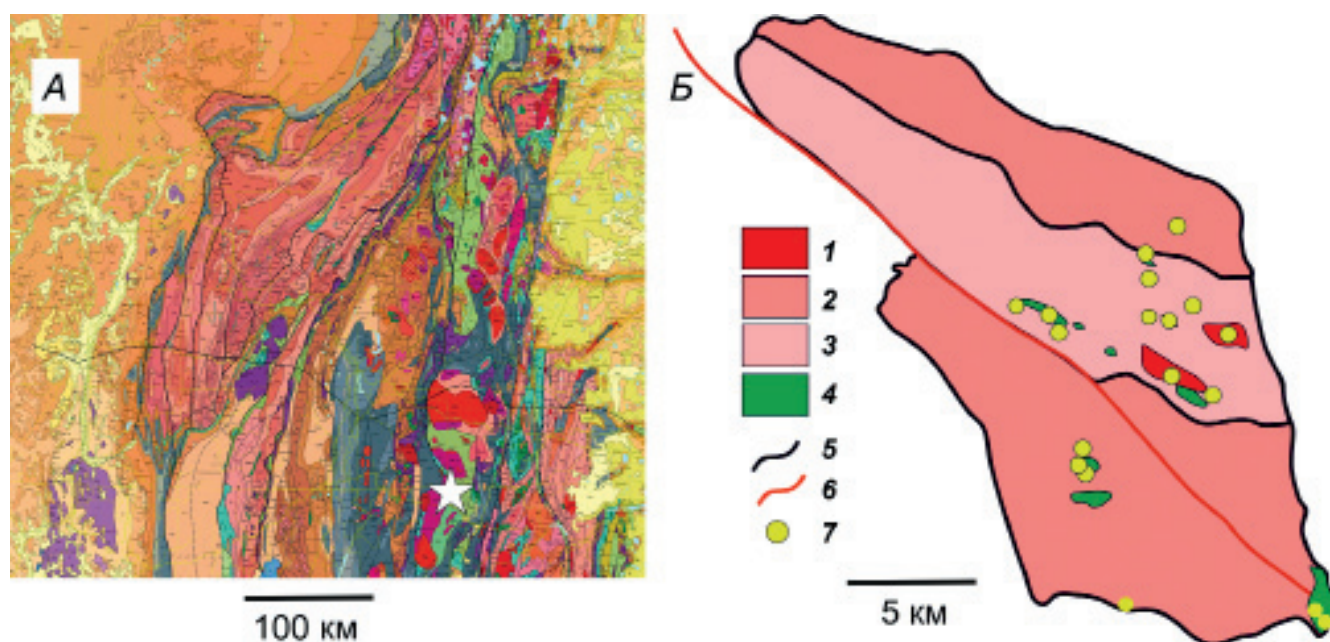


Рис. 1. Положение Неплюевского массива в структуре Южного Урала по [Козлов и др., 2001] (А) и схема геологического строения Неплюевского массива (Б): 1 — лейкограниты 4-й фазы, 2 — адемиты 3-й фазы, 3 — гранодиориты 2-й фазы, 4 — габброиды 1-й фазы, 5 — геологические границы, 6 — Неплюевский разлом, 7 — точки отбора образцов

рассечен разломом северо-западного простирания, далее именуемым Неплюевским.

Первые три фазы массива закономерно распределены относительно этого разлома, границы областей распространения различных фаз параллельны широтным контактам самого плутона. Выходы габброидов и диоритов занимают малую часть площади массива. Они приурочены к его центральной части и цепочкой вытянуты вдоль Неплюевского разлома. Сравнительно крупное по площади тело габброидов ($1,8 \text{ км}^2$) расположено на самом юго-западе массива. Большая часть гранодиоритов 2-й фазы сосредоточена в составе единого тела, находящегося непосредственно на севере от Неплюевского разлома. Адемиты 3-й фазы слагают практически всю часть массива, расположенную к югу от Неплюевского разлома, а также занимают существенную площадь у его северной субширотной границы. Лейкограниты 4-й фазы представлены серией даек и малых тел неправильной формы площадью до 1 км^2 , рассеянных по всей площади выходов Неплюевского массива, но тяготеющих к его центральной и южной частям.

Материалы и методы исследований. Отбор образцов проводился на 18 точках (сайтах), равномерно распределенных по восточной части площади выходов пород Неплюевского массива, охватываемой листом N-41-XXV Госгеолкарты-200. В результате полевых работ собрана коллекция образцов, достаточная, чтобы охарактеризовать все фазы внедрения Неплюевского массива. Отбор образцов проводился как выбуриванием ориентированных кернов с помощью портативного электробура, так и вручную в виде ориентированных штуфов. Местное магнитное склонение учитывали с помощью солнечного ком-

паса либо необходимую поправку рассчитывали по модели IGRF-12 [Thébault et al., 2015]. Всего отобрано 186 ориентированных образцов — 160 цилиндров и 26 штучных проб.

Для установления связи между параметрами анизотропии магнитной восприимчивости пород и их скрытыми текстурными характеристиками их магнитная минералогия проанализирована методами дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) с использованием весов Кюри конструкции П.Г. Ясонова (КФУ) [Буров, Ясонов, 1979]. Измерения выполнены в ходе двух последовательных нагревов одного и того же образца в постоянном поле 400 мТл. Разложение коэрцитивных спектров образцов (КС), полученных на коэрцитивном спектрометре J_meter конструкции П.Г. Ясонова [Jasonov et al., 1998], выполнено с помощью веб-приложения MAX UnMix (<http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>) [Maxbauer et al., 2016], позволяющего подобрать компоненты магнитных фаз к общей кривой нормального намагничивания. Максимальное значение магнитной индукции поля при работе J_meter составляло 1,5 Тл. Для анализов отобраны 12 представительных образцов. Анализ магнитной минералогии проводили в лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма КФУ (Казань). Изучение параметров анизотропии магнитной восприимчивости выполнено в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН на аппарате MFK1-FA типа каппа-мост производства AGICO (Чехия). Измерения для каждого образца проводили дважды: до начала экспериментов по размагничиванию и после нагрева до $T=450 \text{ }^{\circ}\text{C}$, чтобы исключить влияние на анизотропию некоторых минералов вторичного

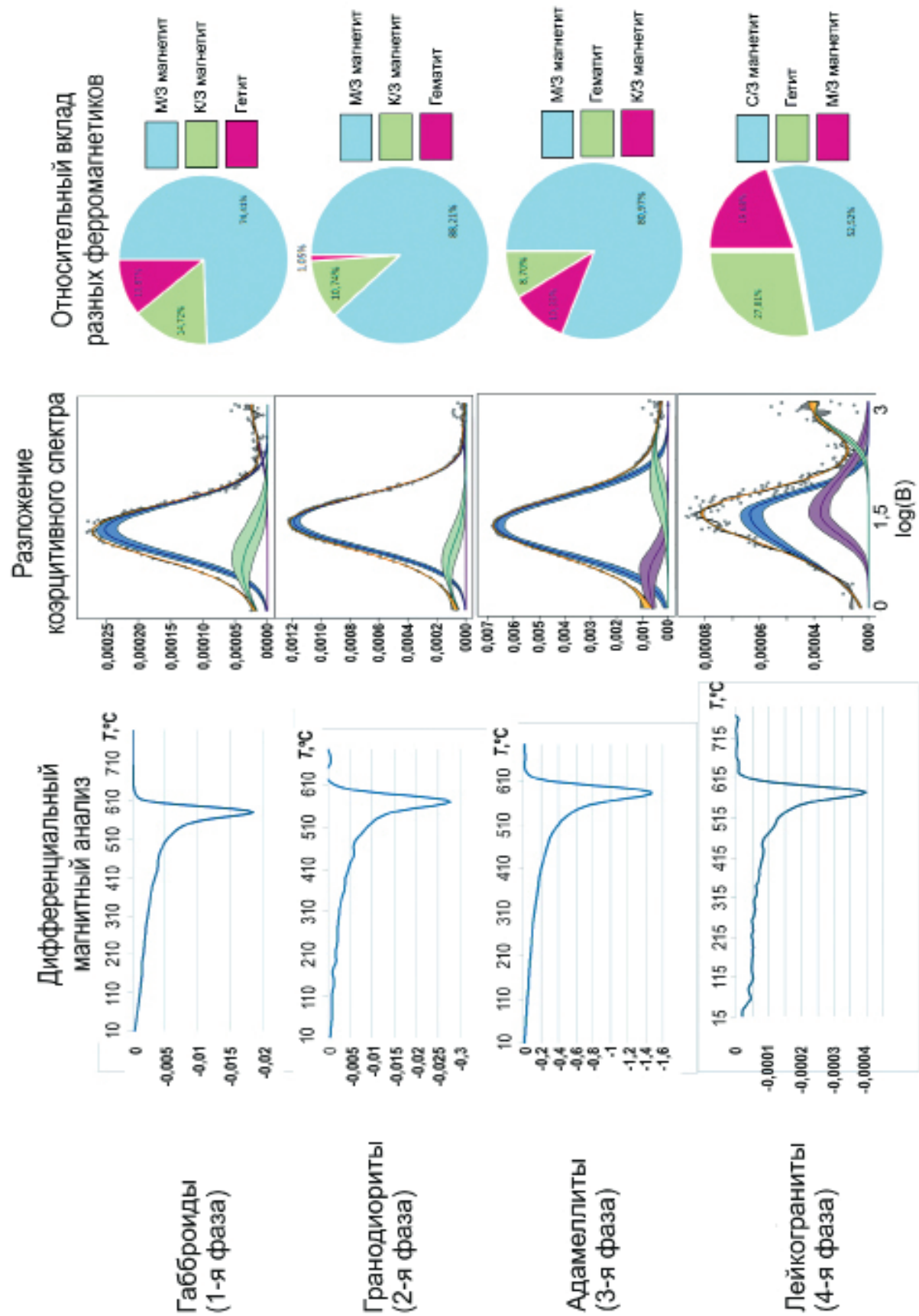


Рис. 2. Результаты анализов магнитной минералогии пород Неплюевского массива. Слева — кривые ДТМА (первый нагрев; по горизонтальной оси — температура, по вертикальной — производная индуцированного остаточного намагниченности по температуре), в центре результаты разложения коэрцитивных спектров (по горизонтальной оси — десятичный логарифм индукции приложенного поля, по вертикальной оси — производная магнитного момента по логарифмированному значению индукции приложенного поля), справа — круговые диаграммы вклада намагниченности разных минералов в общую намагниченность

происхождения: минералов группы гётита—гидрогётита и сульфидов. Прогрев позволил значительно увеличить кучность распределения главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости.

Результаты исследований и их обсуждение.

Магнитная минералогия. Габброиды. Все образцы габброидов демонстрируют минимум на кривой производной температурного размагничивания (кривой ДТМА) в области 555–580 °С, что свидетельствует о наличии в их составе магнетита с разным содержанием титана, но отличным от нуля [Dunlop, Özdemir, 1997], и позволяет гарантировать его магматическое происхождение. Три из пяти образцов габброидов также характеризуются минимумами кривых ДТМА в диапазонах 150–200 и 340–370 °С, что отвечает диапазонам значений температуры Кюри для гидроксидов железа и высокотитанистого магнетита [Dunlop, Özdemir, 1997] (рис. 2). Наличие этих минералов указывает на вторичные изменения, затронувшие породы 1-й фазы. Исследования петель гистерезиса габброидов подтвердило наличие в них ферромагнитных (в широком смысле) минералов. Для четырех из пяти образцов габброидов вклад магнито жестких минералов в намагниченность мал (до 16%) (рис. 2).

Моделирование коэрцитивного спектра позволило выявить следующий состав ферромагнитной фракции: мелкозернистый магнетит вносит вклад в общую намагниченность образца в размере 60–94%. Второй по значимости — крупнозернистый магнетит (до 20%). В большинстве образцов продукты окисления — минералы группы маггемита—гематита и ряда гётита—гидрогётита — вносят в общую намагниченность вклад в несколько процентов (рис. 2).

Гранодиориты. К гранодиоритам 2-й фазы внедрения относятся два исследованных образца. Оба образца имеют минимум в области 570 °С, отвечающий низкотитанистому магнетиту. Пики, отвечающие области температуры Кюри сульфидов и гидроксидов, практически не выражены (рис. 2). Анализ кривой гистерезиса образцов показывает различное соотношение ферромагнитных и парамагнитных минералов. В случае образца у046 (сайт 2420) вклад ферромагнетиков в начальную (в малых полях) магнитную восприимчивость превышает вклад парамагнетиков на 2 порядка, в случае образца у164 (сайт 4084) парамагнитная и ферромагнитная восприимчивости имеют один порядок. По данным моделирования коэрцитивного спектра удалось установить соотношение вкладов ферромагнитных минералов в общую изотермическую остаточную намагниченность для наименее измененных разностей гранодиоритов. Для них вклад высококоэрцитивного, мелкозернистого магнетита превышает 88%, крупнозернистый магнетит вносит немного менее 11%, на долю гематита приходится 1% (рис. 2).

Адамеллиты. В ходе работ проанализировано три образца адамеллитов. Единственный минимум

производной кривых температурного размагничивания для адамеллитов находится в области 580–585 °С, т.е. близок к максимально возможной температуре Кюри низкотитанистого магнетита (рис. 2), что может указывать на его гидротермальное происхождение. Исследование кривых гистерезиса образцов адамеллитов вновь показало присутствие в породе ферромагнитных (в широком смысле) минералов.

В адамеллитах ферромагнетики вносят в начальную магнитную восприимчивость на 2–3 порядка больший вклад, чем парамагнетики. Во всех образцах в значимом для намагниченности количестве выявлены магнито жесткие минералы — признаки гидротермальных изменений. Как и в предыдущих фазах, ведущую роль в формировании намагниченности играет мелкозернистый магнетит (немного менее 81%), подчиненное значение имеют крупнозернистый магнетит (10,33%) и гематит (8,70%) (рис. 2).

Лейкограниты. Для анализа магнитной минералогии выбраны два образца лейкогранитов. В случае более показательного образца основной минимум производной кривой температурного размагничивания приходится на 580 °С, что свидетельствует о наличии низкотитанистого, вероятно, гидротермального магнетита. Породы этой фазы характеризуются минимальной среди изученных образцов индуктивной намагниченностью насыщения (рис. 2). Анализ петель гистерезиса показывает, что вклад парамагнетиков в начальную магнитную восприимчивость в обоих случаях на порядок меньше вклада ферромагнетиков. В обоих случаях вычисленный вклад зерен магнито жестких минералов при первичном анализе ($H_{IRM} 0-1,13 \cdot 10^{-6}$ при остаточной намагниченности $5,85 \cdot 10^{-5} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$) незначителен (рис. 2).

Анализ коэрцитивного спектра, однако, дает иные результаты и выделяет лейкограниты среди остальных фаз (рис. 2). Для демонстрации был выбран образец с большей намагниченностью насыщения, поскольку во втором образце намагниченность насыщения находится на пределе чувствительности прибора, и линия производной кривой намагничивания сильно зашумлена. Ведущая роль в формировании намагниченности образца принадлежит среднезернистому магнетиту (52,52%). На втором месте находится гётит (27,81%). Наименьший вклад вносит мелкозернистый магнетит (19,68%).

Для анализа доменного состояния по результатам анализа параметров гистерезиса образцов (соотношения остаточной и индуцированной намагниченностей насыщения и остаточной и простой коэрцитивной силы) построена диаграмма Дэй—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, b] (рис. 3). Большинство образцов лейкогранитов и гранодиоритов расположено в области псевдооднодоменных частиц, т.е., по представлениям [Dunlop, 2002a, b; Dunlop, Carter-Stiglitz, 2006], магнетик в

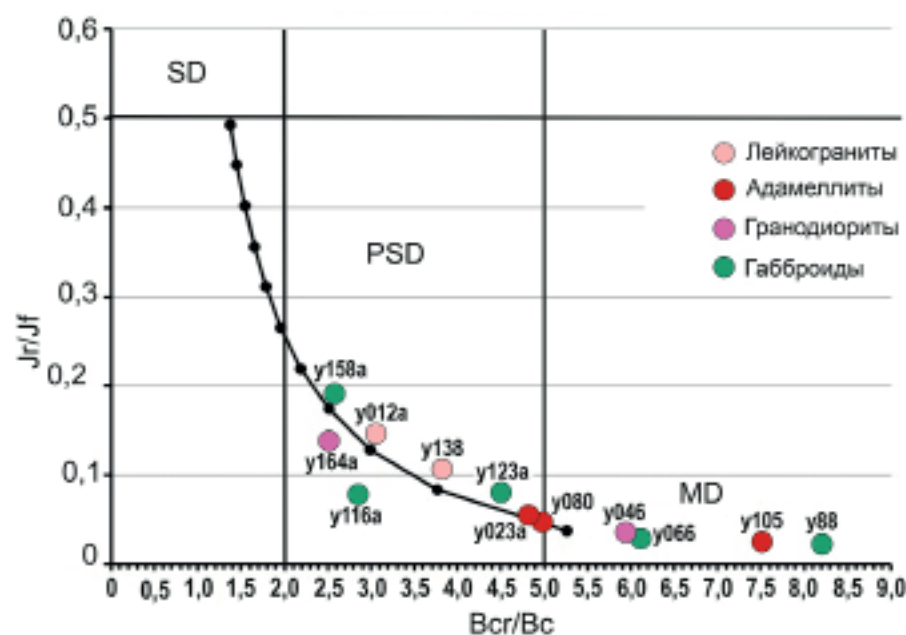


Рис. 3. Диаграмма Дэй-Данлопа для изученных образцов

них представляет собой смесь однодоменных (ОД) и многодоменных (МД) частиц в разной пропорции. Исключения представляют образцы адамеллитов и часть образцов габброидов, где магнетик представлен исключительно многодоменными частицами.

Анизотропия магнитной восприимчивости.

Габброиды 1-й фазы характеризуются плоскостными магнитными текстурами (уплощенная форма эллипсоидов AMS). В образцах из сайта 2108a в центральной части массива наблюдается удлиненная (сигарообразная) форма эллипсоида AMS.

Во всех частях массива ориентировка коротких осей эллипсоидов анизотропии крутая или субвертикальная, кроме сайта 2421a. Вероятно, тело габброидов на этом сайте представляет собой ксенолит или каплю базитового расплава, находящегося в массе гранодиоритов 2-й фазы. В пользу гипотезы ксенолита косвенно свидетельствует сходство параметров K , T и P_j этого аномального сайта и остальных сайтов габброидов, характеризующихся плоскостными магнитными текстурами (рис. 4).

Гранодиориты 2-й фазы. Для этих пород характерна трехосная форма эллипсоидов AMS. Значения параметра T (мера уплощенности эллипсоида) для большинства образцов положительны. Это означает, что для породы в целом характерна плоскостная магнитная текстура. По всей видимости, трехосная форма эллипсоидов связана с изменениями первичной формы зерен магнетита, произошедшими в ходе деформации всего массива.

Короткие оси эллипсоидов, во всех случаях кроме одного, падают на юго-юго-восток под углами 30–60°. Длинные оси эллипсоидов анизотропии ($K_{\max}$) ориентированы разнообразно, вблизи контактов тела гранодиоритов — часто субперпендикулярно поверхности контакта (рис. 4).

Адамеллиты 3-й фазы обладают двухосными и трехосными эллипсоидами AMS, во всех случаях параметр уплощения $T > 0$, что свидетельствует о

доминировании плоскостных магнитных текстур. Трехосные эллипсоиды наблюдаются преимущественно в приконтактных частях крупных тел адамеллитов и в малых телах адамеллитов, т. е. в областях, предположительно подвергавшихся наиболее интенсивной деформации на протяжении тектонической истории массива.

Ориентировка коротких осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости отчетливо отличается в разных частях массива. В южной части она падает на северо-восток: полого (15–20°) у контакта и круто (45°) в центральной части массива. В северной части наблюдаются ориентировки, симметричные тем, которые характерны для южной части: линейность падает на юго-запад под углом 15–45°. Длинные оси эллипсоидов анизотропии на сайтах, характеризующихся трехосной формой эллипсоида AMS, ориентированы субнормально к контактам (рис. 4).

Лейкограниты 4-й фазы. Здесь отобран только один сайт со статистически значимым числом образцов ($N = 9$). Средний эллипсоид — трехосный, причем его форма приблизительно отражает форму тела лейкогранитов в плане: короткая ось эллипсоида перпендикулярна его контактам, длинная ось круто (50°) падает по простиранию тела (рис. 4).

Результаты исследований и их обсуждение.

Основной вклад в магнитную восприимчивость пород во всех образцах вносят ферромагнитные (в широком смысле) минералы. Главную роль среди ферромагнетиков играет мелкозернистый ферромагнитный магнетит, для которого характерна анизотропия формы. Основным носителем остаточной намагниченности в породах Неплюевского массива, вероятно, также представлен магнетитом.

Следует ожидать, что для Неплюевского массива, как и для абсолютного большинства гранитоидных интрузивов, характерна исходно анизотропная магнитная текстура, создаваемая закономерной ориен-

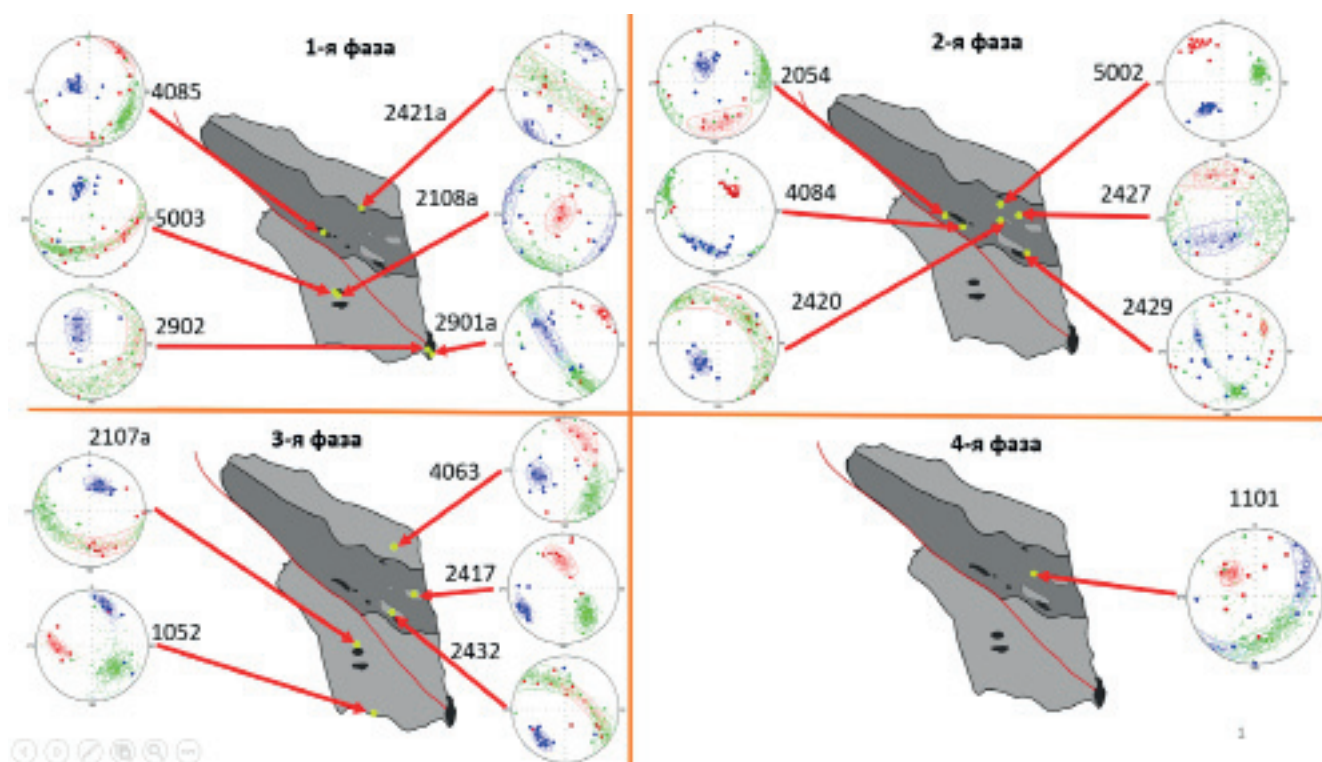


Рис. 4. Стереограммы для главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости пород Неплюевского массива. Залитые красные символы — направления осей $K_{\max}$, зеленые — K_{int} , синие — $K_{\min}$; открытые символы соответствующего цвета — средние направления главных осей для сайта; цветные контуры — доверительные интервалы; цифры — номера сайтов (точек отбора). Выборки дополнены образцами, смоделированными методом Монте-Карло [Kulesa et al., 2015] (мелкие цветные точки)

тировкой длинной и короткой осей зерен магнетита в пространстве. При преобладании влияния МД магнетита можно ожидать, что длинные оси эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости соответствуют длинным осям зерен магнетита, а короткие оси эллипсоидов — коротким осям зерен. Таким образом, мы ожидаем увидеть один из двух вариантов картины анизотропии магнитной восприимчивости в зависимости от происхождения наблюдаемой магнитной текстуры породы [Bouchez, 1997]:

1) в случае магматического происхождения без значительного влияния деформаций — сигарообразная форма двухосных эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости ($K_{\max} > K_{\text{int}} = K_{\min}$), при этом длинные оси эллипсоидов анизотропии будут соответствовать длинным осям кристаллов магнетита и маркировать магматическую линейность;

2) в случае существенных деформаций — трехосная, удлиненная форма эллипсоидов ($K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$), где длинная ось эллипсоида магнитной восприимчивости соответствует длинной оси кристалла и маркирует деформированную магматическую линейность, а короткая ось эллипсоида соответствует короткой оси деформированного кристалла и отмечает направление оси сжатия при деформации.

Реально наблюдаемая магнитная текстура существенно отличается от той, которую можно было бы ожидать по результатам анализа магнитной минералогии и параметров гистерезиса

ферромагнетиков. Основная предсказанная форма эллипсоидов магнитной анизотропии — двуосная сигароподобная ($K_{\max} > K_{\text{int}} = K_{\min}$), соответствующая преобладанию многодоменных зерен магнетита, в то время как реально наблюдаемая форма в большинстве случаев — дискообразная двухосная ($K_{\max} = K_{\text{int}} > K_{\min}$). Рассмотрим возможные причины этого несоответствия:

1) первичная магматическая текстура соответствовала ожидаемым характеристикам, но последующая деформация вызвала уплощение зерен и концентрацию коротких осей зерен магнетита по направлению сжатия. Такая форма может быть достигнута при деформации изначально изотропной породы, но полностью изотропные гранитоидные массивы на практике не встречаются [Bouchez, 1997]. Сжатие материала, характеризующегося сигарообразной формой эллипсоида AMS, может привести к переходу к дискообразной форме только в случае, если сжатие ориентировано строго соосно длинной оси эллипсоида, но в случае Неплюевского массива короткие оси эллипсоидов ориентированы весьма разнообразно и часто падают круто, поэтому сложно представить себе геологическую и механическую обстановку, в которой мог бы быть реализован такой механизм;

2) длинные оси отдельных многодоменных зерен ориентированы хаотично, а короткие оси концентрируются перпендикулярно поверхностям, вдоль которых растекается расплав. Это предположение

следует признать неверным, так как в случае исходно сигароподобных эллипсоидов AMS $K_{\text{int}} = K_{\text{min}}$ и при любой ориентировке зерен доверительные интервалы $a=95$ для усредненных направлений минимальной и средней осей должны существенно перекрываться, однако на деле мы наблюдаем существенное перекрытие доверительных интервалов для положения осей K_{max} и K_{int} и обособление области $a=95$ для K_{min} ;

3) наблюдаемая форма эллипсоидов анизотропии AMS соответствует форме, характерной для ОД зерен магнетита: $K_{\text{max}} = K_{\text{int}} > K_{\text{min}}$, т. е. обращенной магнитной текстуре [Rochette et al., 1992; Cerny et al., 2020], короткая ось эллипсоида AMS соответствует длинной оси зерна и маркирует направление течения расплава. В таком случае возникает несоответствие с результатами анализов параметров гистерезиса образцов. Его можно разрешить, если предположить сосуществование в породах двух популяций зерен магнетита: преобладающей, состоящих из хаотично ориентированных многодоменных зерен, вносящих вклад в общую магнитную восприимчивость и намагниченность, но дающих изотропную картину распределения этих характеристик, и второстепенной — состоящей из закономерно ориентированных однодоменных зерен, ответственных за девиаторную компоненту тензора магнитной восприимчивости. Третья гипотеза представляется наиболее правдоподобной — ОД зерна в таком случае связаны с исходной текстурой породы, а МД зерна могут быть продуктом позднего метасоматического преобразования. В дальнейшем при интерпретации мы будем опираться на третью гипотезу.

Рассмотрим возможные пути формирования наблюдаемой картины анизотропии магнитной восприимчивости.

Картина анизотропии магнитной восприимчивости гранитоидных массивов определяется двумя основными факторами: прототектоникой жидкой фазы и последующими тектоническими деформациями. Прогрессивная деформация на фоне метасоматической переработки массива способна полностью стирать исходную магматическую текстуру [Mamtani et al., 2013]. Магнитная анизотропия гранитоидов, формирующихся в высокострессовых обстановках, таким образом, отражает кинематический режим, в котором происходила их деформация.

В недеформированных гранитоидах данные об ориентировке зерен магнитных минералов могут быть интерпретированы так же, как и любая другая ориентированная магматическая текстура, несущая информацию о направлениях течения расплава. Следует полагать, что для большинства массивов вклад в конечный облик распределения анизотропии магнитной восприимчивости вносят и прототектонический, и тектонический факторы. Микро- и мезоструктуры, сопровождающие деформацию укорочения-удлинения в хрупком режиме величины более 1%, в породах Неплюевского массива не описаны ни в одной работе.

Характер распределения направлений линейности также не свидетельствует о заметной деформации Неплюевского массива как единого блока — в случае значительного влияния такой прогрессивной деформации следовало бы ожидать концентрации этих направлений в компактной области. В силу этих соображений следует признать существенно магматическую природу магнитной текстуры Неплюевского массива.

Направления геологически значимых осей эллипсоидов AMS в пределах Неплюевского массива распределены закономерно (рис. 5).

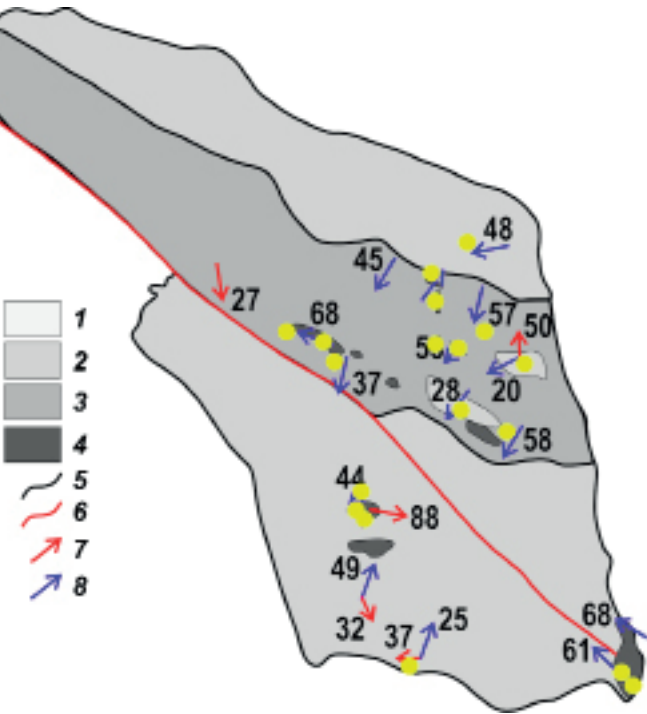
В габброидах 1-й фазы линейность круто ($44-88^\circ$) падает на северо-восток вне зависимости от положения конкретного сайта в пределах массива, кроме единственного сайта, на котором был опробован ксенолит габброидов (2421a). Это указывает на формирование тел габброидов, контролируемое единым крутопадающим подводящим каналом.

В теле гранодиоритов 2-й фазы, расположенном непосредственно на северо-востоке от Неплюевского разлома, линейность падает на юго-запад под углами $37-58^\circ$, субнормально к Неплюевскому разлому. Это свидетельствует о растекании расплава в северо-северо-восточном направлении от магмовода, связанного с Неплюевским сдвигом. Линейность ориентирована более полого, чем в случае габброидов 1-й фазы, что также соотносится с более удаленным от магмовода положением гранодиоритов. Длинные оси эллипсоидов анизотропии (K_{max}), соответствующие коротким осям зерен магнетита, ориентированы разнообразно, вблизи контактов тела гранодиоритов часто субперпендикулярно поверхности контакта. Вероятно, их ориентировки отражают распределение напряжений сжатия, возникавших в ходе деформации массива.

Ориентировка магматической линейности в адемитах (3-я фаза) отчетливо различается в частях массива, расположенных по разные стороны от Неплюевского сдвига. В северо-восточной части массива она падает на юго-запад и юго-юго-запад под углами $20-48^\circ$, в юго-западной — на северо-восток под углами $25-49^\circ$. Короткие оси зерен магнетита на сайтах, характеризующихся трехосной формой эллипсоида AMS, ориентированы субнормально к контактам. Распределение ориентировок линейности указывает на латеральное растекание расплава на северо-восток и юго-запад от центрального подводящего канала, сопряженного с Неплюевским сдвигом.

Единственного представительного сайта недостаточно, чтобы сделать достоверные выводы о механизме внедрения лейкогранитов. Их линейность ориентирована вдоль простираания малого тела и параллельно Неплюевскому разлому, плоскостная текстура параллельна контактам. Возможно, такая конфигурация эллипсоида AMS отражает деформации массива.

Рис. 5. Распределение геологически значимых главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости в породах Неплюевского массива: 1 — плагиограниты 4-й фазы, 2 — адамеллиты 3-й фазы, 3 — гранодиориты 2-й фазы, 4 — габброиды 1-й фазы, 5 — геологические границы, 6 — Неплюевский разлом, 7 — оси K_{max} , 8 — оси K_{min}



Заключение. Изучение AMS пород Неплюевского массива после прогрева до 450 °С подтверждает выдвигавшуюся ранее на основании геологических данных концепцию его образования по механизму сдвигового магматического дуплекса [Тевелев, 2012]. Фазы Неплюевского массива поэтапно пассивно внедрялись в развивающуюся в верхней коре структуру присдвигового растяжения в кинематической обстановке транстенсии. Магматический расплав поставляется центральным и единым для первых трех фаз подводящим каналом, дренирующим нижнекоровый источник, состав расплава в котором эволюционирует по механизму кристаллизационного фракционирования, что приводит к подъему все более кислых магм и обуславливает гомодромную последовательность внедрения. На первом этапе происходило внедрение габброидов по серии субвертикальных трещин, имеющих северо-западное (в современных координатах) простирание. На втором этапе внедрялись гранодиориты вдоль северной субширотной границы, растущей в субмеридиональном направлении

транстенсивной структуры. На третьем этапе внедрялись адамеллиты вдоль северной и южной границ этой структуры в ходе ее дальнейшего роста. На четвертом этапе происходило внедрение лейкогранитов, генетическую связь которых с первыми тремя фазами массива затруднительно установить лишь на основании полученных данных. Схематично предлагаемый механизм внедрения Неплюевского массива изображен на рис. 6.

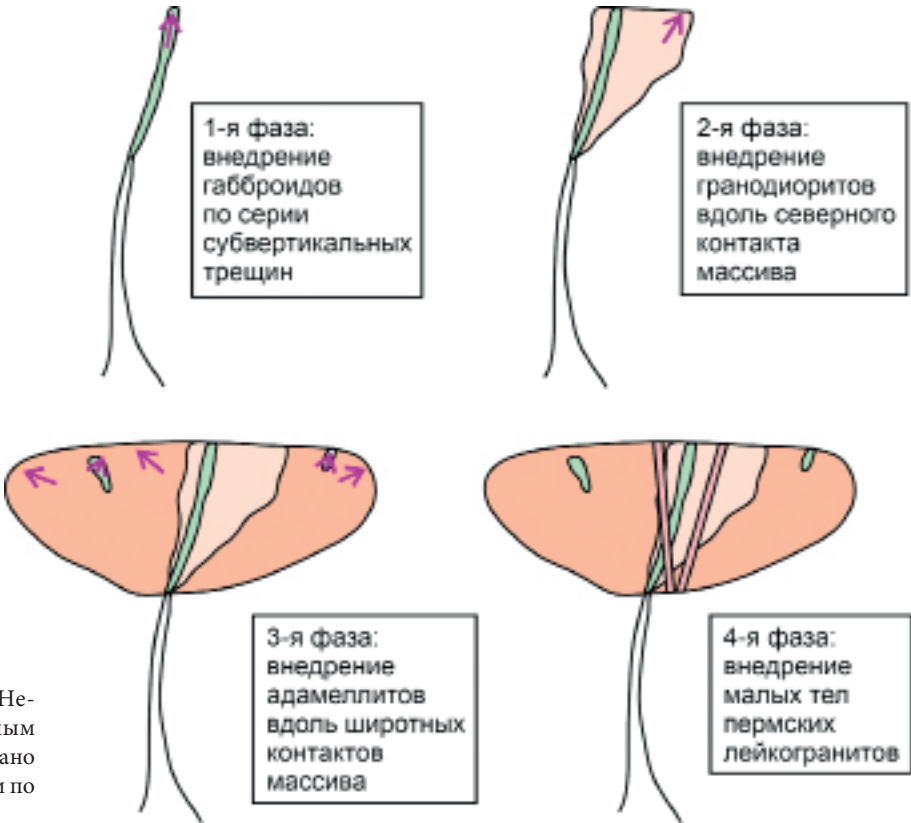


Рис. 6. Схема механизма внедрения Неплюевского массива по петромагнитным данным. Фиолетовыми стрелками показано направление магматической линейности по направлению движения магмы

Благодарности. Авторы благодарны руководству лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма КФУ и лично Д.М. Кузиной за помощь в проведении магнитоминералогических исследований, а также А.А. Костерову (СпБГУ) и А.Ю. Гужикову (СГУ), благодаря замечаниям которых текст работы был значительно усовершенствован.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный терромагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во КГУ, 1979. 159 с.

Карта дочетвертичных образований: N-40, (41) (Уфа). Государственная геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Новая серия. Карта дочетвертичных образований, масштаб: 1:1 000 000, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2001 г., редактор: В.И. Козлов URL: <https://www.geokniga.org/maps/387/> (даты обращения: май–июнь 2022).

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 222 с.

Осипова Т.А., Вотяков С.Л., Зайцева М.В. U–Pb-возраст и анализ Lu–Hf-изотопной системы циркона гранитоидов заключительных фаз Неплюевского плутона (Южный Урал) // Докл. РАН. 2018. Т. 481, № 5. С. 534–538.

Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный Rb–Sr-возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. История формирования раннекаменноугольной габбро-гранитной формации Южного и Среднего Урала // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 5. С. 10–18.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Кошелева И.А., Гроховская Т.Л. Динамика сдвиговых магматических дуплексов. М.: Российский фонд фундаментальных исследований, 1998. № 96-05-65519.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Буриштейн Е.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Сер. Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 175 с.

Тевелев, А.В., Соболев, И.Д., Борисенко, А.А. и др. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U–Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 40–48.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Benn K. Anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in syntectonic plutons as tectonic strain markers: the example of the Canso pluton, Meguma Terrane, Nova Scotia // Earth and Environ. Sci. Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh, 2010. Vol. 100. P. 147–158.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия_а). В ходе работ использованы космоснимки, предоставленные ЦКП «Геопортал», а также микроскоп Olympus BX53P, приобретенный по программе развития МГУ.

Bouchez J.L. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks // Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics / Ed. by J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton, W.E. Stephens. Kluwer, Dordrecht, 1997. P. 95–112.

Černý J., Melichar R., Všíanský D., Drahokoupil J. Magnetic anisotropy of rocks: A new classification of inverse magnetic fabrics to help geological interpretations // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. Vol. 125, N 11. e2020JB020426.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1977. Vol. 13, N 4. P. 260–267.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2002a. Vol. 107, N B3. DOI: 10.1029/2001JB000486.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2002b. Vol. 107, N B3. DOI: 10.1029/2001JB000487.

Dunlop D.J., Carter-Stiglitz B. Day plots of mixtures of superparamagnetic, single-domain, pseudosingle-domain, and multidomain magnetites // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2006. T. 111. N B12. doi:10.1029/2006JB004499.

Dunlop D.J., Özdemir Ö. Rock magnetism: Fundamentals and Frontiers. N. Y.: Cambridge Univ. Press, 1997. 573 c.

Georgiev N., Henry B., Jordanova N. et al. Emplacement and fabric-forming conditions of plutons from structural and magnetic fabric analysis: A case study of the Plana pluton (Central Bulgaria) // Tectonophysics. 2014. Vol. 629. C. 138–154.

Kratinova Z., Shulmann K., Edel J.B., Shaltegger U. Multiple magmatic fabrics in episodically emplaced Granites in transtensional setting: tectonic model based on AMS study and numerical modeling // GeoLines. 2006. Vol. 20. P. 75–76.

Kulesa A., Krzywinski M., Blainey P., Altman N. Sampling distributions and the bootstrap // Nature Methods. 2015. Vol. 12, N 6. P. 477–8. DOI: 10.1038/nmeth.3414

Mamtani M.A., Pal T., Greiling R.O. Kinematic analysis using AMS data from a deformed granitoid // J. Structural Geology. 2013. Vol. 50. P. 119–132.

Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // Computers & Geosci. 2016. Vol. 95. P. 140–145.

Rochette P., Jackson M., Aubourg C. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility // Rev. Geophys. 1992. Vol. 30. P. 209–226.

Silva O.B., Raposo M.I.B. Emplacement of the Anta Granite from Rio de Janeiro State (SE, Brazil); determined by magnetic fabrics // Brazilian J. Geology. 2020. Vol. 50.

Tarling D., Hrouda F. (ed.). Magnetic anisotropy of rocks / Ed. by D. Tarling, F. Hrouda. London; New York: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International geomagnetic reference field: the 12th generation // *Earth, Planets and Space*. 2015. Vol. 67.

Tomek F., Žák J., Chadima M. Magma flow paths and strain patterns in magma chambers growing by floor subsid-

ence: a model based on magnetic fabric study of shallow-level plutons in the Štiavnica volcano–plutonic complex, Western Carpathians // *Bull. Volcanol.* 2014. Vol. 76.

Žák J., Verner K., Holub F.V. et al. Magmatic to solid state fabrics in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif // *J. Structur. Geology*. 2012. Vol. 36. P. 27–42.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 551.243

ГЕОДИНАМИКА КАТУНСКОГО РАЗЛОМА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) ПО СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Татьяна Юрьевна Тверитинова¹✉, Антон Витальевич Маринин²,
Евгений Викторович Деев³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tvertat@yandex.ru

² Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; marinin@ifz.ru

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН; Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; deev@ngs.ru

Аннотация. Методами структурно-парагенетического и катакластического анализа дизъюнктивов определены кинематические характеристики разломов, входящих в структуру активного Катунского разлома Горного Алтая. Доказано, что Катунский разлом — сдвиг, развивающийся на разных участках в транспрессивных или транстенсивных условиях. Новейшие грабены вдоль Катунского разлома формировались при сдвиговых смещениях и локально проявленной обстановке горизонтального растяжения или растяжения со сдвигом.

Ключевые слова: разрывы, грабены, зеркала скольжения, отрывы, сколы, трещины, жилы, Катунский разлом, Горный Алтай

Для цитирования: Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В. Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 46–59. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-46-59

GEODYNAMICS OF THE KATUNSKY FAULT (GORNYY ALTAI) ACCORDING TO STRUCTURAL AND KINEMATIC DATA

Tatiana Yu. Tveritinova¹✉, Anton V. Marinin², Evgeny V. Deev³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tvertat@yandex.ru

² Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; marinin@ifz.ru

³ Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch Russian Academy of Sciences; Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; deev@ngs.ru

Abstract. In the Katun Fault Zone, the structural-paragenetic analysis of stress indicators and the method of cataclastic analysis of discontinuous faults have been used to determine the features of the structure of this fault and the conditions of its formation at the Late Alpine stage. It is proved that the Katun Fault Zone is the strike-slip fault that develops at different sites in transpressive or transtensive conditions. The newest grabens along the zone were formed under strike-slip fault displacements and locally manifested conditions of horizontal extension or horizontal extension with shear.

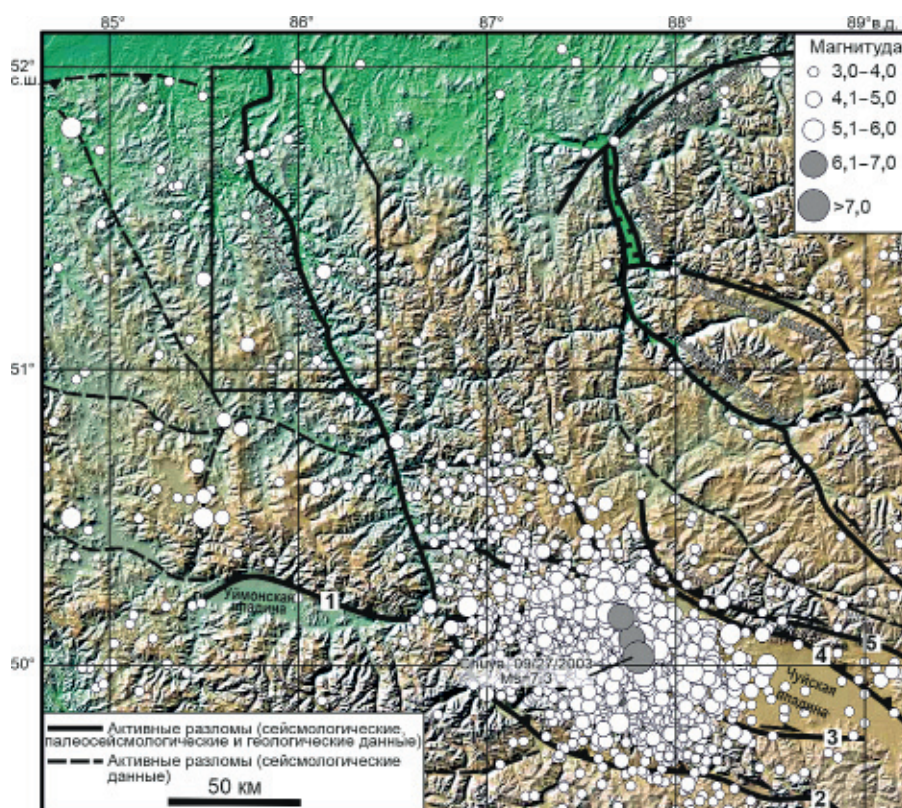
Key words: fault, graben, slickenside, tension gash, joint, crack, vein, Katun Fault, Gornyy Altai

For citation: Tveritinova T.Yu., Marinin A.V., Deev E.V. Geodynamics of the Katunsky fault (Gornyy Altai) according to structural and kinematic data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 46–59. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-46-59 (In Russ.).

Введение. Горный Алтай — каледоно-герцинское складчатое сооружение, преобразованное на неотектоническом этапе во внутриконтинентальный ороген с четко проявленной блоковой структурой и абсолютной высотой горных хребтов более 4000 м. Амплитуда относительных вертикальных перемещений небольших блоков составляет несколько десятков–сотен метров, межблоковые смещения в зонах сочленения горных хребтов и крупных внутригорных впадин достигают 3–3,5 км [Деев и др. 2012б; Неведрова и др., 2014; Русанов и др., 2017]. Средняя скорость тектонической составляющей современных движений Горного Алтая по данным космической геодезии за период 2000–2011 гг. составляет 1,2 мм/год, а перед Чуйским землетрясением 2003 г. в юго-восточной части

Горного Алтая зафиксированы аномально высокие значения скорости смещения до 3–12 мм/год. Постсейсмическая скорость движений за 2004–2012 гг. достигает 2–3 мм/год [Тимофеев и др., 2009, 2014], в эпицентральной области при этом фиксируется правосдвиговое смещение. Для большинства межблоковых границ (кайнозойских разломов) отсутствуют геолого-структурные и палеосейсмологические данные, указывающие на их активность и геодинамические обстановки формирования, направление, скорость и величину смещения по ним. Отсюда вытекает актуальность исследований — выявление геодинамических обстановок формирования таких разломов. В качестве объекта исследований нами выбрана северная часть активного Катунского разлома (рис. 1).

Рис. 1. Основные активные разломы Горного Алтая и сейсмичность Горного Алтая, по [Deev et al., 2019] с изменениями. Цифры на рисунке — разломы: 1 — Южно-Теректинский, 2 — Джазаторский, 3 — Южно-Чуйский, 4 — Курайский, 5 — Кубадринский



Геологическое строение долины р. Катунь и прилегающих территорий. Изученный нами участок долины р. Катунь расположен в средней приосевой части Бийско-Катунской зоны, выраженной выходами на поверхность поздненеопротерозойско-кембрийских островодужных комплексов между Ануйско-Чуйской зоной деформированных ордовикско-силурийских и девонских вулканогенных толщ на западе и Уйменско-Лебедским девонским рифтогенным прогибом на востоке. На исследуемой территории широко развиты позднепротерозойско-раннепалеозойские комплексы (рис. 2), связанные с развитием в Палеоазиатском океане вдоль окраины Сибирского континента Кузнецко-Алтайской островной дуги [Добрецов и др., 1995; Сафонова и др., 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Федак и др., 2011]. Здесь, кроме островодужных образований, выделяются фрагменты офиолитовых ассоциаций, кремнисто-карбонатных чехлов океанических палеоподнятий, склоновых олистостромовых комплексов, осадочного выполнения преддуговых и задуговых бассейнов.

Древнейшие в районе — поздненеопротерозойско-кембрийские образования: кремнисто-карбонатные толщ океанических палеоподнятий, островодужные вулканогенно-осадочные и вулканические базальтовые комплексы с дайками и силлами диабазов, кремнисто-терригенно-карбонатные и туфогенные породы задуговых бассейнов. С конца среднего кембрия происходит аккреция островодужных комплексов к окраине Сибирского континента и вулканическая деятельность прекращается. Аккреция завершается коллизией Сибирского кон-

тинента с Алтае-Монгольским микроконтинентом, которая сопровождается интенсивной деформацией аккрелируемых комплексов.

В среднем-позднем кембрии–ордовике регион развивался в режиме пассивной окраины с формированием в шельфовом бассейне мелководных карбонатно-терригенных и терригенных флишеидных отложений. В девоне территория Горного Алтая входила в состав активной континентальной окраины с мощным проявлением вулканизма и формированием разнофациальных осадочно-вулканогенных толщ в рифтогенных прогибах, что сопровождалось внедрением гранитоидных массивов преимущественно в консолидированных структурах их рамы.

В целом докайнозойская структура на севере изученной территории представлена сложной системой узких тектонических субмеридиональных блоков в зоне северо-северо-западного простираения, на юге — системой субпараллельных зоне блоков. В палеозойской структуре разломы субмеридионального простираения выражены взбросо-надвигами и левыми сдвигами [Добрецов и др., 1995; Добрецов, Буслов, 2007]. В районе пос. Чемал Бийско-Катунская зона косо сечется системой разломов западно-северо-западного простираения с признаками левосдвиговых смещений. Общий структурный рисунок палеозойских структур соответствует правокулискому расположению узких линзовидных, интенсивно деформированных сжатых субмеридиональных блоков в зоне северо-северо-западной ориентировки, что указывает на формирование структуры в обстановке субширотного сжатия.

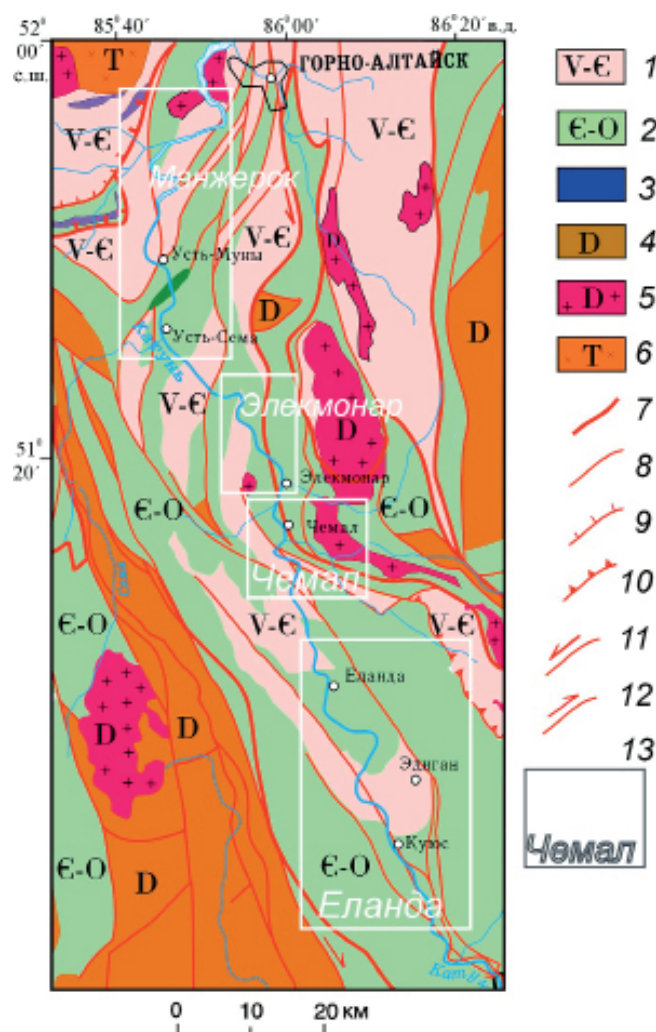


Рис. 2. Схема геологического строения долины р. Катунь с участками полевых наблюдений. Геологическая основа составлена с учетом данных [Федак и др., 2011]: 1 — верхнепротерозойско-нижнекембрийские метавулканогенно-осадочные комплексы (Бийско-Катунская островная дуга); 2 — среднекембрийско-ордовикские терригенно-карбонатные образования (пассивная окраина); 3 — позднепротерозойско-раннепалеозойские интрузивные тела основного и ультраосновного состава; 4 — девонские вулканогенно-осадочные толщи (наложенные рифтогенные прогибы); 5 — девонские гранитоидные массивы; 6 — триасовые гранитоидные массивы; 7–8 — разрывные нарушения: 7 — крупные, 8 — средние; 9–12 — кинематика разрывных нарушений: 9 — надвиги, 10 — покровы, 11 — левые сдвиги, 12 — правые сдвиги; 13 — участки структурно-кинематических наблюдений

В конце позднего палеозоя и в мезозое рассматриваемая часть Горного Алтая была областью денудации. В меловое–эоценовое время в платформенных условиях здесь развивались коры выветривания, в позднем кайнозое наступила неотектоническая стадия: территория испытала повторный орогенез, произошли активные дифференцированные тектонические движения и сформировался горный рельеф с высотой до 4,5 км. Основной этап неотектонических движений пришелся на четвертичный период [Добрецов и др., 1995; Деев и др., 20126].

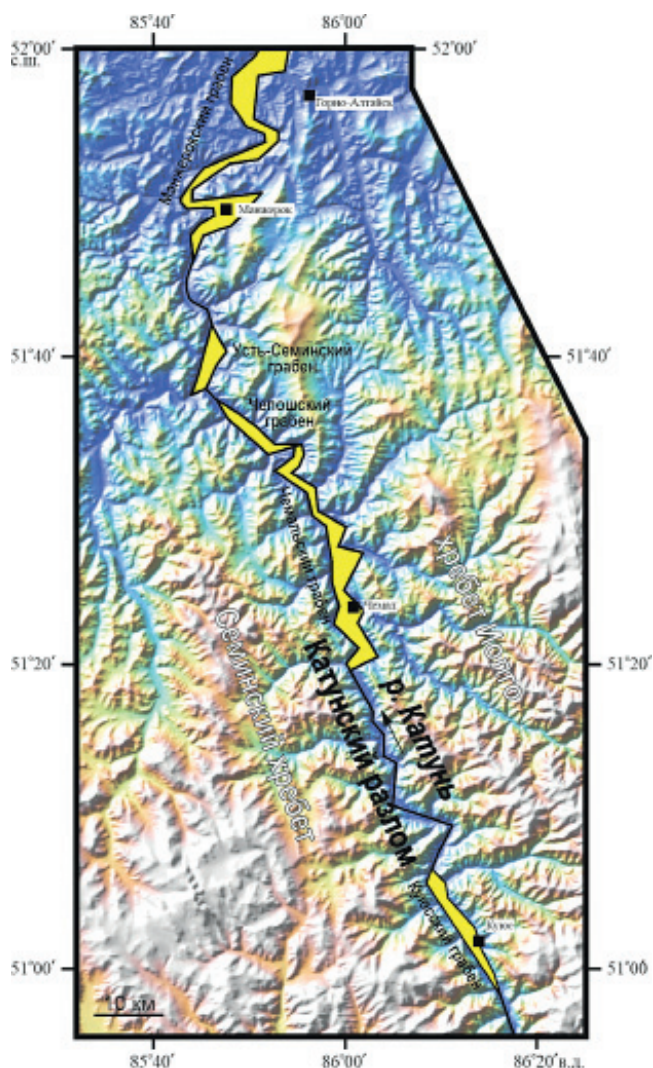


Рис. 3. Положение приразломных грабенов в северной части Катунской разломной зоны (грабены показаны желтой заливкой)

Среди кайнозойских межблоковых границ особое место занимает активный Катунский разлом субсогласно или резко несогласно секущий палеозойские комплексы и дренируемый текущей с юга на север одноименной рекой. Катунский разлом трактуется как правый сдвиг [Yin, 2010] или как раздвиг [Лукина, 1996; Трифионов и др., 2002]. Эти трактовки объединяет режим напряженного состояния коры, соответствующий субгоризонтальному растяжению со сдвигом. Он определен для южной части разлома на основе сейсмологических данных. При этом субгоризонтальные или наклонные оси растяжения имеют северо-восточную ориентировку, оси максимального сжатия — северо-западную или вертикальные [Жалковский и др., 1995; Гольдин, Кучай, 2007; Ребецкий и др., 2013].

Неоднородность строения зоны Катунского разлома отражена в распределении вдоль нее новейших грабенов, имеющих протяженность до 40 км, ширину до 3 км и выполненных комплексом четвертичных отложений, мощность которых может достигать 400 м [Деев и др., 2012a, 2015; Deev et al., 2019]. С севера на юг на исследуемом участке — это



Рис. 4. Примеры зеркал скольжения в долине р. Катунь. Слева — зеркало скольжения широтного простирания с левосдвиговой кинематикой в т. н. № 17551 (участок Чемал), справа — взбросовое зеркало скольжения в т. н. № 17539 (участок Еланда). Ручка указывает на направление относительного смещения вдоль линий штриховки отсутствующего блока (лежащего на левом фото и висячего — на правом)

Манжерокский, Усть-Семинский, Чепошский, Чемальский и Куюсский грабены (рис. 3).

Практически все оперяющие Катунский разлом дизъюнктивы дренируются крупными и мелкими правыми и левыми притоками Катунь, приустьевые части которых часто имеют невыработанный профиль равновесия, что указывает на молодые движения по разлому. С разломом связаны эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений с магнитудой до 5. В разрезах отложений, выполняющих приразломные грабены, выявлены многочисленные плейстоценовые и голоценовые вторичные сейсмогенные деформации, в том числе в Манжерокском грабене — сейсмогенные нарушения конструкций археологических объектов [Деев и др., 2012a, 2015; Deev et al., 2019].

Материалы и методы исследований. Для сбора структурно-геологической информации в северной части Катунского разлома проведены полевые тектонофизические исследования, которые сконцентрировались вдоль береговых обнажений р. Катунь на участке от пос. Рыбалка до р. Бельтир-Туюк (правый приток р. Катунь). Выделено четыре участка: Манжерок, Элекмонар, Чемал и Еланда (рис. 2). Основное внимание уделено сбору сведений о зеркалах скольжения, по которым возможно установить относительные перемещения их крыльев (рис. 4). Кроме того, собраны данные об ориентировке трещин отрыва, жил, зон дробления и других индикаторов деформаций.

Анализ полученных систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов и их объединение в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) проведен с использованием структурно-парагенетического метода Л.М. Расцветаева [1987]. Положение осей главных напряжений при помощи метода структурно-парагенетического анализа установлено на основе сравнения полученных стереографических диаграмм с распределением

полюсов геологических индикаторов деформаций со структурными рисунками типовых парагенетических семейств дизъюнктивных нарушений [Расцветаев, 1987].

Полевые замеры по зеркалам скольжения обрабатывали с помощью метода катакластического анализа разрывных нарушений [Ребецкий, 2007]. Метод позволяет определить количественные характеристики напряженно-деформированного состояния в точке наблюдения: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде–Надаи. Применяемая для расчетов компьютерная программа STRESSgeol, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, использует принцип разделения сколов на однородные выборки, определяющие временные фазы квазиоднородного деформирования макрообъема, для достижения максимальной суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз. В некоторых точках было реконструировано по 2–3 обстановки, а в отдельных точках наблюдения выделено 4 условных этапа деформирования. Относительную хронологическую последовательность для них в настоящее время установить не удалось, хотя определенные предположения далее в статье будут сделаны.

Результаты исследований и их обсуждение. Геолого-геоморфологические условия, тектоническая трещиноватость и напряженно-деформированное состояние района исследований по участкам. Участок Манжерок расположен в северной части района (рис. 2), между пос. Усть-Сема и Рыбалка. Долина р. Катунь при зигзагообразной форме русла имеет общее субмеридиональное простирание, пересекая систему линзовидных блоков северо-северо-восточного простирания в ограниченной крупными разломами зоне северо-северо-западного простирания. В новейшей структуре (рис. 3) здесь выражено два грабена (Манжерокский и Усть-Семинский), разде-

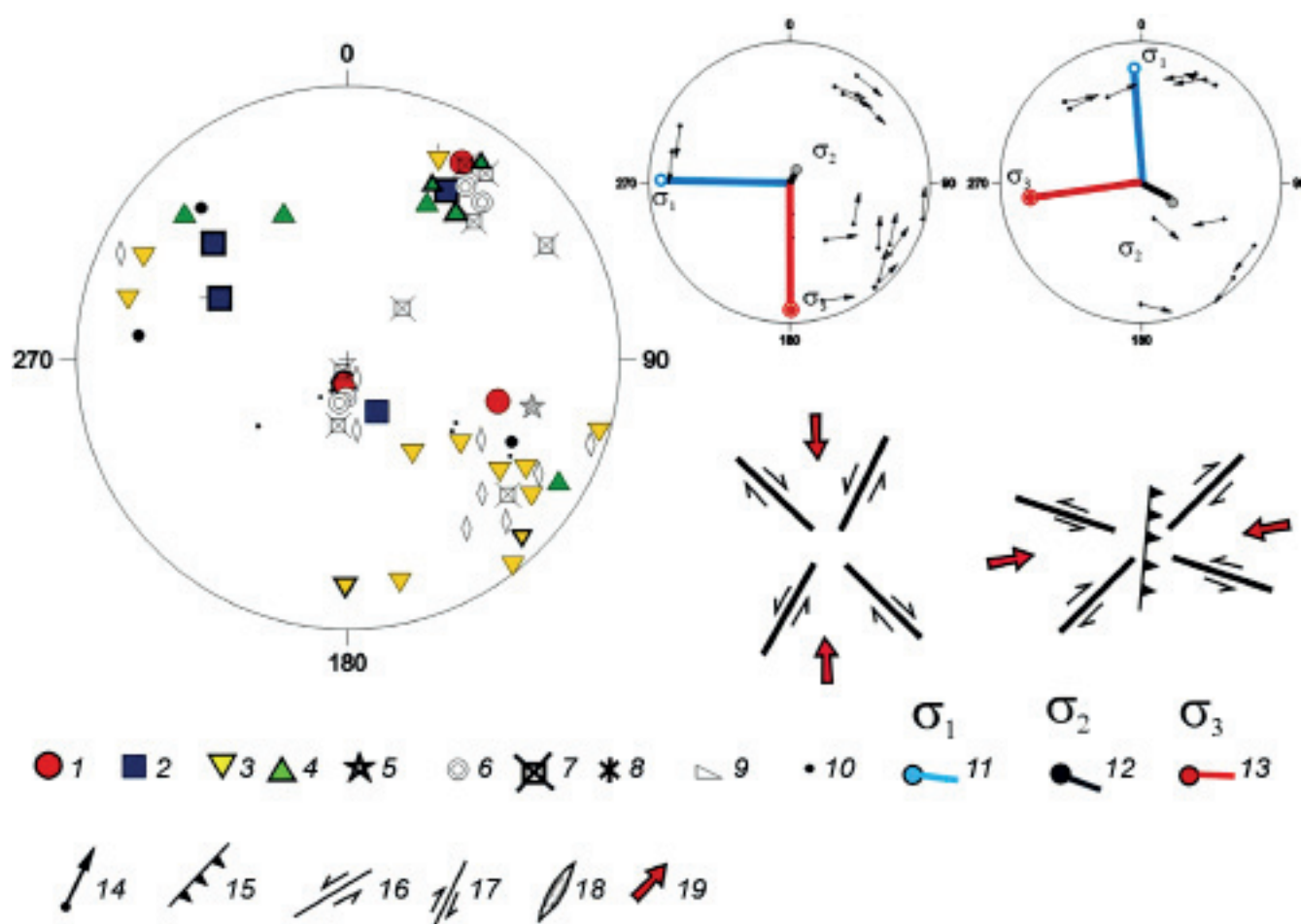


Рис. 5. Круговые диаграммы (стереографическая проекция верхней полусферы), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа разрывных нарушений (справа) в т. н. № 17548 (участок Манжерок): 1–8 — полюсы тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 — взбросы, 2 — сбросы, 3 — левые сдвиги, 4 — правые сдвиги, 5 — взбросовые или сбросовые перемещения (по падению/восстанию без определения относительного направления), 6 — отрывы, 7 — жилы, 8 — стресс-стилолиты; 9 — элементы залегания слоистости (нормальное); 10 — шарнир антиклинали; 11–13 — оси главных нормальных напряжений: 11 — минимальные, 12 — промежуточные, 13 — максимальные; 14 — направление перемещения висячего блока в полюсах трещин (зеркал скольжения) со структурно-кинематическими данными, которые использованы при реконструкции; 15–18 — положение выделенных парагенезов дизъюнктивных нарушений на план-схеме: 15 — взбросы и надвиги, 16 — левые сдвиги, 17 — правые сдвиги, 18 — отрывы, 19 — направление максимального сжатия на план-схеме

Полюсы плоскостей зеркал скольжения (1–4) с высокой степенью достоверности определения кинематики относительного смещения выделены толстой линией по краям значков, внизу — основные структурные парагенезы

ленных суженным участком речной долины [Деев и др., 2012a]. Примеры результатов структурно-кинематических наблюдений по участку приведены на рис. 5 и 6. При преобладающем северо-западном простирании крутопадающей сланцеватости в толще зеленосланцево измененных осадочных пород раннепалеозойской горно-алтайской серии развиты разноориентированные трещины различного кинематического типа. Вдоль сланцеватости развиты правосдвиговые структуры (рис. 5). Вместе с левыми сдвигами вдоль поперечной сланцеватости крутопадающей системы северо-восточного простирания они образуют главный структурный парагенез меридионального сжатия–широтного растяжения. В этот же парагенез входят менее выраженные субмеридиональные (северо-северо-восточной ориентировки) сбросы и структуры

отрывного типа. Обстановки поперечного структурному плану субширотного (восточно-северо-восточного) сжатия (помимо субмеридионального сжатия) реконструируются выраженными субмеридиональными взбросами, правыми сдвигами северо-восточного и левыми сдвигами северо-западного простирания. Представлены также пологие структуры покровного типа.

В точке наблюдения (т. н.) № 17560 вулканогенно-осадочные породы базальтового состава среднекембрийской усть-семинской свиты залегают с крутым падением на восток. Для трещиноватости характерна субмеридиональная (с большим разбросом) система сдвигов и сбросов (рис. 6). Основные парагенезы минидизъюнктивов связаны с условиями северо-западного и северо-восточного сжатия в сдвиговом поле напряжений. Структур-

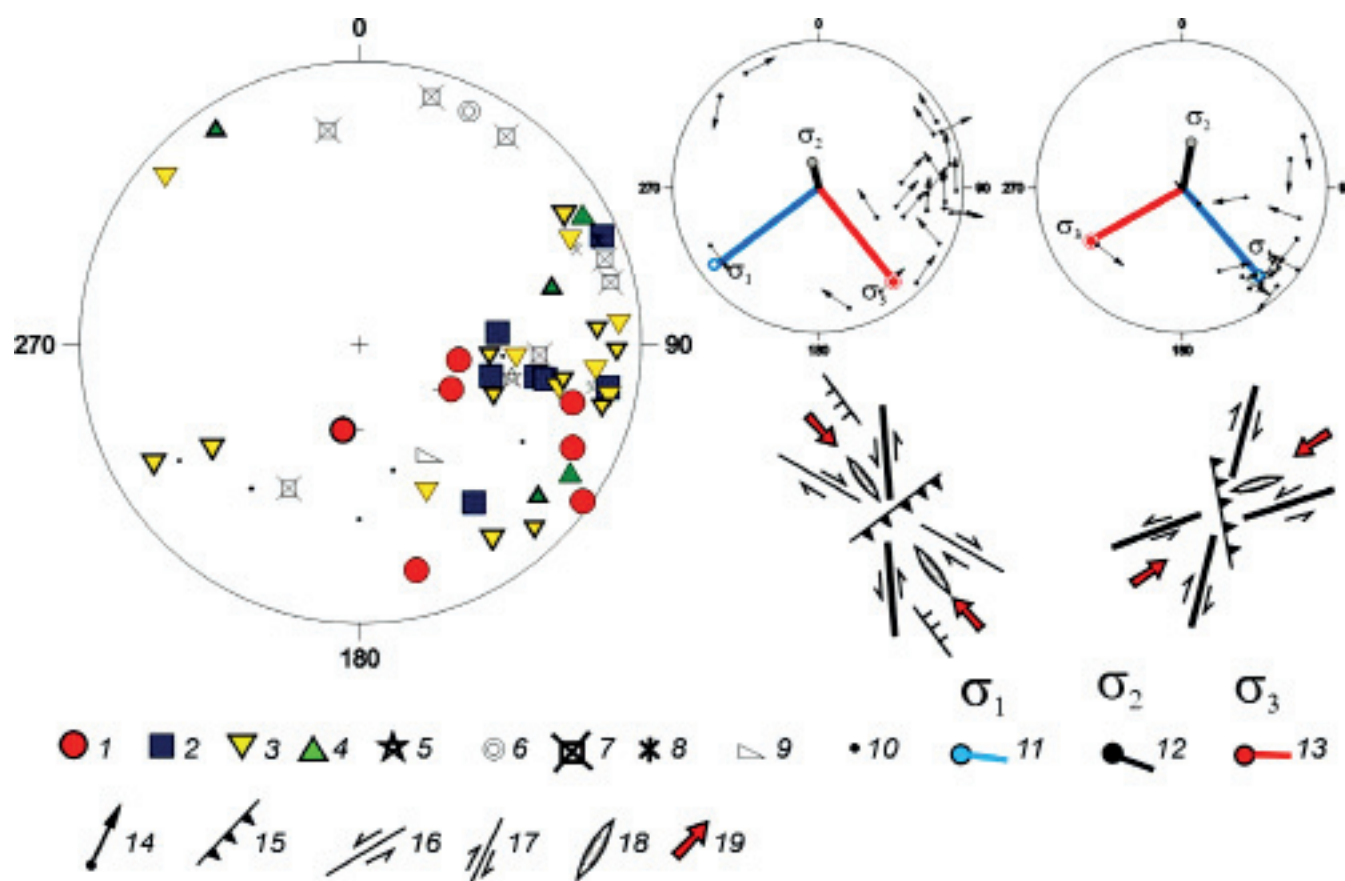


Рис. 6. Круговые диаграммы (стереографическая проекция верхней полусферы), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева), и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа разрывных нарушений (справа) в т. н. № 17560 (участок Манжерок). Условные обозначения см. на рис. 5

ный парагенезис северо-западного сжатия — северо-восточного растяжения включает взбросы северо-восточного простираения, левые сдвиги субмеридионального простираения (наиболее представительная на участке система структур), а также структуры отрыва и сбросы северо-западной ориентировки. Менее представительный парагенез структур, формировавшихся в условиях северо-восточного сжатия — северо-западного растяжения: правые сдвиги субмеридионального простираения (от северо-северо-западного до северо-северо-восточного), сбросы и левые сдвиги северо-восточного простираения. Присутствуют также меридиональные системы сбросовых деформаций и находящиеся с ними в парагенезе субширотные взбросы, вместе отражающие условия меридионального сжатия и широтного растяжения.

Участок Электрон. Здесь долина р. Катунь ориентирована в северо-западном направлении и почти поперек пересекает палеозойские структуры северо-северо-восточно ориентировки (рис. 2). В современной структуре выделяется северная часть Чемальского грабена (рис. 3). Пример структурно-кинематических наблюдений и их интерпретация показаны на рис. 7. Вулканогенно-осадочные толщи нижнепалеозойской (кембрийско-нижеордовикской) горно-алтайской серии залегают с падением

на северо-восток. В них фиксируются различные структурно-кинематические системы трещиноватости: структуры отрывно-жильного типа, сдвиговые, взбросовые и сбросовые зеркала скольжения. Установлено наличие двух основных парагенетических семейств нарушений, формировавшихся в условиях субмеридионального сжатия-субширотного растяжения (наклонного) и субширотного (западно-северо-западного) сжатия и субмеридионального (северо-северо-восточного) растяжения. К первому относятся правые сдвиги вдоль сланцеватости, поперечные левые сдвиги, субширотные взбросы и субмеридиональные сбросо-раздвиговые структуры. Второе представлено левыми сдвигами северо-западного и правыми сдвигами северо-восточного простираения, а также субмеридиональными взбросами и субширотными отрывами.

Участок Чемал. На этом участке долина р. Катунь параллельна палеозойским структурам субмеридионального простираения, которые с юга ограничены зоной разломов западно-северо-западного простираения (рис. 2). В современной структуре здесь выражена южная часть Чемальского грабена (рис. 3). Для участка характерна структурная обстановка с меняющейся ориентировкой сланцеватости метаморфических толщ и развитием в них трещиноватости разного кинематического типа. Результаты

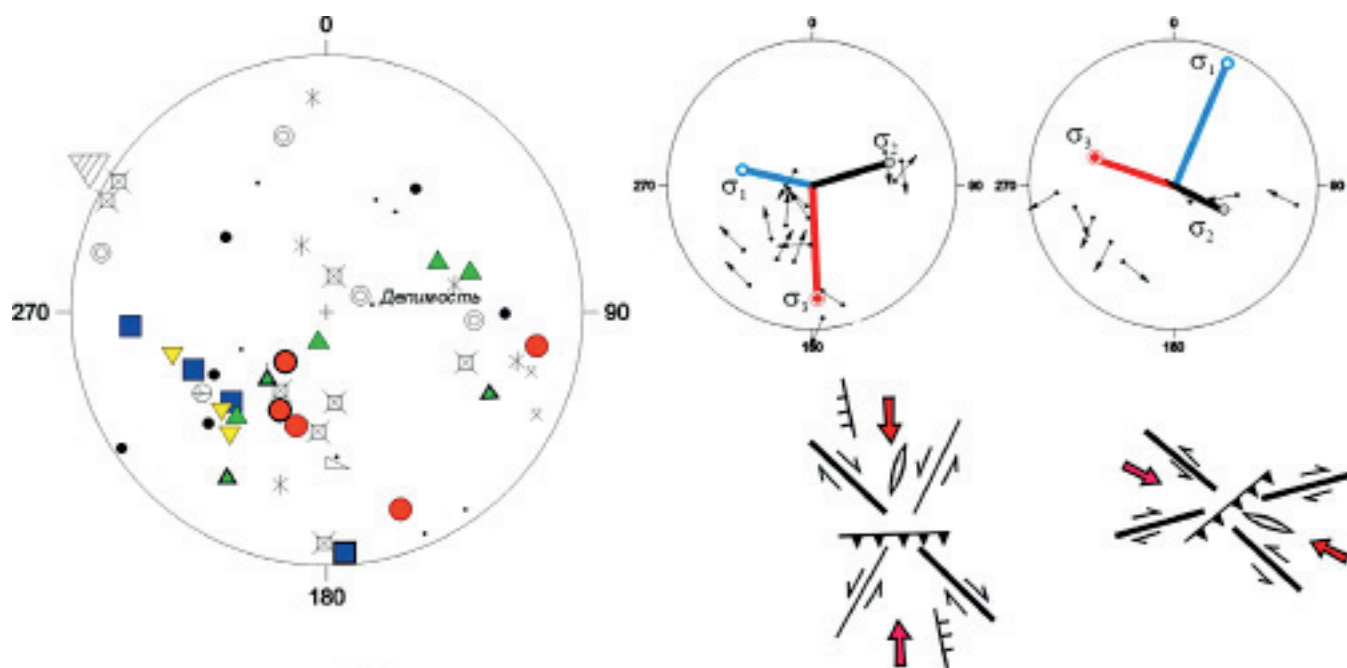


Рис. 7. Круговые диаграммы (стереографическая проекция верхней полусферы), показывающие полюсы плоскостей тектонических трещин разного типа (слева), и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа разрывных нарушений (справа) в т. н. № 17562 (участок Элекмонар). Условные обозначения см. на рис. 5

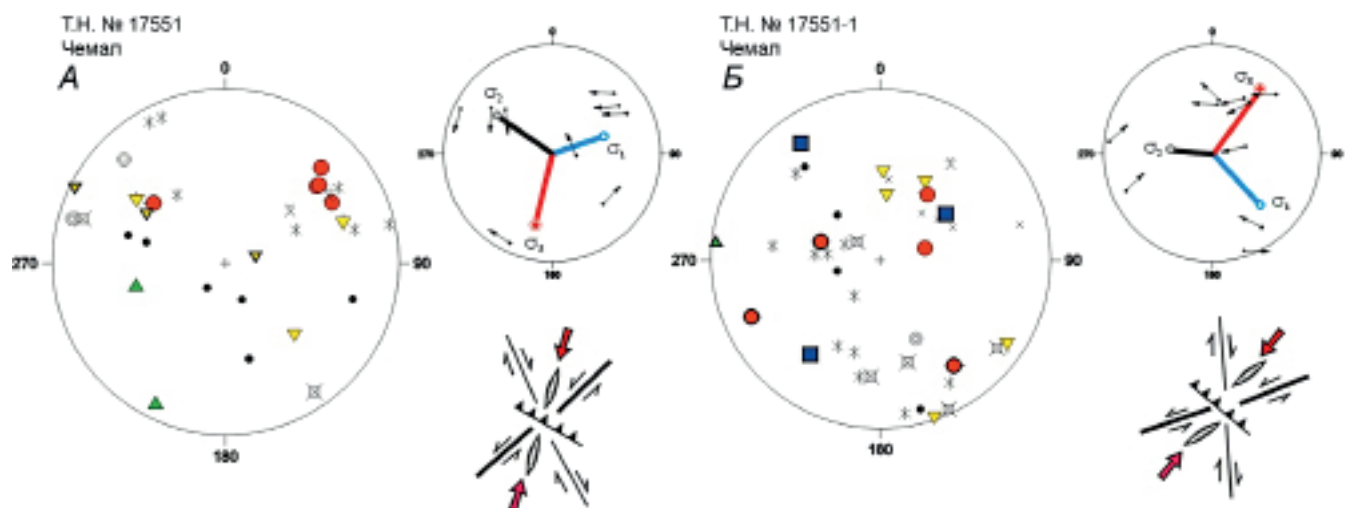


Рис. 8. Круговые диаграммы (стереографическая проекция верхней полусферы), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного типа (слева), и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа разрывных нарушений (справа) в т. н. № 17551 и 17551-1 (участок Чемал). Условные обозначения см. на рис. 5

структурно-кинематических наблюдений приведены на рис. 8.

В т. н. № 17551 вулканогенно-осадочные породы раннекембрийской чемальской свиты залегают с падением сланцеватости на северо-восток. Вдоль сланцеватости отмечены структуры взбросового типа, сопровождающиеся жильным выполнением. Характерны поперечные сланцеватости крутопадающие и пологие отрывно-жильные структуры (большой пояс отрывов, поперечный сланцеватости) и трещины сколового типа. По трещинам северо-восточного простирания отмечаются левые сдвиги, северо-западного — правые. По реконструкции

напряженного состояния четко выявлены условия северо-северо-восточного сжатия и субвертикального растяжения.

В т. н. № 17551–1 падение сланцеватости северо-восточное. Вдоль сланцеватости развиты взбросы и левые сдвиги (при отклонении системы до субширотного простирания). Здесь выделяется поперечный сланцеватости пояс структур отрывного и сколового типов. Среди сдвигов преобладают левые сдвиги от субширотного до северо-восточного простирания, встречаются единичные правые сдвиги субмеридионального простирания. Отмечено также несколько различно ориентированных сбросов. По

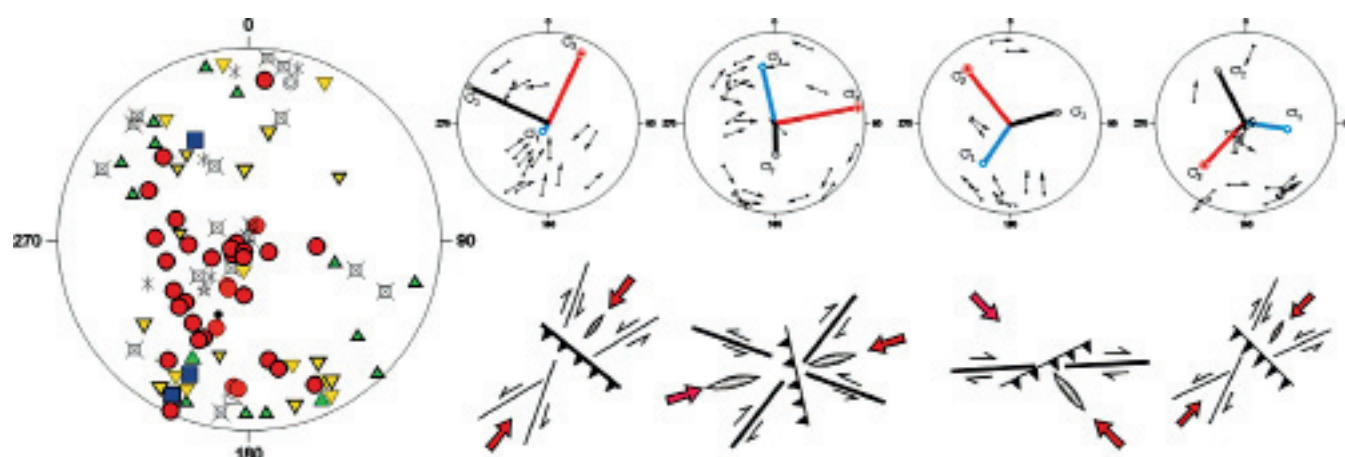


Рис. 9. Круговые диаграммы (стереографическая проекция верхней полусферы), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного типа (слева), и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа разрывных нарушений (справа) в т. н. № 17539 (участок Еланда). Условные обозначения см. на рис. 5

реконструкции напряженного состояния выявляются условия северо-северо-восточного сжатия и субвертикального растяжения. Таким образом, по этим двум точкам реконструируются условия поперечного сланцеватости субгоризонтального субмеридионального (северо-северо-восточного) сжатия с поперечным субвертикальным залеганием плоскости σ_1 – σ_2 , в которой обе оси занимают наклонное положение (сдвиг в сочетании с горизонтальным сжатием).

В целом для участка выявляются условия субмеридионального и северо-восточного сжатия, что отражено в ориентировке сланцеватости, широком развитии отрывов северо-восточного и субмеридионального простирания, продольных сланцеватости и субширотных взбросо-левосдвиговых систем нарушений. Именно последние структуры, вероятно, определяют ориентировку главных структурно-эрозионных систем на данном участке.

Участок Еланда. Участок долины р. Катунь на юге от пос. Чемал ориентирован в северо-северо-западном направлении практически параллельно системе выраженных здесь структур в палеозойском основании. В новейшей структуре участок выражен расширением речной долины — Куюским грабеном — и ее сужениями к северу и югу от грабена. Для участка характерны сложные структурные рисунки трещиноватости с развитием зеркал скольжения преимущественно взбросового и сдвигового типа. Различно ориентированные сдвиговые зеркала скольжения часто образуют периферийные (преимущественно крутопадающие трещины) пояса тектодинамического вращения. Широко представленные взбросовые нарушения концентрируются в центральных поясах взбросо-сбросового вращения.

В т. н. № 17539 (рис. 9) в базальтах манжерокской свиты развита субширотная крутопадающая сланцеватость, испытывающая флексурные изгибы. Согласно со сланцеватостью кварцевые жилы и отрывы сопровождаются дроблением и милонитиза-

цией. Вдоль сланцеватости развиты многочисленные зеркала скольжения с тонкой штриховкой разного типа. На диаграмме четко фиксируется большой пояс взбросов, отрывов и сдвиговых нарушений (ось пояса погружается на юго-запад 250° , $\angle 20^\circ$). Максимум взбросов отмечен по пологим трещинам (азимут падения 200° , $\angle 20^\circ$). Структурный рисунок интерпретируется следующим образом: расплющивание вдоль сланцеватости в условиях субмеридионального сжатия (смещения в разных направлениях) и формирование в этих же условиях сбросо-взбросового пояса вращения. Среди сдвигов отмечены правые сдвиги северо-восточного и левые северо-западного простирания, которые хорошо увязываются с субширотными крутопадающими отрывами и вместе с ними образуют структурный парагенез субмеридионального сжатия–субширотного растяжения.

Обработка замеров в точке наблюдения по программе STRESSgeol дает дополнительные структурные парагенезы северо-западного и северо-восточного сжатия (рис. 9). Наиболее выразителен субмеридиональный сбросо-взбросовый пояс вращения. Здесь также широко представлены сдвиговые нарушения с преобладанием субширотного и северо-восточного простирания. Характерно развитие пологих структур отрывного типа.

Как видно из описания конкретных диаграмм, структурная ситуация в зоне Катунского разлома на различных участках значительно отличается — изменяется ориентировка сланцеватости, а также набор структур разного кинематического типа. В точках наблюдения установлено от одного до четырех структурных парагенезов. Вероятно, это связано и с числом замеров, и с размером охваченной замерами площади. Тем не менее выявлен ряд очевидных закономерностей. Вдоль всей долины преобладает северо-западная ориентировка сланцеватости метаморфических пород. Среди структурных парагенезисов малых дизъюнктивов один

определяется сжатием, поперечным сланцеватости, другой — субмеридиональным сжатием, вероятно, наложенным неотектоническим. В некоторых местах выявлены дополнительные парагенезисы с другими ориентировками осей максимального сжатия–растяжения, что отражает наличие локальных структурных неоднородностей.

Кинематика разрывных нарушений и реконструкции тектонических напряжений для района исследований. Более 1/3 от всех зафиксированных при полевых исследованиях структурно-кинематических индикаторов тектонических смещений составляют крутопадающие сдвиги [Маринин и др., 2019]. Преобладающие среди всех нарушений левые сдвиги (295 измерений) характеризуются разной ориентировкой, образуя максимумы северо-восточной, северо-западной, меридиональной и широтной ориентировки. Правые сдвиги (237 измерений) ориентированы исключительно в северо-западном направлении. Для широко развитых взбросов (203 измерения) характерны нарушения преимущественно субширотной и северо-западной ориентировки при пологом и крутом залегании. Среди структур отрывно-жильного типа (жилы и отрывы, 150 и 143 измерения соответственно) представлены различно ориентированные структуры, причем по широтным структурам распознается центральный пояс трещиноватости. Менее представительные сбросы (131 измерение) ориентированы, как и правые сдвиги, в северо-западном направлении. Это направление выделяется и по сланцеватости, преобладающей в метаморфических толщах.

По общей картине распределения кинематических индикаторов деформаций отчетливо установлено, что крутопадающие структуры северо-западной ориентировки, сопровождающие главную сланцеватость, представлены структурами правого сдвига и сбросо-раздвига. Это можно считать признаком природы Катунского разлома как сбросо-раздвигово-правосдвиговой зоны. С этой системой можно увязать два парагенезиса: 1) северо-западного сжатия и северо-восточного растяжения — вместе со сбросо-раздвигами северо-западного простирания могли формироваться субмеридиональные левые и субширотные правые сдвиги; 2) субмеридионального сжатия и субширотного растяжения — формирование правых сдвигов северо-западной ориентировки дополняется формированием левых сдвигов северо-восточного простирания, меридиональных структур отрывно-жильного типа и широтных взбросо-надвиговых структур.

Остальные структуры, по-видимому, отражают проявление локальных вариаций поля напряжений. При этом необходимо отметить, что характерные структуры растяжения представлены поперечными и косыми к главной системе сланцеватости крутопадающими структурами различного типа, выраженными не только сдвиговыми или взбросо-

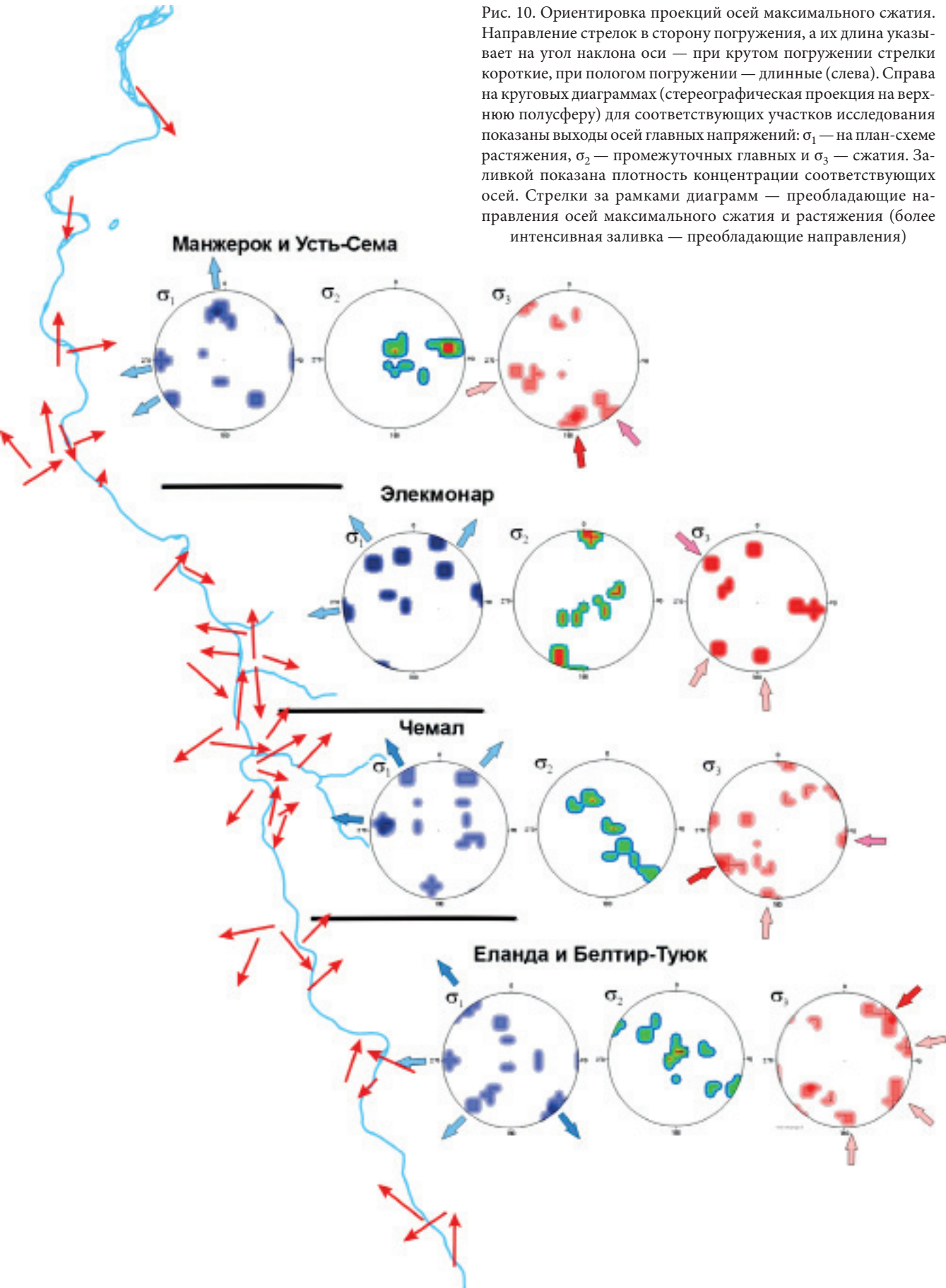
сбросовыми нарушениями, но также трещиноватостью, сколами, зонами дробления.

Результаты катакластического анализа по станциям (группировкам) точек наблюдения. Статистическая обработка расчетов по выделенным участкам и всей зоне в целом дала следующие результаты. При рассмотрении территориально близких участков наблюдения вдоль Катунского разлома (рис. 10) выявлены довольно устойчивые ориентировки осей главных напряжений, которые можно объяснить в зависимости от характерных для участков структурных условий.

В северной части вблизи пос. Манжерок и Усть-Сема преобладают меридиональная (до северо-северо-западной) и северо-западная ориентировки оси максимального сжатия, слабее проявлены условия широтного сжатия. В центральной части, на Электмонарском и Чемальском участках наблюдения, распространены преимущественно широтные и северо-восточные направления максимального сжатия соответственно. В южной части изученного участка долины р. Катунь (в районе сел. Еланда и р. Бельтир-Туюк) преобладают меридиональные и северо-восточные направления максимального сжатия.

Практически везде установлены обстановки поля напряжений с осями сжатия, поперечными ориентировке региональных разломов, а также ориентировке сланцеватости в данном месте, т. е. оси сжатия ориентированы поперечно не только к региональным структурам (блокам, ограниченными региональными разломами Катунской зоны), но и к локальным структурам в их пределах. Выделены ориентировки северо-западные, субширотные и северо-восточные. Кроме того, практически повсеместно установлены субмеридиональные направления осей сжатия, ориентированные близко к простиранию структур или с некоторым отклонением от них. Зависимость ориентировки осей сжатия от простирания локальных и региональных региональных структур хорошо выражена в некотором развороте осей от северо-западной в северной части через широтную в центральной и до северо-восточной в южной — поперечно к дугообразной структуре, в центре которой расположен Югалинский гранитоидный массив. Повсеместное присутствие поля напряжений с субмеридиональной ориентировкой осей максимального сжатия отражает, на наш взгляд, его наложенный, т. е. более молодой возраст.

По результатам катакластического анализа на всей изученной территории выявлена высокая вариабельность положения осей главных напряжений (рис. 11). По распределению осей сжатия можно заметить, что они занимают близпериферийное положение на диаграмме, тогда как оси растяжения образуют вполне выраженную область в центре диаграммы, т. е. достаточно четко проявлены условия горизонтального сжатия–субвертикального растяжения (горизонтальное сжатие). Оси сжатия



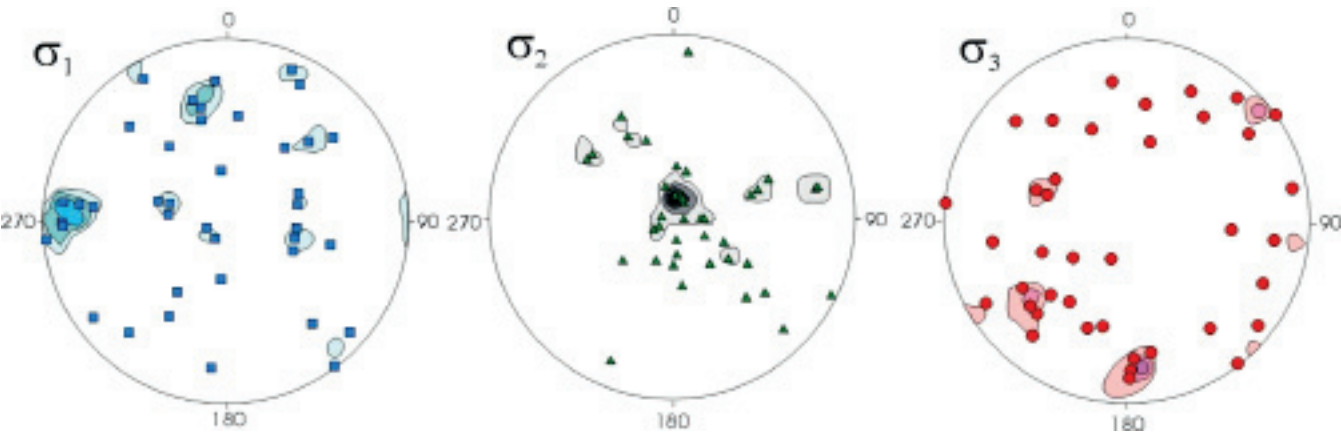


Рис. 11. Ориентировка осей главных напряжений по результатам реконструкции. На круговых диаграммах (стереографическая проекция верхней полусферы) показаны выходы осей главных напряжений и изолинии равной плотности их распределения (цветовая заливка). Оси $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ — минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений

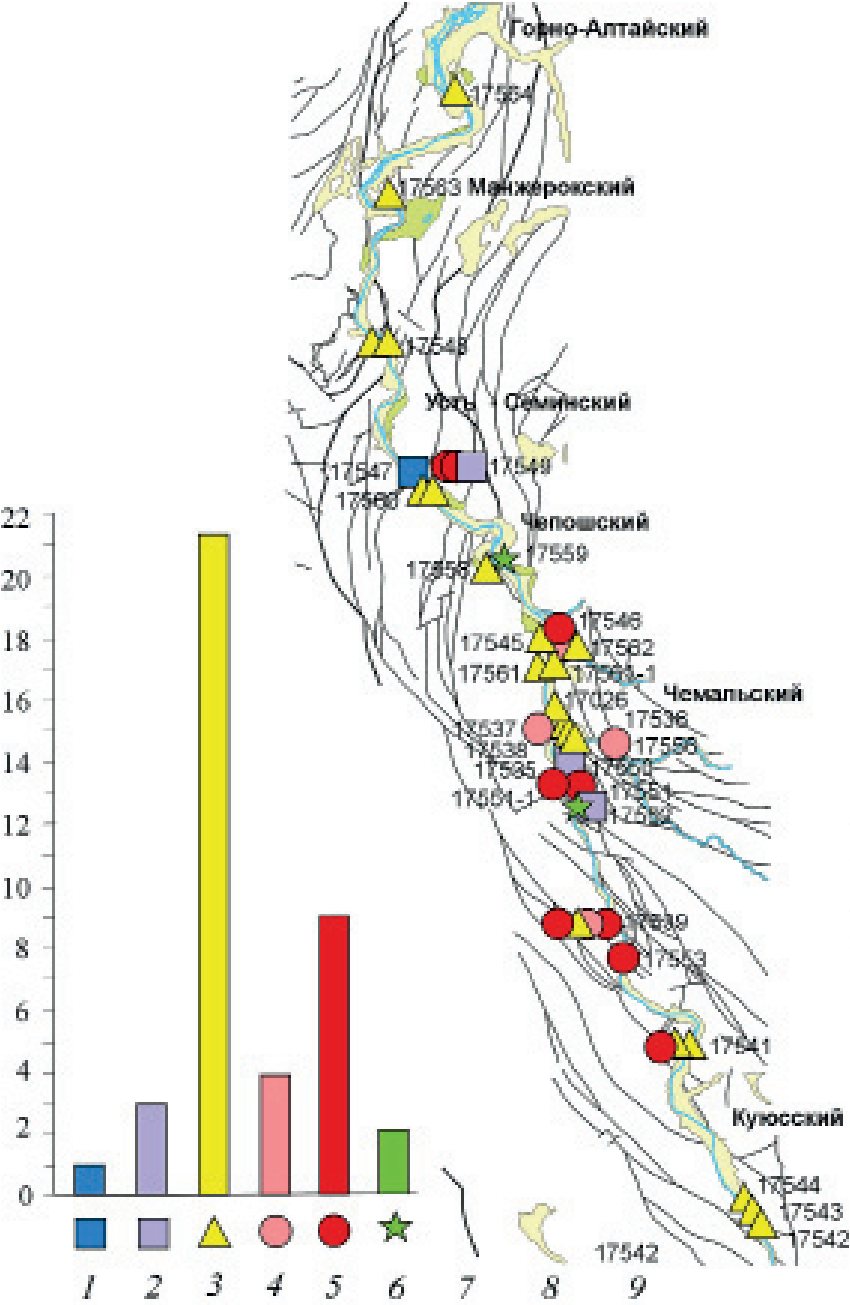


Рис. 12. Типы напряженного состояния (по данным реконструкции) и четвертичные грабены (показаны серой заливкой) в долине р. Катунь: 1 — горизонтальное растяжение; 2 — горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 — горизонтальный сдвиг; 4 — горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 — горизонтальное сжатие; 6 — сдвиг в вертикальной/горизонтальной плоскости; 7 — разрывные нарушения; 8 — четвертичные отложения; 9 — номера точек наблюдения

тяготеют к северо-восточному и юго-западному квадрантам, тогда как оси растяжения сконцентрированы вместе с осями σ_2 в центральный пояс северо-западной ориентировки.

По сочетанию всех трех осей можно сказать, что главное поле напряжений характеризуется меридиональным сжатием и широтным растяжением при сдвиговом типе (вертикальная ось σ_2). Четко установлены также условия северо-восточного сжатия и северо-западного растяжения, причем в северо-западном направлении бывает ориентирована и промежуточная ось, т.е. северо-восточное сжатие проявляется как одноосное. Лучшая выраженность условий меридионального сжатия указывает на самый молодой возраст этой обстановки. Северо-восточное сжатие в целом соответствует главному региональному структурному плану палеозойских толщ с северо-западной ориентировкой сланцеватости. При этом реализация северо-восточного сжатия осуществлялась как в обстановке горизонтально сдвига, так и в условиях горизонтального сжатия и вертикального растяжения.

Несмотря на упомянутую выше большую вариативность положения осей главных напряжений, выделяются некоторые их преобладающие направления. Для оси максимального сжатия характерны субмеридиональное и северо-восточное направления при субгоризонтальном положении. Ось девиаторного растяжения ориентирована в субширотном направлении. Промежуточная ось главных напряжений ориентирована субвертикально, отвечая, таким образом, обстановке горизонтального сдвига. Вывод об условиях меридионального сжатия–широтного растяжения полностью совпадает с выводом о наиболее четко проявленном структурном парагенезисе меридионального сжатия, предположенного нами на основании анализа пространственного распределения и взаимоотношения кинематических индикаторов различного типа. Условия северо-восточного сжатия можно трактовать как кинематогенное поле напряжений в условиях развития главного структурного плана северо-западной ориентировки.

По типам напряженного состояния, определяемого пространственным положением осей главных напряжений, повсеместно преобладают обстановки горизонтального сдвига (субгоризонтальное положение осей максимальных и минимальных сжимающих напряжений). Число локальных стресс-состояний с этим типом напряженного состояния составляет более 1/2 от общего числа реконструированных (рис. 12). Существенно меньше обстановок горизонтального сжатия, горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом и растяжения в сочетании со сдвигом. Преобладающий тип напряженного состояния зависит и от положения в общей структуре Горного Алтая. На севере (Манжерокский участок) отмечены только обстановки горизонтального сдвига. Далее в районе Усть-Семы среди преобладающих обстановок горизонтального сдвига встречаются

локально проявленные обстановки горизонтального сжатия и растяжения. Чемальский участок, находящийся на пересечении разрывных и складчатых структур разного простирания, характеризуется разнообразными типами напряженного состояния. На расположенном южнее участке Еланда преобладают обстановки горизонтального сжатия. Участок расположен в зауженной части долины р. Катунь, в которой практически отсутствуют речные четвертичные отложения.

Таким образом, палеозойские толщи в долине р. Катунь характеризуются широким развитием зеркал скольжения и других кинематических индикаторов, что мы рассматриваем как одно из доказательств кайнозойских подвижек по палеозойским дизъюнктивным структурам. Трещиноватость, в том числе кинематическая, ориентирована вдоль сланцеватости, а также косо и поперечно сечет ее. Структурные рисунки трещиноватости различного кинематического типа свидетельствуют о преобладающей обстановке субмеридионального сжатия–широтного растяжения.

Обращает на себя внимание то, что по ориентировкам структур различного кинематического типа (правые сдвиги, сбросы, отрывы) и преобладающей ориентировке сланцеватости особое место занимают структуры северо-западного простирания, отвечающие ориентировке Катунской линейной зоны. Часто по минидизъюнктивам одной и той же системы установлено два и более направления смещения, что свидетельствует о неоднородных условиях деформирования, обусловленных как сменой условий нагружения породных массивов во времени, так, вероятно, и в связи с наложением разнопорядковых тектодинамических обстановок (связанных со структурами разного ранга).

Наши исследования подтверждают существенный вклад в формирование кайнозойской структуры Горного Алтая сдвиговых перемещений, а также связанных с ними локальных обстановок горизонтального сжатия и растяжения [Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002; Новиков и др., 2008]. Помимо новообразованных разломов в региональном сдвиговом рисунке принимают участие активизированные участки разломных зон, которые определяли структурный план Горного Алтая в палеозойское и мезозойское время [Dobretsov et al., 1996; Чиков и др., 2004].

Полученные характеристики напряженно-деформированного состояния породных массивов верхних горизонтов земной коры Горного Алтая близки к установленным ранее при анализе сейсмологических данных [Ребецкий и др., 2008; Lunina et al., 2008; Ребецкий и др., 2013], по которым также выявлено преобладание субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия (в обстановках горизонтального сдвига и реже горизонтального сжатия). При этом отметим, что отчетливо проявленный при реконструкции палеонапряжений максимум с северо-восточной ориентировкой оси

максимального сжатия намного слабее проявлен на диаграммах, полученных на основе анализа современного напряженного состояния по сейсмологическим данным. Разворот направления максимального сжатия от северо-западного в северной части Катунского разлома до северо-восточного на юге согласуется с реконструкциями напряженного состояния на основе сейсмологических данных [Гольдин, Кучай, 2007; Ребецкий и др., 2008, 2013].

Изменение напряженно-деформированного состояния в разных частях Катунского разлома обуславливает его кинематические проявления в виде правосдвиговой и раздвиговой составляющих, при этом тип напряженного состояния согласуется с четвертичной структурой Катунского разлома. В местах сужения долины реки преобладают геодинамические типы горизонтального сдвига, сдвига со сжатием, сдвига в вертикальной плоскости и горизонтального сжатия. На окончаниях наиболее крупного Чемальского грабена установлены обстановки горизонтального сдвига с растяжением и горизонтального растяжения. Обстановки горизонтального растяжения выявлены преимущественно в бортовых частях Катунской зоны при удалении от ее осевой части.

Главная тектодинамическая обстановка на всем протяжении долины р. Катунь — обстановка горизонтального сдвига, что однозначно свидетельствует о сдвиговой природе новейшего Катунского разлома. При этом по ориентировке осей главного поля напряжений наиболее проявлено поле напряжений с меридиональным сжатием и широтным растяжением. В сложной структуре палеозойских толщ локально отмечены дополнительные ориентировки осей сжатия, обычно поперечных простиранию метаморфических толщ. Обстановки горизонтального сжатия характерны для участков окончания четвертичных грабенов, что свидетельствует о пулл-апартовой природе последних. Грабены разделены перемычками с неоднородным характером поля напряжений.

Общий анализ подтверждает, что главная тектодинамическая обстановка в регионе — меридиональное горизонтальное сжатие. Восстанавливаемые условия северо-западного, северо-восточного и субширотного сжатия сопоставляются с преобладающей ориентировкой складчато-разрывных структур в палеозойских толщах. Условия горизонтального сжатия–вертикального растяжения отвечают сохранению в палеозойских толщах подвижек на структурах покровного типа.

Методом структурно-парагенетического анализа также установлено преобладание парагенезов, связанных с меридиональным направлением максимального сжатия. Менее проявлены парагенезы северо-восточного и северо-западного сжатия,

а парагенезы широтного сжатия примерно в 2 раза менее распространены, чем связанные с наиболее проявленным меридиональным сжатием. Отметим, что в работе [Delvaux et al., 2013] все эти основные ориентировки максимального горизонтального сжатия увязаны с тремя стадиями деформирования региона, которые проявлены на неотектоническом этапе: субширотная в эоцен-олигоценное время, субмеридиональная и северо-западная в позднем плиоцене–раннем плейстоцене, а северо-восточная в среднеплейстоцен-голоценное время.

Однако данные проведенных нами исследований показывают, что необходимо осторожно подходить к выделению временных стадий с единообразной ориентировкой максимального сжатия для всего исследованного региона [Ребецкий и др., 2019]. В работе [Lunina et al., 2008] также показано господство субмеридионального сжатия по данным трещиноватости в одном из сейсмоактивных районов Горного Алтая, в котором произошло Чуйское землетрясение 2003 г.

Новейшей тектонике с разнообразными мало-амплитудными перемещениями по малым дизъюнктивам, вероятно, предшествовала сложная многократная деформация посредством более пластических механизмов, в том числе с формированием структур латерального выжимания в геодинамические убежища [Туркин, 2018].

Заключение. Рассмотренные результаты структурно-кинематических исследований позволяют сделать следующее заключение.

На современном этапе Горный Алтай развивается преимущественно в условиях меридионального сжатия и широтного растяжения. В сложной структуре палеозойских толщ это поле осложнено дополнительными тектодинамическими обстановками с ориентировкой оси максимального сжатия поперек простирания сланцеватости. В обстановке основного меридионального сжатия Катунский разлом северо-северо-западного простирания представляет собой хрупкую сколовую структуру правосдвигового типа с некоторой тенденцией к приоткрыванию. Несмотря на то что участки поля напряжений с реализацией обстановок горизонтального растяжения и горизонтального сжатия со сдвигом отмечены только на окончаниях наиболее крупного Чемальского грабена, мы считаем что эти структуры представляют собой присдвиговые структуры растяжения типа пулл-апорт.

Благодарности. Авторы выражают признательность Ю.Л. Ребецкому, Е.В. Поречной и Н.Т. Майдану за помощь при организации и проведении полевых работ.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке госзаданий ИФЗ РАН и ИНГГ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692–723.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородавский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53, № 9. С. 1154–1168.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1601–1620.
- Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д. и др. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53, № 1. С. 120–139.
- Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 5–19.
- Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 20–30.
- Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 71–74.
- Маринин А.В., Деев Е.В., Тверитинова Т.Ю., Поречная Е.В. Первые данные реконструкции палеонапряжений в долине р. Катунь (Горный Алтай) // Российская тектонофизика. К 100-летию юбилею М.В. Гзовского. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2019. С. 87–97.
- Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 119–132.
- Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В. и др. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 11. С. 1139–1149.
- Расцветов Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: Наука, 1987. С. 173–235.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением 2003 года // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 245–299.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А. Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути её решения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 6. С. 860–880.
- Русанов Г.Г., Деев Е.В., Зольников И.Д. и др. Опорный разрез неоген-четвертичных отложений в Уймонской впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 8. С. 1220–1233.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В. Современные движения Горного Алтая // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12, № 1. С. 45–55.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В. и др. Поля смещений блоков Алтае-Саянского региона и эффективные реологические параметры земной коры // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 3. С. 481–497.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.
- Туркин Ю.А. Структуры латерального выжимания западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геосферные исследования. 2018. № 1. С. 33–43.
- Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист М-45 (Горно-Алтайск). Объясн. зап. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В. Структуры внутриконтинентальной коллизии Кузнецко-Алтайского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы науч/ совещ/ по программе фундаментальных исследований. Т. 2. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. С. 152–155.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I. et al. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // Quaternary Sci. Rev. 2019. Vol. 203. P. 68–89.
- Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F. et al. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. Vol. 602. P. 194–222.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt; effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern. Geol. Rev. 1996. Vol. 38, N 5. P. 430–466.
- Lunina O.V., Gladkov A.V., Novikov I.S. et al. Geometry of the fault zone of the 2003 Ms.=7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // Tectonophysics. 2008. Vol. 453. P. 276–294.
- Yin A. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics/ 2010. Vol. 488. P. 293–325.

Статья поступила в редакцию 27.07.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 552.086 (571.56)

ФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ ВКРАПЛЕННЫХ РУД В ПИКРИТОВЫХ ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ)

Иван Иванович Никулин¹✉, Андрей Олегович Калашников²,
Иван Олегович Крылов³, Михайлова Юлия Александровна⁴,
Николай Юрьевич Грошев⁵, Раиль Илгизарович Кадыров⁶

¹ ООО «Норникель Технические Сервисы» (ООО «НН ТС»), Санкт-Петербург, Россия; iinikulin@gmail.com ✉

² Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ РАН), Апатиты, Россия; kalashnikov@geoksc.apatity.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ikrylov46@gmail.com

⁴ Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия; ylya_korchak@mail.ru

⁵ Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия; nikolaygroshev@gmail.com

⁶ Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия; Rail7777@gmail.com

Аннотация. Проанализированы руды из скважин, пробуренных в Хараелахском интрузиве Талнахского рудного узла. Прожилково-вкрапленная сульфидная медно-никелевая минерализация в пикритовых габбро-долеритах на Восточном фланге Октябрьского месторождения охарактеризована как интерстициально-каплевидное оруденение. Образцы для каждого типа руд исследованы методом рентгеновской 3D-томографии и проанализированы с применением фрактальной теории. По результатам исследования сделан вывод о связи образцов интерстициально-каплевидного оруденения при различном масштабе с фрактальной размерностью рудных минералов. Трехмерная фрактальная размерность рентгено-томографической фазы из сульфидов и минералов группы шпинели составляет в среднем 2,13, а двумерная только сульфидных агрегатов оруденения — в среднем 1,15, что согласуется с эмпирическим правилом Мандельброта, согласно которому трехмерная фрактальная размерность на единицу больше двумерной. Числовые значения фрактальной размерности, описывающие динамику ликвации, могут иметь важное значение для технологии обогащения новых типов руд с флангов месторождения, а также служить дополнительным критерием для выявления во вкрапленных рудах зон с наибольшей интенсивностью рудной минерализации при поисковых и геологоразведочных работах в Норильском рудном районе.

Ключевые слова: Норильская металлогеническая провинция, Талнахский рудный район, Октябрьское месторождение, Норильский рудный узел, сульфидные вкрапленные руды, теория фракталов, фрактальный анализ

Для цитирования: Никулин И.И., Калашников А.О., Крылов И.О., Михайлова Ю.А., Грошев Н.Ю., Кадыров Р.И. Фрактальный анализ состава и строения сульфидных вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах октябрьского месторождения (Норильский рудный узел) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 1. С. 60–74. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-60-74

FRactal Analysis of the Composition and Structure of Sulfide Interspersed Ores in Picrite Gabbro-Dolerites of the Oktyabrsky Deposit, Norilsk Ore Field

Ivan I. Nikulin¹✉, Andey O. Kalashnikov², Ivan O. Krylov³, Julia A. Mikhailova⁴,
Nikolay Yu. Groshev⁵, Rail I. Kadyrov⁶

¹ Norilsk Nickel Technical Services LLC, Saint Petersburg, Russia; iinikulin@gmail.com

² Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia; kalashnikov@geoksc.apatity.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ikrylov46@gmail.com ✉

⁴ Kazan Federal University (Institute of Geology and Petroleum Technologies), Kazan, Russia; ylya_korchak@mail.ru

⁵ Kazan Federal University (Institute of Geology and Petroleum Technologies), Kazan, Russia; nikolaygroshev@gmail.com

⁶ Kazan Federal University (Institute of Geology and Petroleum Technologies), Kazan, Russia; Rail7777@gmail.com

Abstract. The analysis of ore samples taken from wells drilled on the Eastern flank of the Oktyabrskoye deposit was carried out. In the vein-disseminated sulfide copper-nickel ores of the deposit, three types of mineralization are distinguished, which clearly differ from each other: interstitial-teardrop-like, interstitial, tear-shaped-interstitial. A sample of each type of ore was examined by 3D tomography and analyzed using fractal theory. Based on the results of the study, a conclusion was made about the relationship between the fractal dimensions of ore minerals and the dynamics of the formation of various types of ores. The pattern of changes in the intensity of mineralization from the thickness of the layers is established. The results obtained may be of great importance in relation to the technology of enrichment of new types of ores from the flanks of the deposit, and also be an additional criterion for identifying

in disseminated ores zones with the highest intensity of ore mineralization during prospecting and exploration in the Norilsk ore region.

Keywords: Norilsk metallogenic province, Talnakh ore district, Oktyabrskoye deposit, Norilsk ore node, sulfide interspersed ores, fractal theory, fractal analysis.

For citation: Nikulin I.I., Kalashnikov A.O., Krylov I.O., Mikhailova J.A., Groshev N.Yu., Kadyrov R.I. Atomic analysis of sulfide interspersed ores in picrite gabbro-dolerites of the Oktyabrsky deposit using fractal theory. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 60–74. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-60-74 (In Russ.).

Введение. Норильский промышленный район (НПР) занимает площадь около 45 тыс. км² в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья. В его пределах известно более 10 месторождений мирового класса с сульфидными рудами меди, никеля, платиноидов и других металлов. Сульфидные руды традиционно разделяются на богатые, вкрапленные и медистые. При геологоразведочных работах в этом районе главной задачей считается выявление осевых зон интрузивов с массивными сульфидными медно-никелевыми рудами. Вкрапленные руды распространены широко, но строгие закономерности их залегания с наибольшей концентрацией не определены. Это ставит сложные задачи перед геологами, осуществляющими эксплуатационно-разведочные и поисковые работы, решение этих задач обычно приводит к удорожанию проектов.

Основанием для наших исследований послужили эмпирические наблюдения геологов о том, что геологические системы, в частности рудные поля и рудоконтролирующие сети тектонических нарушений, имеют иерархическую организацию. Эти структуры несут генетическую информацию о предыдущем уровне организации. Если определенным образом разделить каждый уровень так, чтобы на других уровнях выделились такие же дробные размеры, то можно описываемую систему характеризовать одним уравнением, отвечающим единому дробному значению. Это дробное значение можно с некоторой долей условности представить как коэффициент самоподобия исследуемой геологической системы. В реальности у одной системы может быть несколько дробных чисел, что обусловлено как раз неоднородной природой всего вокруг. Такие системы с одним или несколькими коэффициентами самоподобия обладают фрактальными свойствами, т. е. представляют собой совокупность разномасштабных элементов, причем распределение элементов на более мелком масштабном уровне в статистическом смысле подобно распределению в более крупных масштабах.

Рудные тела в земной коре распространены неравномерно и сконцентрированы в отдельных рудных районах, в пределах которых распределение месторождений и рудопроявлений носит такой же неравномерный характер. На более малых масштабных уровнях, в рамках месторождений, выделяются отдельные рудные тела и рудные зоны, в пределах которых рудная минерализация также распределена неоднородно. Степень неоднородности распределения характеризуется фрактальной размерностью множества, которая, в отличие от

топологической размерности, — дробная величина.

В отличие от безрудных интрузивов, кристаллизация которых обусловлена однократным внедрением магмы в закрытой системе [Радько, 1991], все рудоносные интрузивы Норильской металлогенической провинции образуют зональные магматические тела, формирование которых обусловлено динамической кристаллизацией при прохождении больших объемов магмы в условиях открытой системы [Геология Норильской ..., 2020]. Различные условия образования пород обуславливают количественные и качественные отличия петрографических структур и текстур в разных фациях рудоносных интрузивов. Эта зональность до настоящего времени изучена весьма слабо, хотя имеет весьма контрастный характер, что делает ее применимой для локального и регионального прогноза сульфидных платино-медно-никелевых месторождений и может служить индикатором рудоносности интрузивов. Динамика движения рудоносной магмы обуславливает вещественные свойства сульфидной минерализации — формирование конкретных минеральных видов и их химический состав в отношении как макро-, так и микроэлементов. Каждый агрегат рудных минералов с дробной размерностью характеризуется набором морфологических характеристик.

Методичное, математически обоснованное извлечение типизированного значения формы сульфидных агрегатов мы принимаем в качестве их атомизации до дробной величины. В тех случаях, когда вид имеет регулярный образ, его можно описать разными методиками, например, с помощью фрактальной геометрии. Так, каждый вычисленный регулярный образ в этом случае называется паттерном. Регулярный образ, часто встречающийся в геометрии агрегатов сульфидных минералов вкрапленных руд, назван нами условно фрактальным паттерном. Фрактальная размерность сульфидных агрегатов — характеристика динамики перколяции рудоносного флюида. Как следствие фрактальная размерность сульфидных агрегатов есть математически обоснованный индикаторный признак этих вещественных свойств, т. е. описывает многомерные свойства руды (приближаясь хотя бы к 99% природной формы), которые в совокупности почти невозможно описать традиционными методами. Выявление закономерностей роста рудных минералов позволяет проследить геометрию рудных зон в интрузивном массиве, что положительно скажется на проведении эксплуатационных, разведочных или поисковых работ.

Фрактальный анализ используется в геологии с 1980-х гг., один из примеров, приведенных Б. Мандельбротом для популярного объяснения сущности фрактальной теории, — распределение меди по месторождениям [Mandelbrot, 1982]: зависимость запасов меди от числа месторождений с соответствующими запасами имеет экспоненциальный характер и, принимая во внимание, что это распределение отражает пространственное (геометрическое) распределение меди в земной коре, можно заключить, что медь распределена фрактально, как в статистическом, так и в геометрическом смысле. Позже эти, во многом умозрительные, выводы подтвердились работами геологов как на локальном уровне (в масштабе рудного района), так и на региональном (масштаб металлогенической провинции) [Blenkinsop, Sanderson, 1999; Carlson, 1991; Haddad-Martim et al., 2017; Ivanyuk et al., 2012; McCaffrey, Johnston, 1996; Горяинов, Иванюк, 2001].

С развитием вычислительной техники фрактальный анализ стал применяться в поисковых работах, фрактальную размерность различных отражений геологической природы стали использовать как поисковый признак. Шире всего фрактальный анализ и его варианты (мультифрактальный, сингулярный) нашли применение при анализе геохимических полей с целью поисков полезных ископаемых [Afzal et al., 2017; Chen, Cheng, 2018; Cheng et al., 1994; Cheng, Grunsky, 2000; Pourgholam et al., 2021; Wang et al., 2013; Xiao et al., 2016; Zuo, Wang, 2015]. Кроме прикладного значения, фрактальный анализ геологических данных имеет и фундаментальное значение для понимания формирования магматических объектов и гидротермальных систем [Goryainov et al., 2013; Perugini et al., 2003; Roberts et al., 1999; Yakymchuk et al., 2013; Горяинов и др., 2007, 2008]. С помощью расчёта фрактального размера выявлены дайки, прослежены сингенетичные с магматизмом тектонические структуры, на основе чего сделан вывод о стадийности внедрения и связи с региональными тектоническими структурами [Kruhl, 2013; Perugini, Poli, 2012; Peternell et al., 2010, 2011]. Результаты этих работ указывают на то, что атомизация природных объектов с выявлением фрактальной меры (размерности) необходима для математически обоснованного описания динамики произошедших природных процессов [Gavriliut et al., 2019].

Краткая геологическая характеристика района. Геолого-структурная позиция Норильского рудного района определяется пограничным положением на стыке краевых структур Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Район входит в состав Предтаймырской металлогенической зоны, в пределах которой развито сульфидное оруденение медно-никелевой формации и в меньшей степени непромышленные проявления сульфидно-магнетитовой и медно-цеолитовой формаций. Оруденение связано с дифференцированными интрузиями базит-гипербазитового состава, которые

формируют различные по масштабу месторождения и рудопроявления, объединенные в рудные районы Норильский, Талнахский, Вологодчанский, Имангдинский, Южно-Норильский и Тальми-Кумгинский [Геология Норильской ..., 2020].

Тектоническое строение Норильского района определяется наличием в его пределах крупной отрицательной структуры II порядка — Норильско-Хараелахского вулканогенного прогиба. Он прослежен в северо-северо-восточном направлении через всю территорию района на 350 км. В северо-восточной части района направление его простирается изменяется до субширотного восток-северо-восточного. Ширина прогиба колеблется от 50 км в юго-западной части до 80–90 км в центральной и северо-восточной частях [Геология Норильской..., 2020]. Главные дизъюнктивные структуры в районе представлены Норильско-Хараелахским, Боганидским и Имангдинско-Летнинским глубинными разломами, а также опережающими их Северо-Хараелахским и Кета-Ирбинским разломами. В составе Норильско-Хараелахского вулканогенного прогиба выделен ряд мульдобразных структур, в одной из которых (Хараелахской) известны два месторождения — Октябрьское и Талнахское, локализованные в одноименных интрузивах (рис. 1).

Геологическое строение Норильского района обусловлено наличием трех структурных этажей. Нижний этаж образован кристаллическими породами архея и нижнего-среднего протерозоя. Средний этаж сложен дислоцированными, слабометаморфизованными отложениями верхнего протерозоя, которые на востоке служат чехлом древней платформы, а на западе — складчатым основанием для более молодой платформы. Верхний этаж включает в себя отложения венда-кайнозоя и представляет собой чехол платформы с байкальским основанием. Он наиболее изучен в своде северной части Хантайско-Рыбинского вала и на левобережье р. Енисей. Представлен терригенными и карбонатными осадками и включает в себя пять структурных ярусов: венд-нижнепалеозойский, средне-верхнепалеозойский, верхнепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемезозойский и мезозойско-кайнозойский.

Интрузивный магматизм широко проявлен в виде комплексов недифференцированных нормальных, субщелочных, щелочных базитов и дифференцированных базит-ультрабазитовых интрузивов пермско-триасовой трапповой формации. Последние вмещают горизонты сульфидного медно-никелевого оруденения. В юго-западной части Вологодчанской мульды проявлен также кислый магматизм в виде Болгохтохского штока гранитпорфиров, сиенитпорфиров и граносиенитов с медно-молибденовым оруденением, предположительно мезозойского возраста [Радько, 1991]. Дифференцированные рудоносные интрузии разнообразны по составу и образуют ряд от высокомагнезиальных интрузий до интрузий, отвечающих нормальному составу

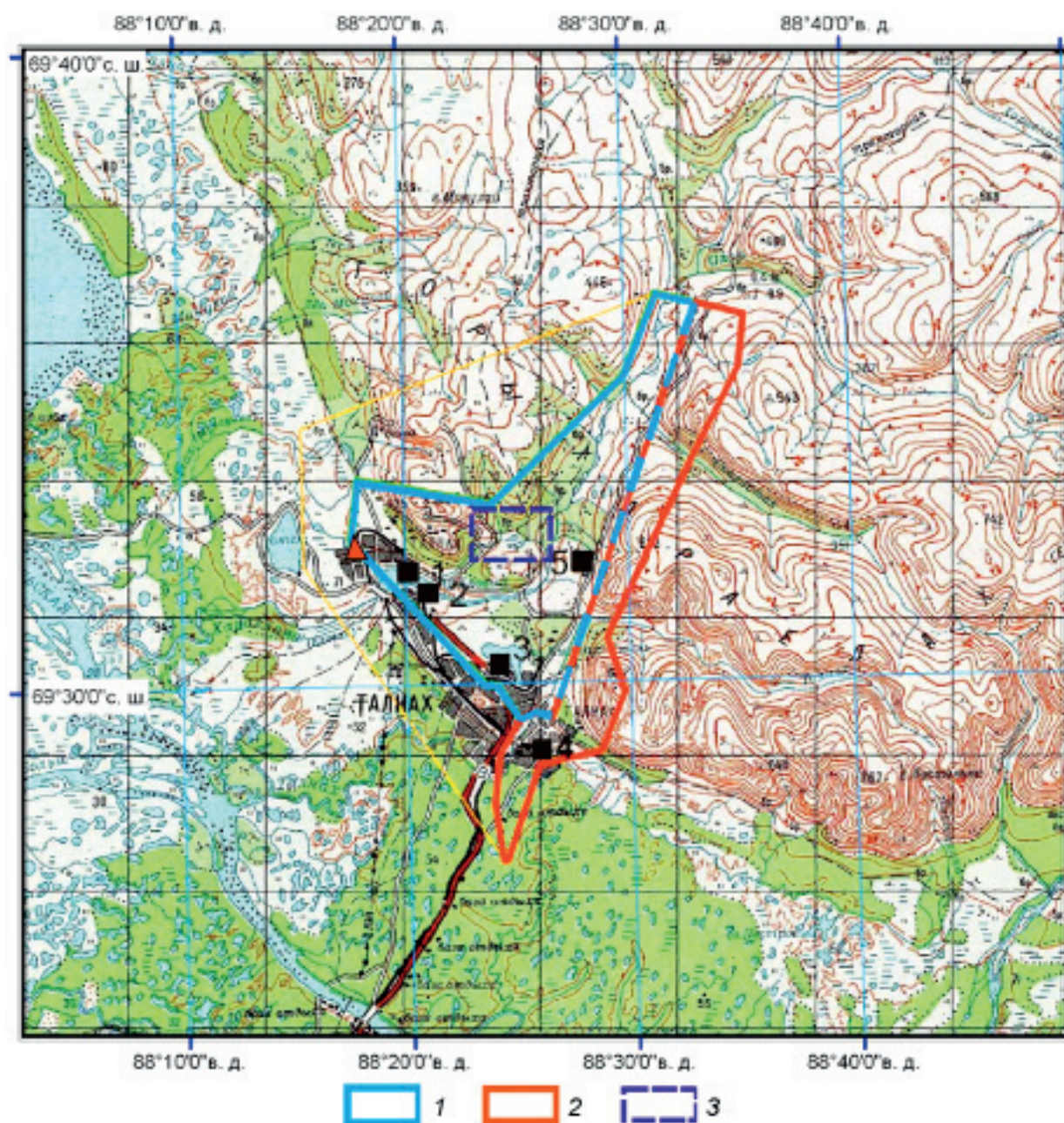


Рис. 1. Обзорная карта района: 1 — Октябрьское, 2 — Талнахское месторождения, 3 — участок исследования

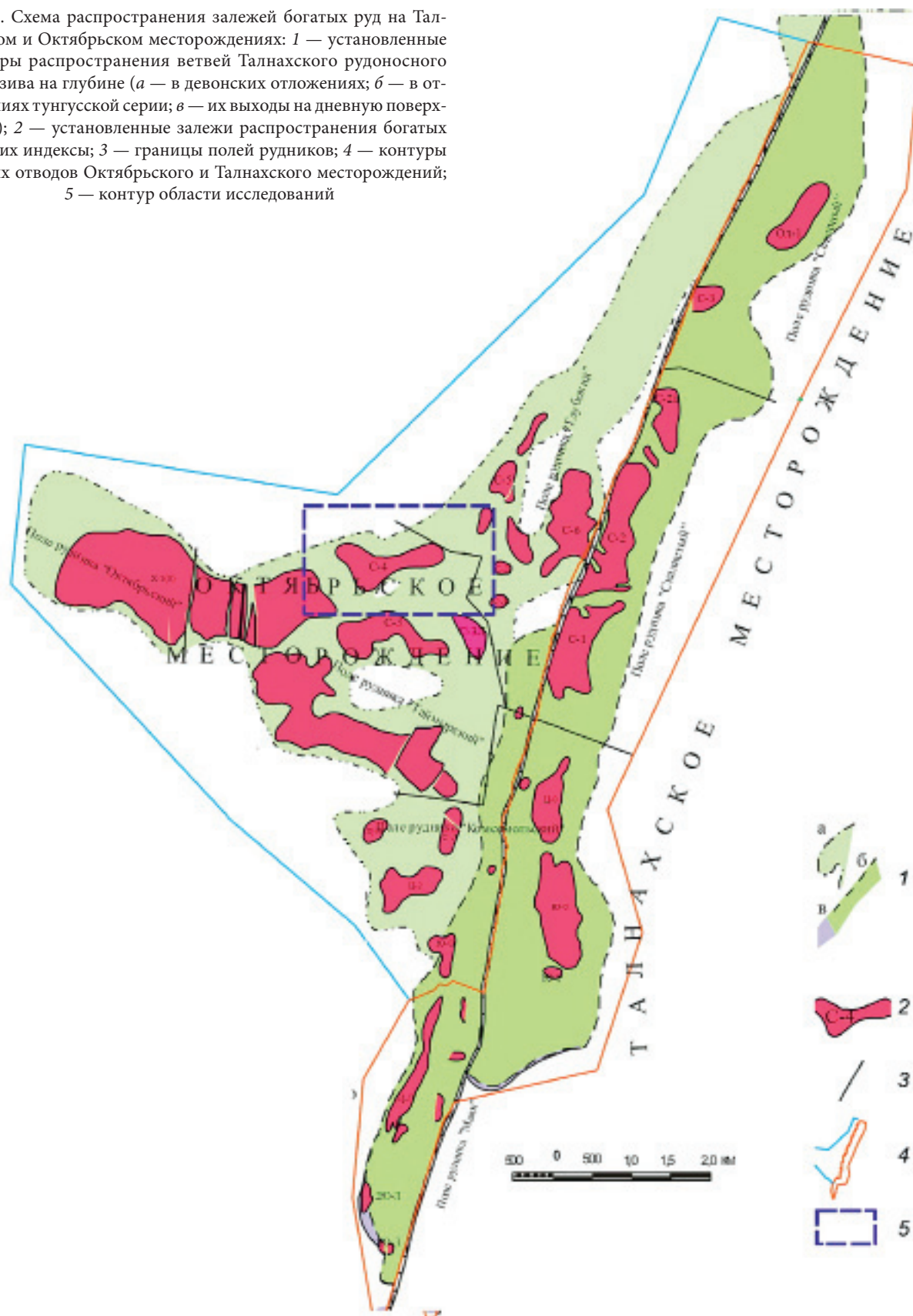
интрузивов трапповой формации. По особенностям внутреннего строения, состава и степени рудоносности среди них выделены следующие комплексы: моронговский, фокинский и норильский. Норильский комплекс представлен несколькими типами, объединенными общностью происхождения и времени формирования (от конца гудчихинского до конца надеждинского включительно): в ранние фазы внедрялись интрузии круглогорского и нижнеталнахского типов, в завершающие фазы — интрузии зубовского и норильского типов. С последним связано промышленное медно-никелевое оруденение в районе.

Октябрьское месторождение — составная часть Хараелахской вулканотектонической мульды, одной из основных структур Норильско-Хараелахского

прогиба. Его позиция в геологической структуре определяется приуроченностью к центральной части прогиба, наличием дифференцированного интрузивного массива норильского комплекса с сульфидным оруденением, которое локализовано в девонском горизонте в юго-западном борту Хараелахской мульды, смежном с северо-восточным крылом Кайеркано-Пясинской брахиантиклинали. По ее периферии сконцентрированы почти все известные в районе месторождения сульфидных медно-никелевых руд (рис. 1, 2).

Установленные залежи с богатыми рудами, слагающие Октябрьское и Талнахское месторождения, по масштабу и запасам образуют Талнахский рудный узел (ТРУ). Его тектоническую структуру формируют разломы северо-восточного и северо-за-

Рис. 2. Схема распространения залежей богатых руд на Талнахском и Октябрьском месторождениях: 1 — установленные контуры распространения ветвей Талнахского рудоносного интрузива на глубине (а — в девонских отложениях; б — в отложениях тунгусской серии; в — их выходы на дневную поверхность); 2 — установленные залежи распространения богатых руд и их индексы; 3 — границы полей рудников; 4 — контуры горных отводов Октябрьского и Талнахского месторождений; 5 — контур области исследований



падного простирания, ведущее положение среди них занимает главный шов Норильско-Харалахского разлома, представляющий собой левосторонний сбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой смещения от 10 до 300 м (рис. 3). В пределах района исследо-

вания рудная залежь разрывными нарушениями не затронута.

Харалахский дифференцированный интрузив, с которым пространственно и генетически связаны промышленные медно-никелевые руды Октябрь-

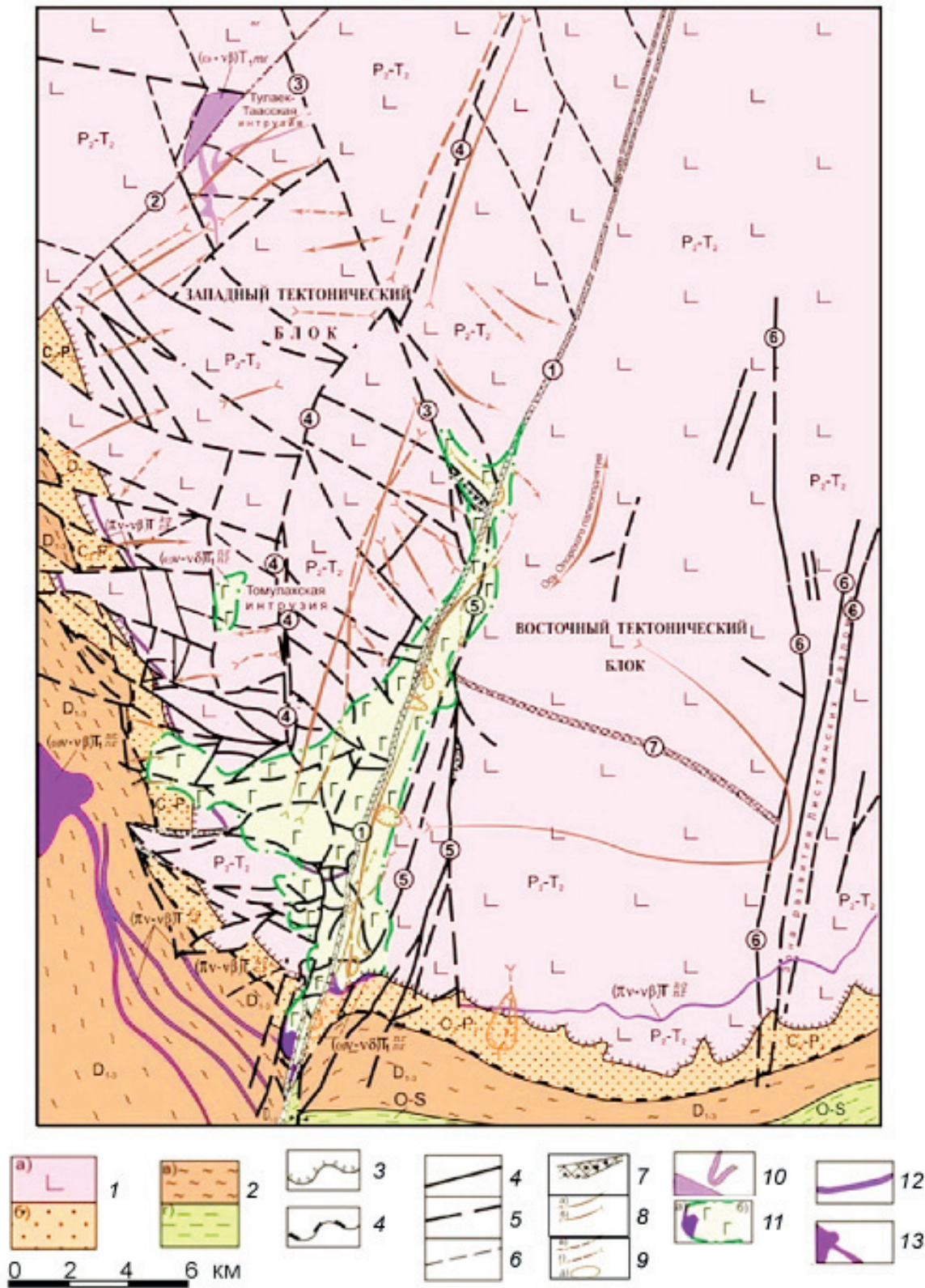


Рис. 3. Геолого-структурная схема Талнахского рудного узла, по [Соколов, 2001], с дополнениями: 1 — верхнепалеозойский — нижнемезозойский структурный ярус (а — туфоловые образования верхнепалеозойского–нижнемезозойского подъяруса — Харае-лахская трапповая мульда; б — лагунно-континентальные отложения верхнепалеозойского подъяруса); 2 — нижне-среднепалеозойский структурный ярус, лагунно-морские и морские отложения (в — девонские, г — нижнеордовикские–верхнесилурийские); 3 — граница Хараелахской мульды; 4 — граница верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса с нижне-среднепалеозойским; 5–6 — главные структурно-формирующие разломы: 5 — установленные, 6 — предполагаемые, 7 — прочие разрывные нарушения; 8 — тектоническая зона дробления, смятия и брекчирования; пликативные структуры: 9 — в отложениях девона; 10 — в подошве тунгусской серии; интрузивные образования: 11 — моронговского типа, субпластовые тела, силлы, дайки; 12 — верхнеталнахская рудоносная интрузия; 13 — круглогорского типа, силлообразные тела габбро-долеритов; 14 — нижнеталнахского типа, пластообразные габбро-долериты

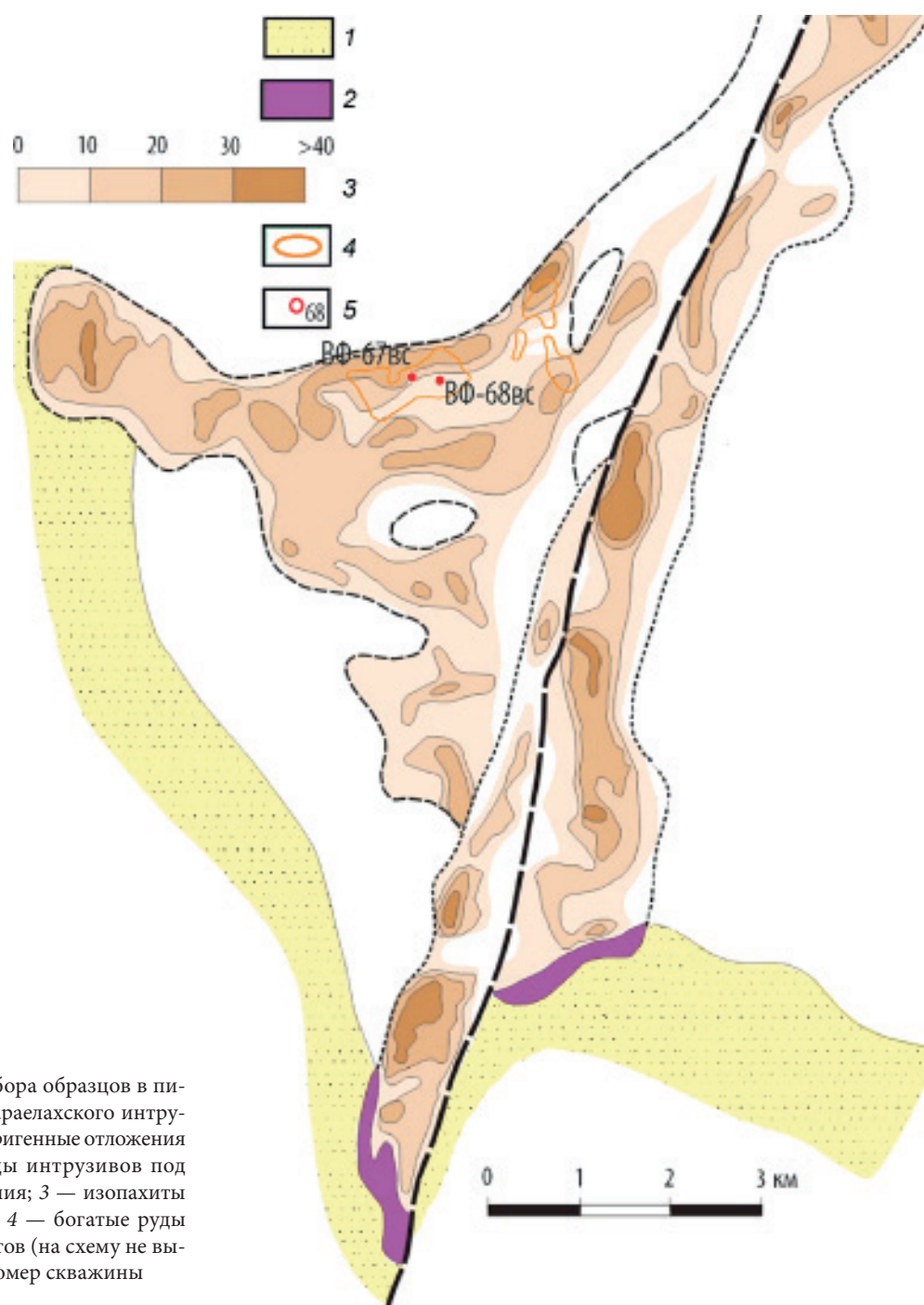


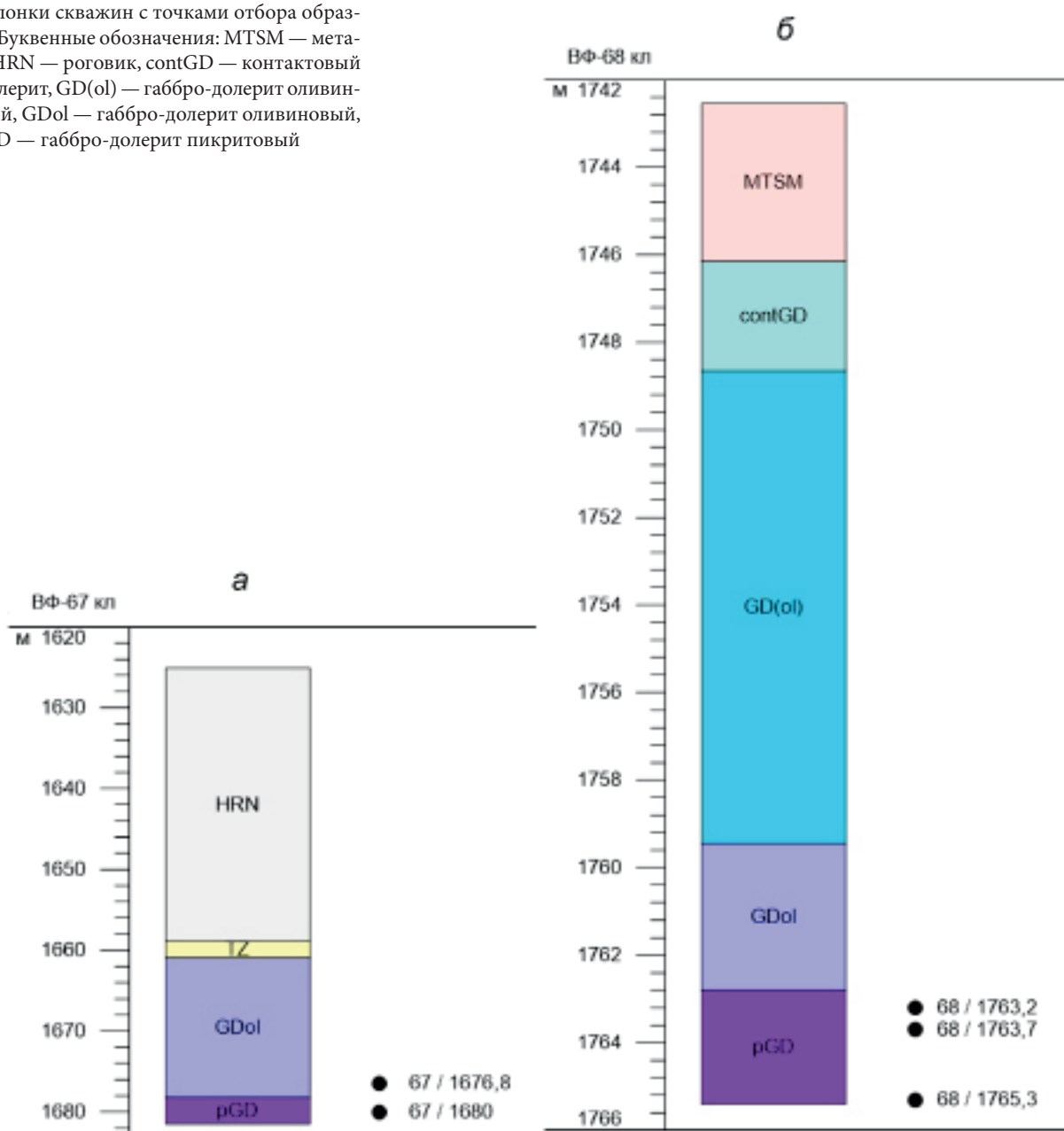
Рис. 4. Схема фактического отбора образцов в пикритовых габбро-долеритах Хараелахского интрузива по [Казаков, 2021]: 1 — терригенные отложения тунгусской серии; 2 — выходы интрузивов под рыхлые четвертичные отложения; 3 — изопахиты пикритовых дифференциатов; 4 — богатые руды вне пикритовых дифференциатов (на схему не вынесены все залежи); 5 — номер скважины

ского месторождения [Радько, 1991; Геология..., 2020], относится к норильскому типу интрузий. В структуре ТРУ интрузив приурочен к западному крылу Норильско-Хараелахского разлома. В плане он представляет собой треугольник, длина сторон которого 8–10 км. По морфологии интрузив представляет собой лентообразное тело шириной около 2 км и длиной 7 км, полого погружающееся в северо-восточном направлении (в соответствии с падением вмещающих пород). Западная часть интрузива представляет собой собственно Хараелахскую ветвь.

Границы Хараелахского интрузива, в отличие от границ Октябрьского месторождения, не очерчены четко. Это связано с тем, что на флангах дифференцированный интрузив постепенно сменяется мало-

мощными, слабодифференцированными силлами оливиновых и безоливиновых габбро-долеритов, а также недифференцированными телами долеритов и микро-долеритов. За условную границу принят контур развития такситовых и пикритовых разновидностей габбро-долеритов (при мощности интрузии 15–25 м). Рудоносный интрузив локализован в девонских терригенно-карбонатных отложениях на контакте курейской и разведочнинской свит. В направлении погружения на северо-восток он переходит в отложения зубовской свиты нижнего девона. В пределах западных флангов интрузия воздымается до уровня мантуровской свиты. Мощность интрузива на изучаемом участке изменяется от 0 до 120 м, в среднем 70 м.

Рис. 5. Колонки скважин с точками отбора образцов (а, б). Буквенные обозначения: MTSM — метасоматит, HRN — роговик, contGD — контактовый габбро-долерит, GD(ol) — габбро-долерит оливин-содержащий, GDol — габбро-долерит оливинный, pGD — габбро-долерит пикритовый



Материалы и методы исследования. Исследованы образцы из двух геологоразведочных скважин, пробуренных на восточном фланге Октябрьского месторождения (рис. 4).

Скважина ВФ-67кл пройдена до глубины 1681,5 м через верхние части Хараелахского интрузива — тектоническую зону, оливиновые габбро-долериты и пикритовые габбро-долериты (рис. 5, а). Из пикритовых габбро-долеритов отобраны три образца с сульфидной минерализацией (4–6 об.%). Скважина ВФ-68кл-2 полностью пересекает Хараелахский интрузив, закрыта на глубине 1775,1 м (рис. 5, б). Три образца из пикритовых габбро-долеритов насыщены интерстициальными и вкрапленными сульфидами (6–8 об.%).

Исследование образцов происходило в несколько этапов: минераграфическое описание; геохимическое определение петрогенных и рассеянных

элементов, а также элементов платиновой группы, золота и серебра; 3D-томография, компьютерное вычисление фрактальных размерностей и анализ полученных данных.

Химический состав минералов определялся локальным рентгеноспектральным анализом на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Leo 1450 (Carl Zeiss, Германия), оборудованном ЭДС-спектрометром Aztec Ultimmax 100 (Oxford Instruments, Великобритания) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН. Для каждого комбинированного шлифа получен 24 изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображения): шлиф разбивали на 12 участков (три по вертикали и 4 по горизонтали) для получения максимально ровной картины — без дефокусировки на периферии и без муарового эффекта, вызванного мелким масштабом съемки.

Для каждого участка съемку выполняли в двух режимах контрастности: средняя контрастность — для получения различных изображений силикатной части и высокая контрастность — для получения различных изображений оксидов, сульфидов и минералов платиновой группы. Затем для каждого участка были получены карты распределения элементов: Al, Ca, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Na, Ni, P, S, Si, Ti. С помощью рентгеноспектрального анализа выполняли диагностику всех фаз крупнее 10 мкм и определяли химический состав сульфидов и выборочно — порообразующих минералов. Химический состав определяли в наиболее однородных зонах зерен путем получения спектров не менее чем в трех точках одного зерна, а затем, если разница между анализами не превышала 5%, усредняли.

Элементы определены в Институте химии и технологии редких элементов Кольского научного центра РАН. Кремний определяли методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICPE 9000 (ИСП АЭС, Шимадзу, Япония) после сплавления. Низкую концентрацию кремния дополнительно измеряли методом спектрофотометрии (реагент — гетеромолибденовая поликислота) по синей окраске. Определение потерь при прокаливании проводили при температуре 1000 °C, углерода и серы — на автоматизированном анализаторе ELTRA CS-2000 (производитель ELTRA, Германия). Остальные 42 элемента устанавливали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), прибор ELAN 9000 DRC-e (производитель Perkin Elmer, США).

Содержание элементов платиновой группы, золота и серебра определяли в ООО «Институт Гипроникель» масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (iCAP Q модели iCAP Qc), а также атомно-абсорбционным спектрометром iCE 3300.

Трехмерная рентгеновская томография образцов руд выполнена в Казанском федеральном университете с помощью микро- и нанофокусной исследовательской рентгеновской системы для компьютерной томографии General Electric V|tome|X S 240 (Германия). Этот метод позволяет регистрировать и анализировать внутреннюю структуру объекта без нарушения его строения и целостности (метод был предложен в 1972 г. Г. Хаунсфилдом и А. Кормаком, удостоенными за эту разработку Нобелевской премии [Hounsfield, 1995]). Метод основан на измерении и компьютерной обработке разности ослабления рентгеновского излучения в зависимости от изменения плотности и атомного состава вещества.

Атомизацию агрегатов сульфидов и дальнейшее определение их 2D-фрактальной размерности проводили с помощью программы GG_3 [Чернявский, Степенщиков, 2021] по изображениям в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображения). При этом минеральные виды в сульфидных агрегатах

не выделялись. Это связано с тем, что сульфидные агрегаты формируются в результате кристаллизации твердого раствора моносulfида (monosulphide solid solution, MSS), и только после кристаллизации MSS разделяются на отдельные виды сульфидов. Паттерн заполнения пространства рудным веществом (т.е. структурно-текстурные характеристики рудной минерализации) сформировался на стадии внедрения рудоносных флюидов и кристаллизации MSS. Поэтому в исследовании 2D-фрактальной размерности сделан акцент на сульфидные агрегаты в целом. Разделение паттернов различных фаз (групп фаз) и определение их 3D-фрактальной размерности на основе данных рентгеновской компьютерной томографии также проводили с помощью программы GG_3. В результате компьютерной томографии формировался файл данных о наборе фаз, близких по рентгеновской плотности, для каждой из которых определяли следующие объемные и морфометрические характеристики.

1. *Объем фазы (мм³) и объемная доля в объеме всего образца (%).* Объем определяется за счет подсчета количества вокселей — элементов объемного изображения, отнесенных к определенной фазе или ко всему образцу. Размеры всех вокселей одинаковы и известны из параметров сканирования.

2. *Площадь поверхности фазы (мм²).* Определяется из суммы площадей граней вокселей, не соприкасающихся с гранями других вокселей своей фазы. Размеры всех вокселей одинаковы и известны из параметров сканирования.

3. *Фрактальная размерность.* Показатель сложности поверхности объекта, который количественно определяется как поверхность этого объекта, заполняет пространство. Истинные фрактальные объекты имеют формы поверхности, которые повторяются во многих пространственных масштабах. Фрактальная размерность измеряется на основе метода «Box counting 3D» [Chappard, et al., 2001]. Применительно к трехмерным изображениям фрактальная размерность — довольно эффективный индикатор измерения и сравнения шероховатости поверхности. Это также хороший индикатор для оценки того, как фаза заполняет пространство: чем менее гладкая поверхность, тем больше фрактальная размерность. Его также можно интерпретировать как количественную оценку того, насколько сложна поверхность и как она заполняет пространство. Настоящий фрактальный объект, по сути, имеет дробное, нецелочисленное измерение, т.е. представляет собой поверхность, заполняющую трехмерное пространство, имеющую размерность между 2 и 3. При этом в случае с фазами, имеющими небольшой объем по сравнению с объемом всего образца, метод «Box counting 3D» может выдавать значения фрактальной размерности менее 2, тем не менее даже в этом случае он остается информативным морфометрическим параметром.

4. *Степень анизотропии* — параметр, который вычисляет меру трехмерной неоднородности. Это

хороший индикатор для обнаружения ориентированных структур вдоль определенной оси направления. Эта мера основана на анализе собственных значений средней длины пересечения под разными углами и заключается в применении метода средней длины перехвата (MIL), в котором набор лучей проходит через исследуемую структуру под большим количеством 3D-ракурсов. MIL для каждого угла рассчитывается как среднее значение для всех линий сетки. Длина пересечения каждого луча с встреченным объектом измеряется и усредняется по сетке лучей. Распределение средней длины пересечения в зависимости от угла анализируется с помощью разложения на собственные значения. Этот анализ позволяет выделить минимальное и максимальное собственные значения: чем ближе эти значения, тем меньше структурная анизотропия [Harrigan, 1984]. Равенство максимальных ($E_{\max}$) и минимальных ($E_{\min}$) собственных значений векторов означает, что они не являются главным структурным направлением

$$DA = \left(1 - \left[\frac{E_{\min}}{E_{\max}} \right] \right). \tag{1}$$

Степень анизотропии равна 0 для идеальной изотропии и 1 для полной анизотропии. В общем виде понятие фрактал определено в представленной работе как объект, состоящий из частей, которые условно самоподобны. Более строго фрактал определяется как множество точек в евклидовом пространстве, имеющее дробную метрическую размерность [Falconer, 2003]. Фрактальную размерность можно определить, отталкиваясь от евклидовой размерности. Евклидова (топологическая) размерность фигуры определяется числом координат, необходимых для однозначного определения положения на ней любой ее точки. Так, точка — нуль-мерный объект, линия — одномерный, поверхность — двумерный, объемная фигура — трехмерный объект. Если разделить единичный отрезок на любое число N равных частей, то каждую часть можно считать копией всего отрезка, уменьшенной в $1/r$ раз. Очевидно, что N и r связаны соотношением $Nr = 1$. Точно так же, если единичный квадрат разбить на N равных квадратов с площадью, в $1/r^2$ раз меньшей площади исходного квадрата, N и r будут связаны соотношением $Nr^2 = 1$, а в случае аналогичного разбиения куба — соотношением $Nr^3 = 1$. Таким образом, размерность D этих фигур равна степени при коэффициенте подобия r :

$$Nr^D = 1. \tag{2}$$

Следовательно,

$$D = \frac{\log N}{\log(1/r)}. \tag{3}$$

Вычисленная таким образом размерность называется размерностью подобия D_S . Существует класс

Таблица 1

Химический состав пикритовых габбро-долеритов
Хараелахского интрузива по данным ICP-МС

Состав	Номер образца				
	67/1677.8	67/1680	68/1763.2	68/1763.7	68/1765.3
Na ₂ O	0,91	0,32	0,45	0,82	0,45
MgO	5,65	9,98	18,74	19,93	18,52
Al ₂ O ₃	6,94	3,01	4,89	7,05	3,59
P ₂ O ₅	0,105	0,068	0,083	0,073	0,083
K ₂ O	0,51	0,25	0,25	0,21	0,29
CaO	4,18	1,57	3,01	3,32	1,78
TiO ₂	0,59	0,34	0,35	0,49	0,43
MnO	0,11	0,10	0,15	0,19	0,19
Fe ₂ O ₃	11,30	11,84	18,93	23,68	15,91
SiO ₂	45,31	41,84	33,91	35,88	34,37
C	0,082	0,116	0,129	0,115	0,131
S	0,297	0,856	3,40	3,51	1,33
Sc, г/т	26,6	18,3	13,2	14,8	15,0
V	177,0	104,5	102,9	150,1	122,7
Cr	2287	2763	2372	2009	470
Co	71,9	126,6	279,0	279,2	190,4
Ni	452,9	2205	8708	8411	4784
Cu	151,5	2679	14511	11995	6582
Zn	91,3	71,5	104,0	95,6	115,2
Rb	8,77	3,27	4,92	4,24	5,35
Sr	176,2	53,7	50,5	50,0	53,3
Y	9,83	4,20	10,29	7,01	9,22
Zr	48,1	23,3	35,3	27,5	33,7
Nb	2,23	1,27	1,55	1,51	1,55
Ag	<0,001	0,035	4,34	4,73	1,75
Ba	84,3	30,2	26,0	20,5	21,0
La	3,54	1,66	2,96	2,39	6,06
Ce	8,66	4,08	6,87	5,56	13,0
Pr	1,17	0,55	0,90	0,75	1,60
Nd	5,64	2,72	4,30	3,55	6,96
Sm	1,80	0,83	1,17	0,98	1,62
Eu	0,57	0,27	0,34	0,29	0,37
Gd	1,92	0,88	1,39	0,80	1,82
Tb	0,33	0,15	0,24	0,20	0,28
Dy	2,14	1,03	1,64	1,29	1,68
Ho	0,44	0,20	0,34	0,26	0,32
Er	1,31	0,63	1,12	0,80	1,02
Tm	0,18	0,090	0,16	0,111	0,13
Yb	1,22	0,59	1,24	0,77	1,02
Lu	0,19	0,087	0,17	0,11	0,13
Hf	1,25	0,55	0,87	0,72	0,82
Ta	0,090	0,061	0,052	0,11	0,055
Pb	1,68	6,52	14,1	11,64	4,19
Th	0,50	0,20	0,55	0,31	2,84
U	0,25	0,14	0,17	0,15	0,34

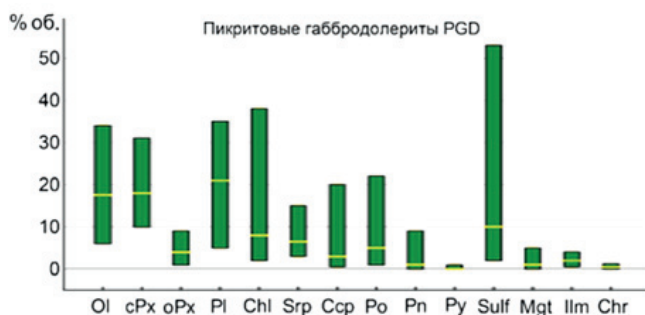


Рис. 6. Модальный состав пикритовых габбро-долеритов восточного фланга Октябрьского месторождения. Высота колонок — от минимального до максимального значения, желтая линия на каждой колонке — медианное значение содержания минерала. Буквенные обозначения: Ol — оливин, cPx — клинопироксен, oPx — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Chl — хлорит, Srp — серпентин, Csp — халькопирит, Po — пирротин, Pn — пентландит, Py — пирит, Sulf — суммарное содержание сульфидов, Mgt — магнетит, Ilm — ильменит, Chr — хромит

объектов, характеризующихся дробной величиной D_s , которая в этом случае выступает в качестве одной из разновидностей фрактальной размерности, а сами объекты называются фракталами.

Результаты исследований и их обсуждение.

Пикритовые габбро-долериты представляют собой средне-мелкозернистые породы темно-зеленовато-серого цвета, с массивной, реже пятнистой текстурой (за счет редких плагиоклазовых срастаний до 2 см). Породы содержат увеличивающуюся с глубиной сульфидную минерализацию (от долей процента до 3–12%), а в некоторых участках — хромитовую минерализацию (табл. 1). Исследуемая крупная пластообразная залежь вкрапленных руд характеризуется выдержанной мощностью и равномерным распределением полезного компонента.

Модальный состав пикритовых габбро-долеритов (рис. 6) указывает на преобладание в них сульфидной минерализации.

Агрегаты сульфидов заполняют интерстиции между зернами породообразующих силикатов либо образуют отдельные крупные капли. Минералогическое описание морфологии сульфидных вкрапленностей в изученных образцах позволило выделить три четко отличающихся типа оруденения: 1) интерстициально-каплевидная, 2) интерстициальная и 3) неравномерная каплевидно-интерстициальная.

Оруденение с интерстициально-каплевидной сульфидной вкрапленностью (тип минерализации 1) характеризуется присутствием относительно крупных (до 4 см в поперечнике) капель сульфидов. Форма капель округлая, неправильная, иногда вытянутая. Кроме капель, сульфиды заполняют интерстиции между зернами силикатных минералов. В целом морфологию этого типа оруденения можно описать как крупные капли, которые либо частично соединены между собой тонкими ветвящимися

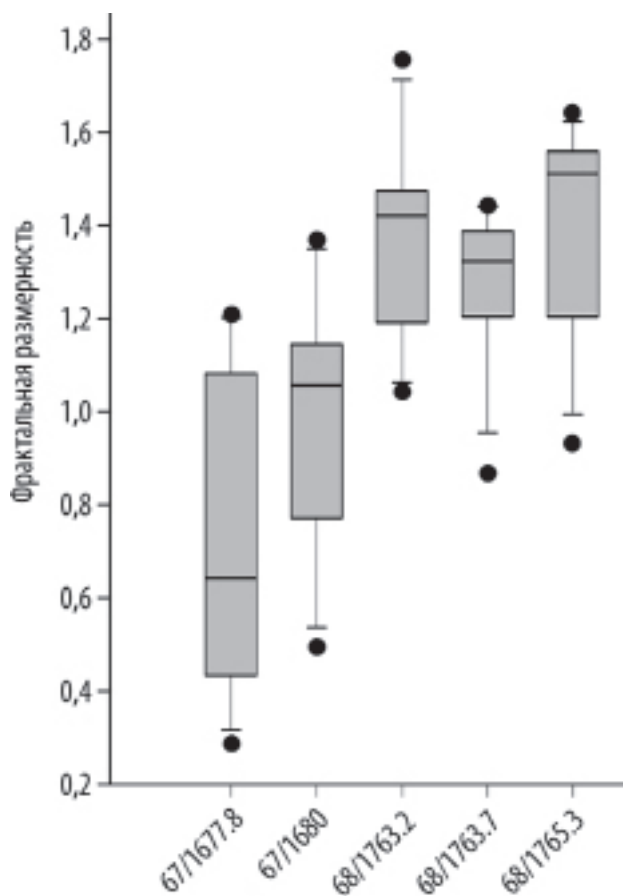


Рис. 7. Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности сульфидных агрегатов в пикритовых габбро-долеритах

сульфидными прожилками, либо окружены ветвящимися сульфидными прожилками.

Оруденение с интерстициальной сульфидной вкрапленностью (тип минерализации 2) не имеют капель как таковых, а сульфиды расположены исключительно в интерстициях породообразующих силикатов.

Неравномерную каплевидно-интерстициальную сульфидную вкрапленность (тип минерализации 3) мы считаем промежуточным типом между первым и вторым. Здесь сульфиды образуют и капли, и интерстициальную вкрапленность как в первом типе оруденения, но в отличие от оруденения первого типа, капли распределены неравномерно и имеют меньший размер.

Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности рудных агрегатов указывают на то, что наибольшие медианные значения характерны для первого типа рудной минерализации, а минимальные — для второго типа (рис. 7). Кроме того, первый тип характеризуется максимальным разбросом значений. В целом, распределение фрактальных размерностей близко к нормальному для всех трех типов рудной минерализации (табл. 2).

Двумерная фрактальная размерность сульфидных агрегатов оруденения первого типа в среднем составляет 1,15, второго типа — 0,86, а третьего — 1,04.

Таблица 2

Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности сульфидных агрегатов

Тип минерализации	Минимум	Нижний квартиль	Медиана	Среднее арифметическое	Верхний квартиль	Максимум	Стандартное отклонение
1	0,29	0,74	1,10	1,04	1,30	1,76	0,38
2	0,93	1,20	1,51	1,42	1,56	1,64	0,22
3	0,87	1,20	1,32	1,28	1,39	1,44	0,16

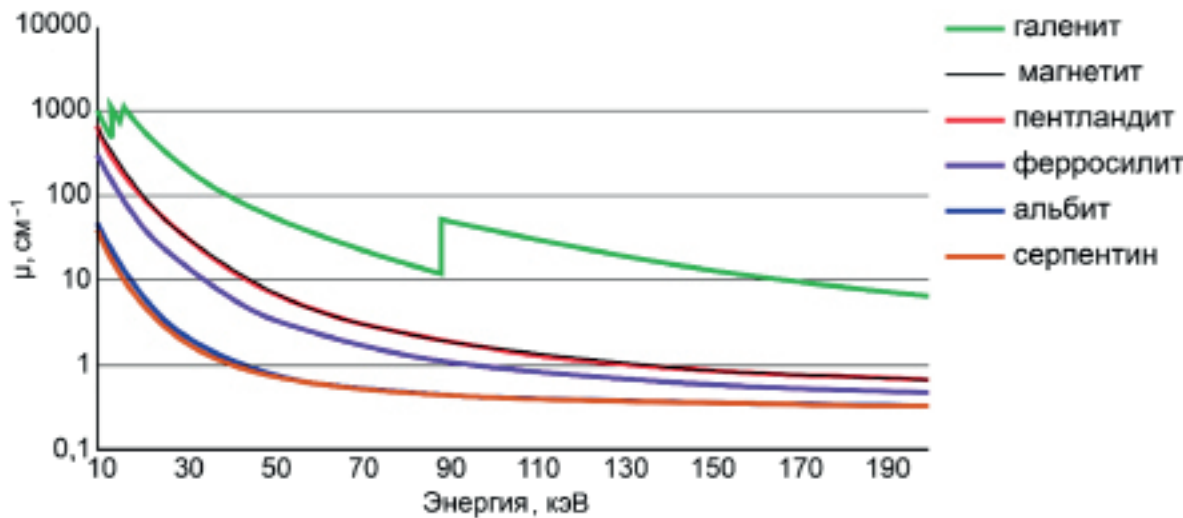


Рис. 8. Значения коэффициентов поглощения (μ) исследуемых минералов, группируемые в четыре фазы

Таблица 3

Выделяемые в изученных образцах фазы по данным 3D-томографии

Группа	Минералы	Цвет на изображениях
Фаза 1	Минералы платиновой группы, галенит	красный
Фаза 2	Сульфиды и оксиды железа: пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, пирит, ильменит, минералы группы шпинели	желтый
Фаза 3	Оливин, пироксен, амфибол, биотит, мусковит	голубой
Фаза 4	Плагиоклазы, тальк, серпентин	зеленый

Трехмерная рентгеновская томография позволила собрать несоизмеримо больший объем информации о строении исследуемого объекта (в нашем случае неразрушенного интервала керна) по сравнению с анализом двумерных срезов (шлифов, аншлифов, полированных штучков). Для исследуемых образцов на основе предварительной информации о минеральном составе и энергии рентгеновского излучения (≈190 КэВ) выделено четыре группы фаз, различающихся по степени поглощения рентгеновского излучения (рис. 8 и табл. 3).

Одна из этих фаз объединяет в себе сульфиды и оксиды (рис. 9, 10). Объемные и морфометрические

характеристики представляют собой цифровые данные об объеме, площади поверхности минерального агрегата, 3D-фрактальной размерности и анизотропии для выделенных фаз образцов с разным типом минерализации (табл. 4).

Пикритовые габбро-долериты имеют среднюю мощность около 22 м, а значения наибольшей мощности варьируют от 32 до 41 м. Рудное тело вкрапленных руд четко контролируется распространением пикритовых и такситовых габбро-долеритов Хараелахского интрузива, в частности, морфологическими особенностями самого рудоносного интрузива. Разные фрактальные размерности и анизотропия образцов отражают сложную динамику формирования.

Закключение. В горизонте вкрапленных руд на восточном фланге Октябрьского месторождения сверху вниз по разрезу наблюдается смена условий кристаллизации рудных минералов. Каждый агрегат рудных минералов с дробной размерностью характеризуется регулярным образом (фрактальным паттерном).

Фрактальная размерность и анизотропия оруденения могут быть индикаторами различных природных типов руд, что позволяет рекомендовать их расчет и анализ при разведочных и эксплуатационных работах. Полученные результаты также могут служить дополнительным критерием при выборе технологии обогащения вкрапленных руд.

Таблица 4

Объемные и морфометрические характеристики выделенных фаз

Тип минерализации			Номер образца				
			67 / 1677,8	67 / 1680,0	68 / 1763,2	68 / 1763,7	68/1765.3
			1	1	1	3	2
Фаза 2	Объем	мм ³	1771,32	2820,09	2867,53	3714,76	1116,49
		%	1,95	2,94	5,42	4,03	2,29
	Площадь поверхности	мм ²	346,15	22063,16	16315,47	18567,26	10240,16
	Фрактальная размерность		2,0496	2,1859	2,1315	2,0686	2,0314
	Анизотропия		0,4945	0,5214	0,5440	0,5203	0,5113
Фаза 3	Объем	мм ³	65366,18	71832,48	14922,66	38470,76	20081,04
		%	71,85	74,97	28,22	41,73	41,17
	Площадь поверхности	мм ²	520,14	140158,83	108066,0	260900,8	102222,56
	Фрактальная размерность		2,5724	2,6367	2,5189	2,5873	2,5238
	Анизотропия		0,4906	0,4984	0,5137	0,5067	0,5242
Фаза 4	Объем	мм ³	23858,0977	21189,9590	35098,3906	50039,0781	27590,17
		%	26,23	22,12	66,38	54,28	56,57
	Площадь поверхности	мм ²	497,68	115753,12	98929,57	245707,86	95315,74
	Фрактальная размерность		2,4947	2,5412	2,5390	2,5943	2,5169
	Анизотропия		0,5435	0,5366	0,5149	0,5045	0,541

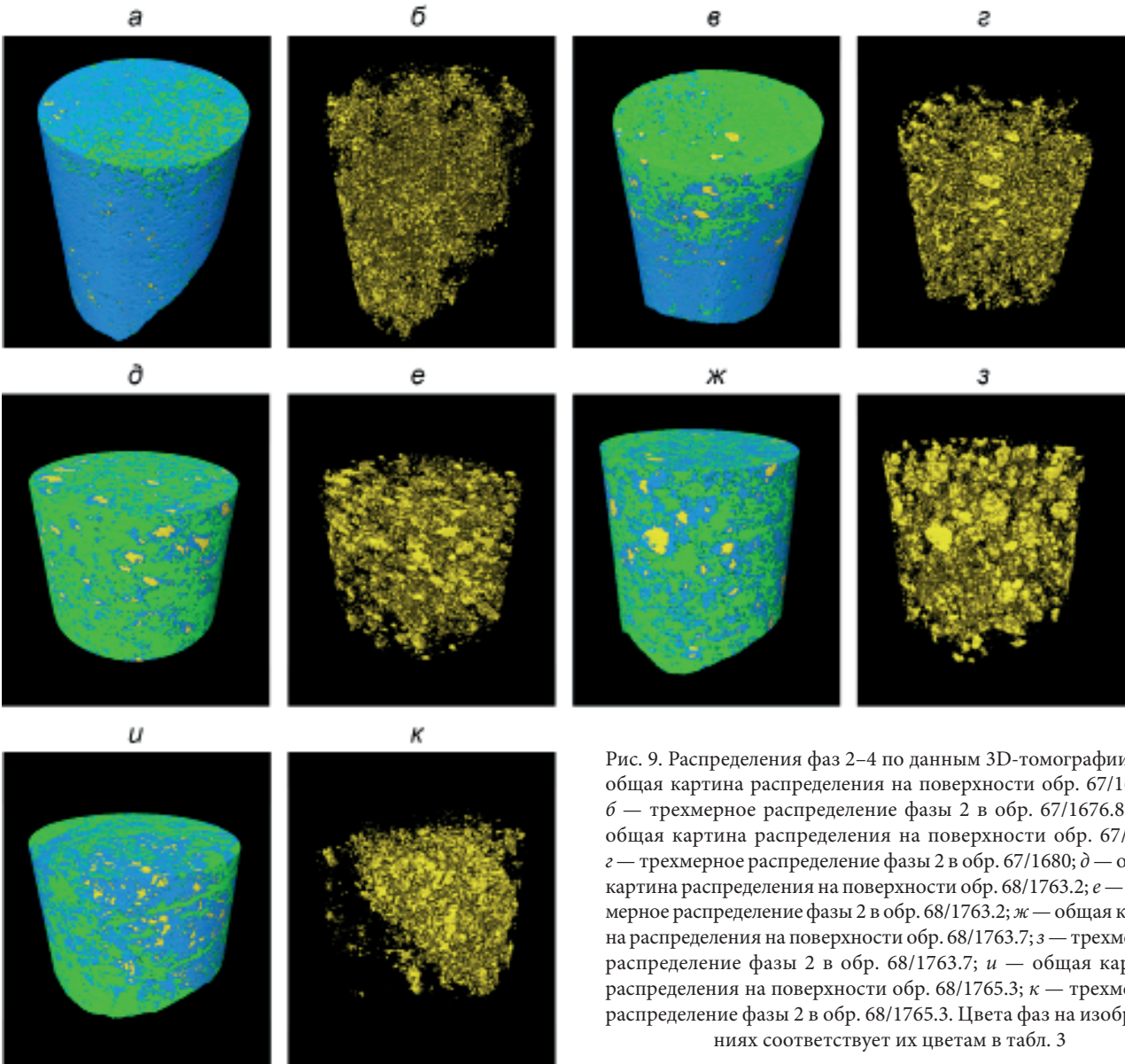


Рис. 9. Распределения фаз 2–4 по данным 3D-томографии: а — общая картина распределения на поверхности обр. 67/1676.8; б — трехмерное распределение фазы 2 в обр. 67/1676.8; в — общая картина распределения на поверхности обр. 67/1680; г — трехмерное распределение фазы 2 в обр. 67/1680; д — общая картина распределения на поверхности обр. 68/1763.2; е — трехмерное распределение фазы 2 в обр. 68/1763.2; ж — общая картина распределения на поверхности обр. 68/1763.7; з — трехмерное распределение фазы 2 в обр. 68/1763.7; и — общая картина распределения на поверхности обр. 68/1765.3; к — трехмерное распределение фазы 2 в обр. 68/1765.3. Цвета фаз на изображениях соответствует их цветам в табл. 3

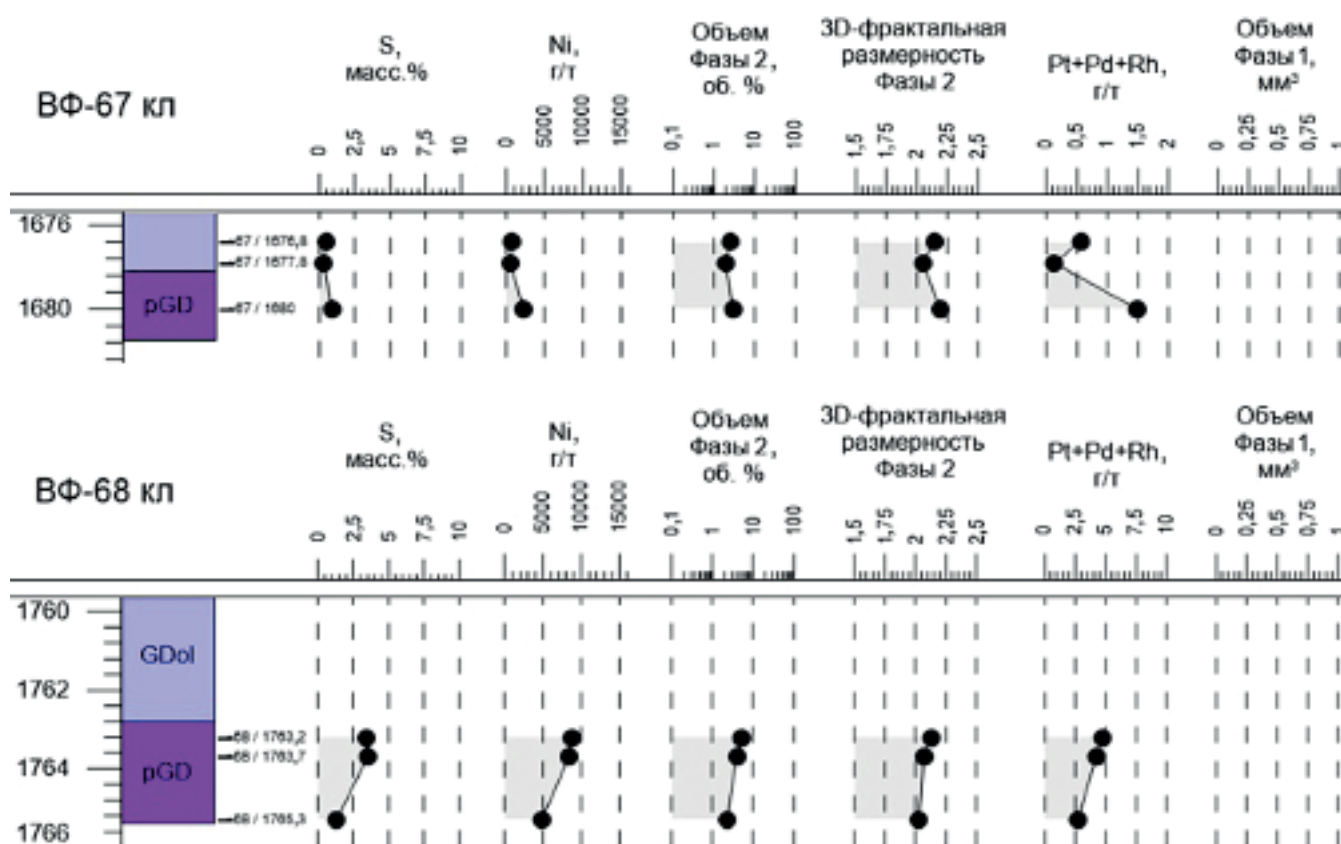


Рис. 10. Фрагменты геологических колонок по результатам рентгеновской компьютерной томографии пикритовых дифференциатов. Буквенные обозначения см. на рис. 5

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология Норильской металлогенической провинции / Под ред. И.И. Никулина. М.: МАКС Пресс, 2020. 524 с.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001. Т. 312. 256 с.

Горяинов П.М. Иванюк Г.Ю. и др. Структурная организация рудной зоны Коашвинского апатит-нефелинового месторождения // Отч. геология. 2007. № 2. С. 55–60.

Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.

Чернявский А.В., Степеничиков Д.Г. Метод сегментации изображения для подсчета процентного содержания минералов с помощью авторской программы // Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 414–418.

Afzal P., Ahmadi K., Rahbar K. Application of fractal-wavelet analysis for separation of geochemical anomalies // J. African Earth Sci. 2017. Vol. 128. P. 27–36.

Blenkinsop T.G., Sanderson D.J. Are gold deposits in the crust fractals? A study of gold mines in the Zimbabwe craton // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1999. Vol. 155. N 1. P. 141–151.

Carlson C.A. Spatial distribution of ore deposits // Geology. 1991. Vol. 19. N 2. P. 111–114.

Chappard D., Legrand E., Haettich B. et al. Fractal dimension of trabecular bone: comparison of three histomorphometric computed techniques for measuring the architectural two-dimensional complexity // J. Pathology: A Journal of the Pathological Soc. of Great Britain and Ireland. 2001. Vol. 195, N 4. P. 515–521.

Chen G., Cheng Q. Fractal-based wavelet filter for separating geophysical or geochemical anomalies from background // Mathem. Geosci. 2018. Vol. 50, N 3. P. 249–272.

Cheng Q., Agterberg F.P., Ballantyne S.B. The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods // J. Geochem. explor. 1994. Vol. 51, N 2. P. 109–130.

Cheng Q., Xu Y., Grunsky E. Integrated spatial and spectrum method for geochemical anomaly separation // Natural Resources Res. 2000. Vol. 9, N 1. P. 43–52.

Falconer K. Fractal geometry: mathematical foundations and applications. England, John Wiley & Sons, 2004.

Gavriliuț A., Mercheș I., Agop M. Atomicity through fractal measure theory. England, Springer Intern. Publ., 2019. 28 p.

Goryainov P.M., Ivanyuk G.Y., Kalashnikov A.O. Topography formation as an element of lithospheric self-organization // Russ. Geol. and geophysics. 2013. Vol. 54, N 9. P. 1071–1082.

Haddad-Martim P.M., de Souza Filho C.R., Carranza E.J.M. Spatial analysis of mineral deposit distribution: A review of methods and implications for structural controls on iron oxide-copper-gold mineralization in Carajás, Brazil // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 81. P. 230–244.

Harrigan T.P., Mann R.W. Characterization of microstructural anisotropy in orthotropic materials using a second rank tensor // J. Materials Sci. 1984. Vol. 19, N 3. P. 761–767.

Hounsfield G.N. Computerized transverse axial scanning (tomography): P. 1. Description of system // British J. Radiology. 1973. Vol. 46, N 552. P. 1016–1022.

Ivanyuk G., Yakovenchuk V., Pakhomovsky Y. et al. Self-organization of the Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). Croatia, Rijeka: InTech, 2012. 131 p.

Kruhl J.H. Fractal-geometry techniques in the quantification of complex rock structures: a special view on scaling regimes, inhomogeneity and anisotropy // J. Structur. Geol. 2013. Vol. 46. P. 2–21.

Mandelbrot B.B. The fractal geometry of nature. N.Y.: WH freeman, 1982. Vol. 1. 152 p.

McCaffrey K.J.W., Johnston J.D. Fractal analysis of a mineralised vein deposit: Curraghinalt gold deposit, County Tyrone // *Mineral. Deposita*. 1996. Vol. 31, N 1. P. 52–58.

Perugini D., Poli G., Mazzuoli R. Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: evidence from lava flows // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 2003. Vol. 124, N 3–4. P. 255–279.

Perugini D., Poli G. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences // *Lithos*. 2012. Vol. 153. P. 261–277.

Peternell M., Bitencourt M., Kruhl J.H. et al. Macro and micro-structures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil // *J. South Amer. Earth Sci.* 2010. Vol. 29, N 3. P. 738–750.

Peternell M., Bitencourt M.F., Kruhl J.H. Combined quantification of anisotropy and inhomogeneity of magmatic rock fabrics — An outcrop scale analysis recorded in high resolution // *J. Structur. Geol.* 2011. Vol. 33, N 4. P. 609–623.

Pourgholam M.M. et al. Detection of geochemical anomalies using a fractal-wavelet model in Ipack area, Central Iran // *J. Geochem. Explor.* 2021. Vol. 220. P. 106–675.

Roberts S., Sanderson D.J., Gumiel P. Fractal analysis and percolation properties of veins // *Geol. Soc. Lond. Spec. public.* 1999. Vol. 155, N 1. P. 7–16.

Wang W., Zhao J., Cheng Q. Application of singularity index mapping technique to gravity/magnetic data analysis in southeastern Yunnan mineral district, China // *J. Applied Geophysics*. 2013. Vol. 92. P. 39–49.

Xiao F., Chen Z., Chen J. et al. A batch sliding window method for local singularity mapping and its application for geochemical anomaly identification // *Computers & Geosci.* 2016. Vol. 90. P. 189–201.

Yakymchuk C. et al. Leucosome distribution in migmatitic paragneisses and orthogneisses: A record of self-organized melt migration and entrapment in a heterogeneous partially-molten crust // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 603. P. 136–154.

Zuo R., Wang J. Fractal/multifractal modeling of geochemical data: A review // *J. Geochemic. Explor.* 2016. Vol. 164. P. 33–41.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 551.352(262.81)

О ВРЕМЕНИ ПОСЛЕДНЕЙ СВЯЗИ КАСПИЙСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Валентин Михайлович Сорокин¹✉, Тамара Алексеевна Янина²,
Валерий Леонтьевич Лукша³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vsorok@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; didacna@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lukshav@inbox.ru

Аннотация. Выполнен сравнительный анализ разрезов грунтовых колонок из северной части Черного моря и Северного и Среднего Каспия. В Черном море выделены ново-, древнечерноморские и новозевксинские осадки, выявлены особенности их литологического состава и установлен радиоуглеродный возраст. В Каспийском море выделены и скоррелированы мелководные и глубоководные новокаспийский, мангышлакский, верхнехвалынский, нижнехвалынский, ательский и гирканский горизонты. В результате установлены идентичность строения непрерывных глубоководных разрезов сравниваемых водоемов и синхронность новозевксинских и позднихвалыньских слоев, что предполагает отсутствие связи между новозевксинским и раннехвалыньским морями.

Ключевые слова: стратиграфия, поздний плейстоцен, голоцен, осадки, Черное море, Каспийское море, палеогеография

Для цитирования: Сорокин В.М., Янина Т.А., Лукша В.Л. О времени последней связи Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 75–84. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-75-84

ABOUT THE TIME OF A LAST CONNECTION BETWEEN THE CASPIAN AND BLACK SEAS DURING THE LATE PLEISTOCENE

Valentin M. Sorokin¹✉, Tamara A. Yanina², Valery L. Luksha³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vsorok@rambler.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; didacna@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lukshav@inbox.ru

Abstract. A comparative analysis of sections of soil columns from the northern part of the Black Sea and the Northern and Middle Caspian Sea was performed. In the Black Sea, the New, Old Black Sea and New Evksin sediments were identified, the features of their lithological composition were revealed and the age of ¹⁴C was established. Shallow and deep-water Novocaspian, Mangyshlak, Verkhnekhvalynsky, Nizhnekhvalynsky, Athelsky and Hyrkan horizons are identified and correlated in the Caspian Sea. As a result, the identity of the structure of the continuous deep-water sections of the compared reservoirs and the synchronicity of the Novoevksin and Late Khvalyn layers are established, which suggests the absence of a connection between the Novoevksin and Early Khvalyn seas.

Key words: stratigraphy, Late Pleistocene, Holocene, sediments, Black sea, Caspian sea, paleogeography

For citation: Sorokin V.M., Yanina T.A., Luksha V.L. About the time of a last connection between the Caspian and Black Seas during the Late Pleistocene. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 75–84. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-75-84 (In Russ.).

Введение. После распада в плиоцене Восточного Паратетиса [Попов и др., 2010] Черное и Каспийское моря на протяжении четвертичной истории развивались преимущественно изолированно одно от другого. Лишь в короткие промежутки времени происходил односторонний сброс каспийских вод в черноморский бассейн. Последнее подобное событие случилось во время валдайского оледенения, когда произошла раннехвалыньская трансгрессия Каспийского моря, одна из крупнейших, достигшая уровня +50 м, в результате которой была превышена высота Манычского порога (современная отметка +26 м),

что вызвало сток его вод в Черное море [Свиточ, Янина, 1997; Федоров, 1978].

Поздний неоплейстоценовый этап геологической истории Черного и Каспийского морей наиболее обеспечен фактическим материалом. Несмотря на это, среди специалистов существуют разные точки зрения на время связи между каспийским и черноморским бассейнами. Первая из них наиболее четко и обоснованно выражена П.В. Федоровым [1978] и Г.И. Поповым [1983]. По мнению этих авторов, раннехвалыньская трансгрессия, воды которой проникли в Черное море, произошла во время сред-

невалдайского (молого-шекснинского) межстадиала, а Г.И. Попов синхронизировал ее с выделенной им сурожской трансгрессией Черного моря.

Последователи второй точки зрения опираются на результаты определения возраста нижнехвалынских осадков с использованием разных методов датирования: радиоуглеродного, U/Ю, термолюменесцентного (ТЛ, ОСЛ), ЭПР [Арсланов и др., 1988; Arslanov, 2016; Леонов и др., 2002; Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 1997; Янина, 2012; Cherpalyga, 2007; Dolukhanov et al., 2010; Kuplin et al., 1993]. Согласно наиболее многочисленным радиоуглеродным датировкам время накопления нижнехвалынских отложений определено в интервале от 8,6 до 31 тыс. ^{14}C лет назад (л.н.), причем подавляющее число датировок не превышает 16 тыс. лет, т.е. отвечает последней – ошашковской – стадии валдайского оледенения (LGM). Из сопоставления приведенных выше данных с радиоуглеродным возрастом поздне- и послеледниковых осадков Черного моря (15–18 тыс. календарных лет (кал. л.) BP) [Свиточ, Янина, 1997; Bahr et al., 2005, 2006] устанавливается синхронность новозвксинских и нижнехвалынских отложений и, следовательно, сток каспийских вод в новозвксинский водоем, находившийся в то время в стадии глубокой регрессии.

В результате анализа опубликованных датировок каспийских осадков выявлено наличие разночтений в представлениях многих исследователей о времени наступления основных позднечетвертичных событий в Каспийском море, в их корреляции со стадиями последнего оледенения Русской равнины и с Черным морем. Большая часть отечественных и западных исследователей Черного и Каспийского моря опираются на молодой возраст хвалынских отложений и коррелируют не только раннехвалынскую, но даже позднехвалынскую трансгрессию с новозвксинской регрессией (LGM) и последующей трансгрессией [Бадюкова, 2007; Вронский, 2006, Рычагов, 1997; Свиточ, 2000; Янина, 2012; Bahr et al., 2005, 2006; Major et al., 2006; Tudrin et al., 2016; Kroonenberg et al., 1997; Ryan, 2003].

Северо-западная часть Черного моря и Северный и Средний Каспий лежат в пределах пассивной континентальной окраины, образованной Восточно-Европейской и Скифско-Туранской платформами. Обширные северные водосборные области, откуда в моря поступало и поступает большое количество терригенного материала, в четвертичное время находились в зоне влияния материковых оледенений с контрастными изменениями климата и ландшафтов. Смена ледниковых и межледниковых периодов приводила к изменению роли физических и химических процессов выветривания материнских пород, определявших масштаб и качество поступающего в бассейны материала, что нашло отражение в составе донных осадков. Наиболее чувствительны к этим изменениям глинистые минералы, которые могут служить надежными индикаторами происходивших

в рассматриваемых морях палеогеографических изменений.

Материалы и методы исследований. Целью работы было обоснование времени связи Черного и Каспийского морей на основе сравнительной характеристики разрезов мелководных и глубоководных верхнечетвертичных осадков и комплекса глинистых минералов из северо-западного района Черного моря, Северного Каспия и Дербентской впадины. Работа включала стратификацию и корреляцию разрезов на основе биостратиграфического изучения осадков и опубликованных определений их радиоуглеродного возраста [Безродных и др., 2015; Bezrodnikh, Sorokin, 2016; Sorokin et al., 2014, 2018; Yanina et al., 2018], литологические исследования и палеогеографические реконструкции.

Нами проанализировано несколько колонок осадков с шельфа, северного континентального склона и из западной котловины Черного моря, несколько разрезов скважин из центральной части шельфа Северного Каспия и несколько колонок осадков из Дербентской впадины Среднего Каспия (рис. 1).

Результаты исследований их обсуждение.
Черное море. В толще верхнечетвертичных осадков Черного моря выделены новозвксинский и черноморский (древнечерноморский и новочерноморский) горизонты (рис. 2).

Шельф. В изученных разрезах юго-западного шельфа Крыма на глубине моря 80–100 м новочерноморские и древнечерноморские слои суммарной мощностью до 4 м представлены алевроитово-глинистыми и глинистыми илами с прослоями раковин морских видов моллюсков *Modiola phaseolina* в новочерноморских и *Mytilus galloprovincialis* в древнечерноморских осадках. В самых низах последних наблюдается погребление осадков до сильнопесчаных илов с раковинами, в составе которых присутствуют каспийские *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Monodacna caspia* и средиземноморские *Cerastoderma glaucum* и *Mytilus galloprovincialis*, что свидетельствует об установлении связи со Средиземным морем.

Новозвксинский горизонт вскрыт на глубину 2–4 м и содержит раковины только слабосолоноватоводных видов *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis* и *Monodacna caspia*. В его разрезе чередуются крупные (2–4 м) пачки алевроитово-глинистых и песчаных илов и ракушнякав. В нижней части обнаружены прибрежные галечники и пески с галькой и гравием. Для подстилающих их ракушнякав получен возраст $21\,286 \pm 437$ кал. л. BP, а для перекрывающих илов – 16038 ± 1912 кал. л. BP (калибровка данных ^{14}C из [Щербаков и др., 1978]). Следовательно, минимальный уровень новозвксинского бассейна достигнут во время последнего ледникового максимума (LGM).

Глубоководная впадина. Разрез глубоководных отложений состоит из нескольких литологических слоев (рис. 2). **Новочерноморский горизонт** представлен пачкой тонкослоистого глинисто-известкового

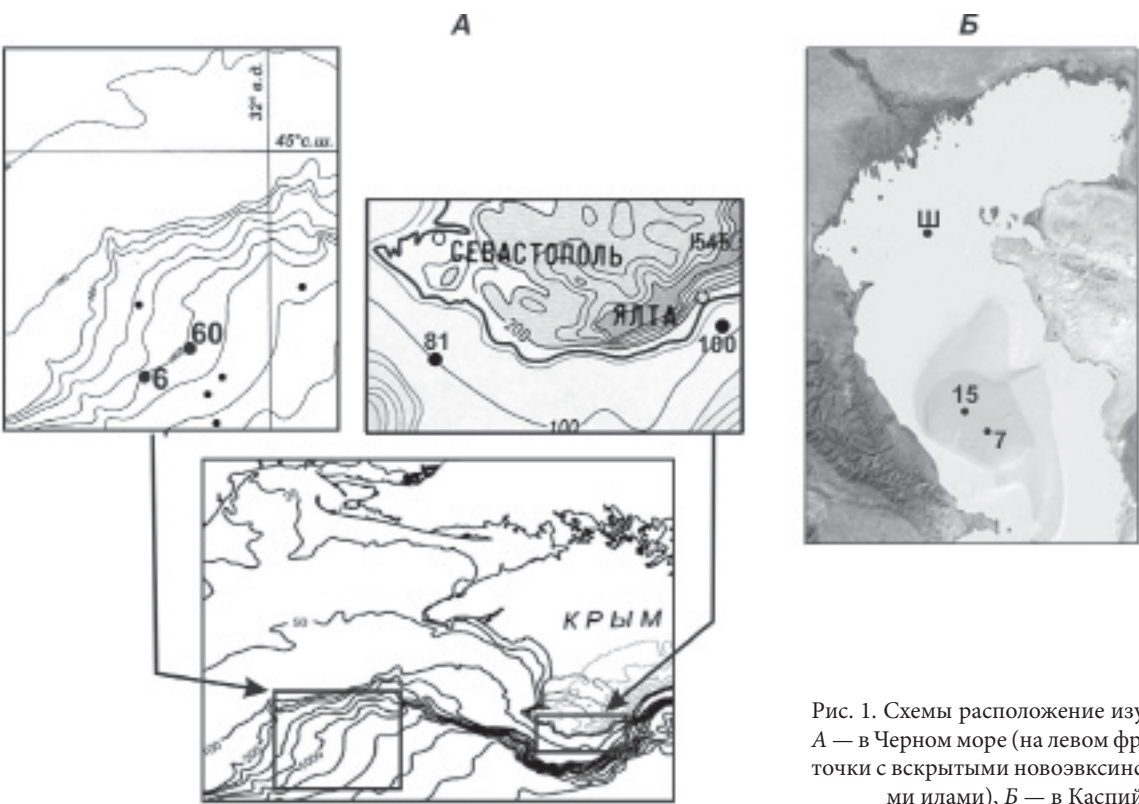


Рис. 1. Схемы расположения изученных разрезов: А — в Черном море (на левом фрагменте показаны точки с вскрытыми новоэвксинскими коричневыми илами), Б — в Каспийском море

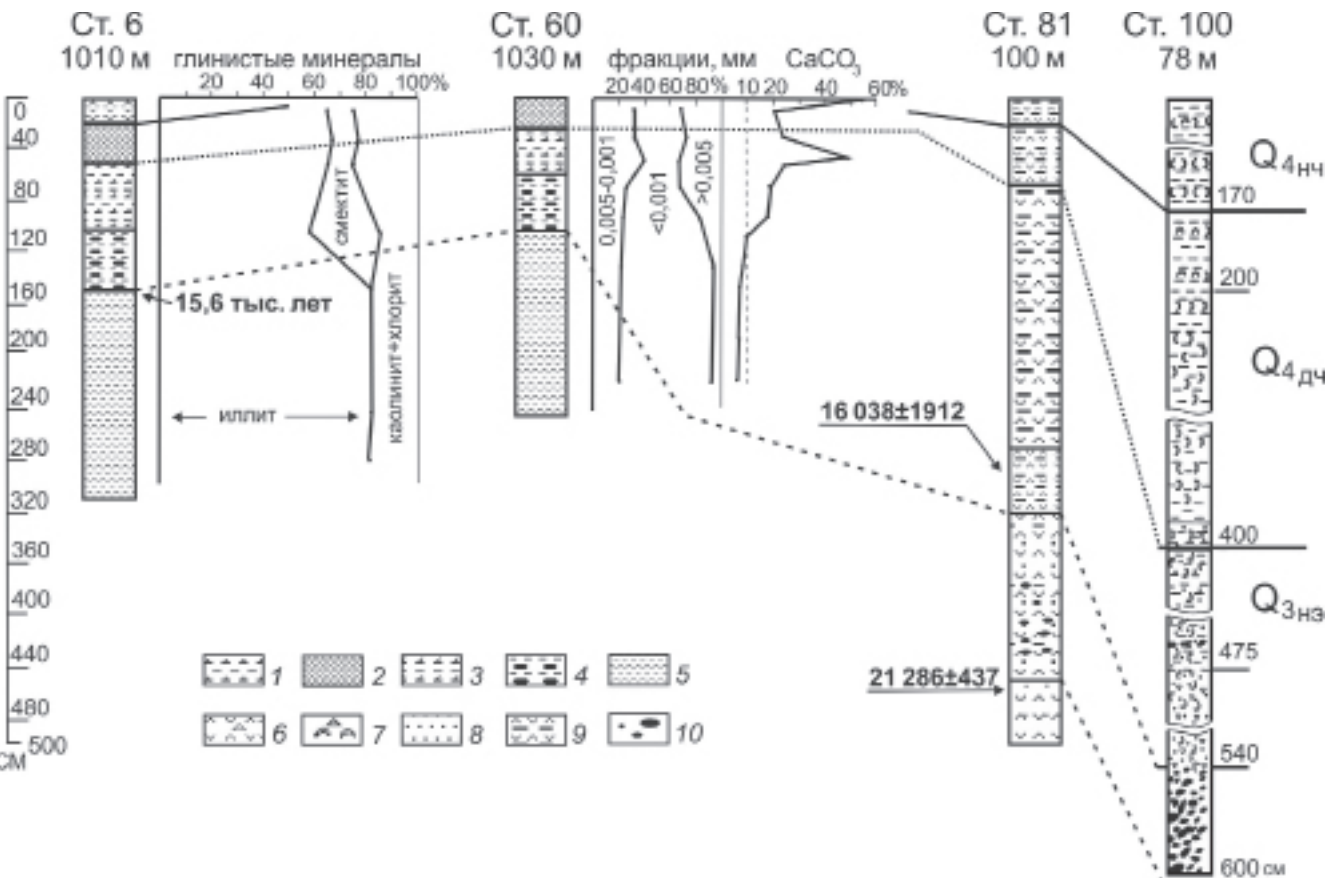


Рис. 2. Схема корреляции и строение разрезов осадков Черного моря: 1 — глинисто-кокколитовый ил; 2 — сапропель; 3 — известково-глинистый ил; 4 — глинистый ил с гидротороилитом; 5 — коричневый глинистый ил; 6, 7 — ракуша и/или раковинный детрит; 8 — песок; 9 — переслаивание раковин и глинистого ила; 10 — гравий, галька. Q_{4nc} — новочерноморский горизонт, Q_{4dc} — древнечерноморский горизонт, Q_{3nz} — новоэвксинский горизонт; цифры у колонок — калиброванный ВР возраст

(кокколитового) ила с повышенным содержанием CaCO_3 (до 40–60%), $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 3–5%) и местами аморфного кремнезема (диатомовые, SiO_2 аморф до 5–10%). Микрофлора включает остатки кокколитофорид *Emiliania huxleyi*. Диатомовые представлены морским комплексом с примесью пресноводных и солоноватоводных видов, а в составе диатомовых илов доминируют представители рода *Chetoceros* [Сорокин и др., 1992]. Возраст основания горизонта, по нашим данным AMS-анализа кокколитов в глубоководной впадине, составляет около 3–3,5 тыс. кал. л. ВР.

Древнечерноморский горизонт сложен слабокарбонатным, пелитоморфным, микрослоистым илом (сапропель), обогащенным $\text{C}_{\text{орг}}$ до 15%. В нижних 10–15 см в нем присутствует много тонких прослоев арагонитового ила, состоящего из рисоподобных кристаллов. В составе кокколитофорид отмечен вид *Braarudosphaera begelowii*. Среди диатомовых водорослей определены планктонные преимущественно морские, но встречаются и пресноводные виды [Сорокин и др., 1992]. В спорово-пыльцевом комплексе доминирует пыльца широколиственных деревьев. Возраст основания горизонта, определенный нами по арагонитовым прослоям, составляет около 7–8 тыс. лет.

Новоевксинский горизонт состоит из нескольких слоев. В верхней части он сложен серым алевроитово-глинистым илом (фракция <0,005 мм до 60–65%), включающим 2 прослоя глинисто-известкового ила (до 50–60% CaCO_3 , до 1–1,5% $\text{C}_{\text{орг}}$) и прослой диатомита, состоящего из *Stephanodiscus astraea*. Ниже по разрезу появляются сгустки, линзы и прослои гидротроилита, вплоть до образования черного слоя. Диатомовые водоросли представлены преимущественно солоноватоводными и пресноводными видами с небольшой примесью морских видов в самом верху.

Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются доминированием (до 60–80%) пыльцы трав, среди которых преобладают полынь, маревые, злаки, единично встречается эфедра. Среди древесных пород наиболее распространена пыльца сосны, а листовые породы присутствуют в незначительном количестве, увеличивающемся снизу вверх [Чернышова, Сорокин, 1984].

Возраст подошвы рассмотренной части горизонта по имеющимся датировкам находится на уровне ~15 тысяч кал. л. ВР [Bahr et al, 2005; Major et al, 2006]. Следовательно, осадки накапливались во время деградации ошакского оледенения и послеледниковья в условиях трансгрессии новоэвксинского моря с отметок от –(90–100) м до –30 м, когда начал улучшаться климат и в бассейне сложились более благоприятные условия для развития органического мира.

Нижняя часть горизонта представлена характерным окисленным, красноватым, светло-коричневым, плотным, тонкодисперсным (фракция <0,001 мм >70%, фракция <0,005 мм 85–92%) глинистым илом,

практически бескарбонатным (<5% CaCO_3 , <0,5% $\text{C}_{\text{орг}}$), с включениями гидротроилита. Диатомовые водоросли состоят из редких холодноводных, пресноводных и пресноводно-солоноватоводных видов *Cyclotella kuetzingiana*, *C. ocellata*, *Stephanodiscus astraea* [Сорокин и др., 1992]. Спорово-пыльцевые комплексы слоя отличаются абсолютным доминированием пыльцы трав-ксерофитов (до 80%) [Чернышова, Сорокин, 1984]. Время накопления коричневых илов приходится на интервал от 18 до 15,6 тыс. кал. л. ВР [Bahr et al., 2005; 2006]. Анализ данных показывает, что они образовались в конце LGM и начале позднеледниковья в условиях холодного, сухого климата и низкого стояния уровня моря.

Глинистые минералы. Состав глинистых минералов осадков в изученном разрезе претерпевает следующие изменения (таблица, рис. 2). Тонкодисперсные светло-коричневые илы отличаются почти мономинеральным составом, в котором на долю иллита приходится до 82%. Сметиты практически отсутствуют. Суммарная доля каолинита и хлорита не превышает 15–18%. В залегающих выше серых новоевксинских илах, сапропеле и кокколитовом иле количество иллита уменьшается до 60–65%, сметита (монтмориллонит и смешанослойные иллит-монтмориллонитового состава) возрастает до 15–20%, а содержание хлорита и каолинита не изменяется.

Каспийское море. Шельф. В толще верхнечетвертичных отложений шельфа Северного Каспия в непрерывных разрезах скважин по фауне моллюсков снизу вверх последовательно выделены нижнехвалынский, верхнехвалынский, мангышлакский и новокаспийский горизонты [Безродных и др., 2015] (рис. 3).

Новокаспийский горизонт представлен раковинно-песчаными осадками, в которых наблюдаются прослои с пресноводной, солоноватоводной и даже морской фауной. Возраст нижней границы горизонта определен на уровне около 8 тыс. л. н. [Yanina et al., 2018].

Мангышлакский горизонт включает разнообразные лагунно-озерные отложения с редкой пресноводной фауной, возраст нижней границы около 12 тыс. кал. л. ВР [Bezrodnikh, Sorokin, 2016].

Верхнехвалынский горизонт сложен комплексом мелководных песчано-алевритово-глинистых осадков бурой окраски. В нем доминируют слабосолоноватоводные виды моллюсков, а среди дидактн встречаются *D. praetrigonoides*, *D. cristata*, *D. parallella*, *D. barbotdemarnyi*. Возраст нижней границы горизонта зафиксирован на уровне около 19 тыс. кал. л. [Безродных и др., 2015]. Т.А. Янина считает большую часть этой толщи нижнехвалынской.

Нижнехвалынский горизонт подстилается регрессивной субаэральной ательской свитой и представлен двумя пачками. Нижняя пачка сложена песчано-глинистыми осадками с большим количеством раковин пелеципод и их детрита,

Состав глинистых минералов питающих провинций и морских осадков

Источники проб (глубина моря)	Возраст	Литологический состав	Состав глинистых минералов, %		
			иллит	сметит	каолинит + хлорит
Черное море					
Западная провинция	Q ₂₋₃	красно-коричне-вые морены	60–70	10–15	20–25
Станция 60 (1030 м)	Q ₄	кокколитовые и сапропелевые илы	65	12	23
	Q ₃ ne	серые глины	60–65	до 15	20
	Q ₃ ne (LGM)	красновато-коричневые глины	75–85	следы	до 25
Каспийское море					
Восточная провинция	P, Q	морены и красно-цветные породы	40–50	20–30	20–30
Шоколадные глины Поволжья	Q ₃ hv ¹	глины и пески	55	25	20
Аллювий Волги		глины и пески	45–50	30–35	до 20
Северный Каспий (8–12 м)	Q ₄ nc	пески с ракушей, глины	50–60	20–30	до 20
	Q ₃₋₄ mg	песчаные глины, торф, сапропель	до 50	35	15
	Q ₃ hv ²	песчаные глины и пески	до 40	40–50	до 15
	Q ₃ hv ¹	темно-серые глины	40–52	30–35	10–15
Терек	современный аллювий		60	15	25
Сулак			65	10	25
Уллучай			65	5	30
Дарвагчай			70	5	25
Рубасчай			70	5	25
Самур			65	5	30
Дербентская впадина (>500 м)	Q ₄ nc	диатомово-глинистые илы	62	15	23
	Q ₃₋₄ mg	сильнокарбонатные илы	65	15	20
	Q ₃ hv ²	красно-коричневые глины	70–75	5	до 25

а верхняя — серыми глинами. В составе моллюсков определены *Didacna. ebersini*, *D. protracta*, *D. zhukovi*, *D. parallella*, *D. subcatillus*, *D. cristata*; присутствует *D. praetrigonoides*. Возраст горизонта по данным радиоуглеродного датирования разными методами варьирует от >50 до ~21 тыс. ¹⁴C лет BP [Sorokin et al., 2014, 2018].

Особенность комплекса глинистых минералов в осадках изученных горизонтов заключается в доминирующей роли слюдистых минералов (иллит + гидрослюда) и смектитов, доля каждой группы которых изменяется в пределах 30–50%. В подчиненном количестве присутствуют хлорит и каолинит, иногда палыгорскит.

Среди тяжелых минералов тонкопесчаной фракции (0,125–0,063 мм) по всему изученному разрезу скважин отмечено значительное содержание минералов группы эпидота (20–50%), роговой обманки (10–25%), граната (5–20%). При этом доля последних двух видов имеет тенденцию к уменьшению с удалением от устья Волги.

Глубоководная впадина. В Дербентской котловине Среднего Каспия в непрерывных разрезах верхнечетвертичных осадков вскрыто до 4 слоев. Верхний, *новокаспийский*, слой состоит из серовато-зеленых глинистых илов, содержащих прослои различной мощности, обогащенные остатками диатомовых водорослей (5–10% SiO₂ аморф) и органическим веществом (2–6% C_{орг}). Среди диатомовых преобладают морские планктонные виды с доминированием *Coscinodiscus radiatus* и *Coscinodiscus perforatus*. В подчиненном количестве содержатся морские *C. gigas.*, *Rhizosolenia calcar-avis.*, *Rh. alata*, *Thalassiosira excentrica*, а также морские-солоноватоводные виды *Actinocyclus ehrenbergii*, *Cyclotella caspia*, *C. striata*, *Coscinodiscus jonesianus* [Лопатина и др., 1996]. К низу слоя количество морских видов уменьшается, а солоноватоводных – растет. В составе спорово-пыльцевого комплекса при доминировании пыльцы трав отмечено максимальное содержание (до 25%) и разнообразие пыльцы деревьев, в том числе широколиственных видов [Сорокин, Чернышова, 1983].

Ниже по разрезу лежат *мангышлакские* серые и светло-серые глинистые илы. Они содержат прожилки алевроита, редкие остатки диатомовых водорослей,

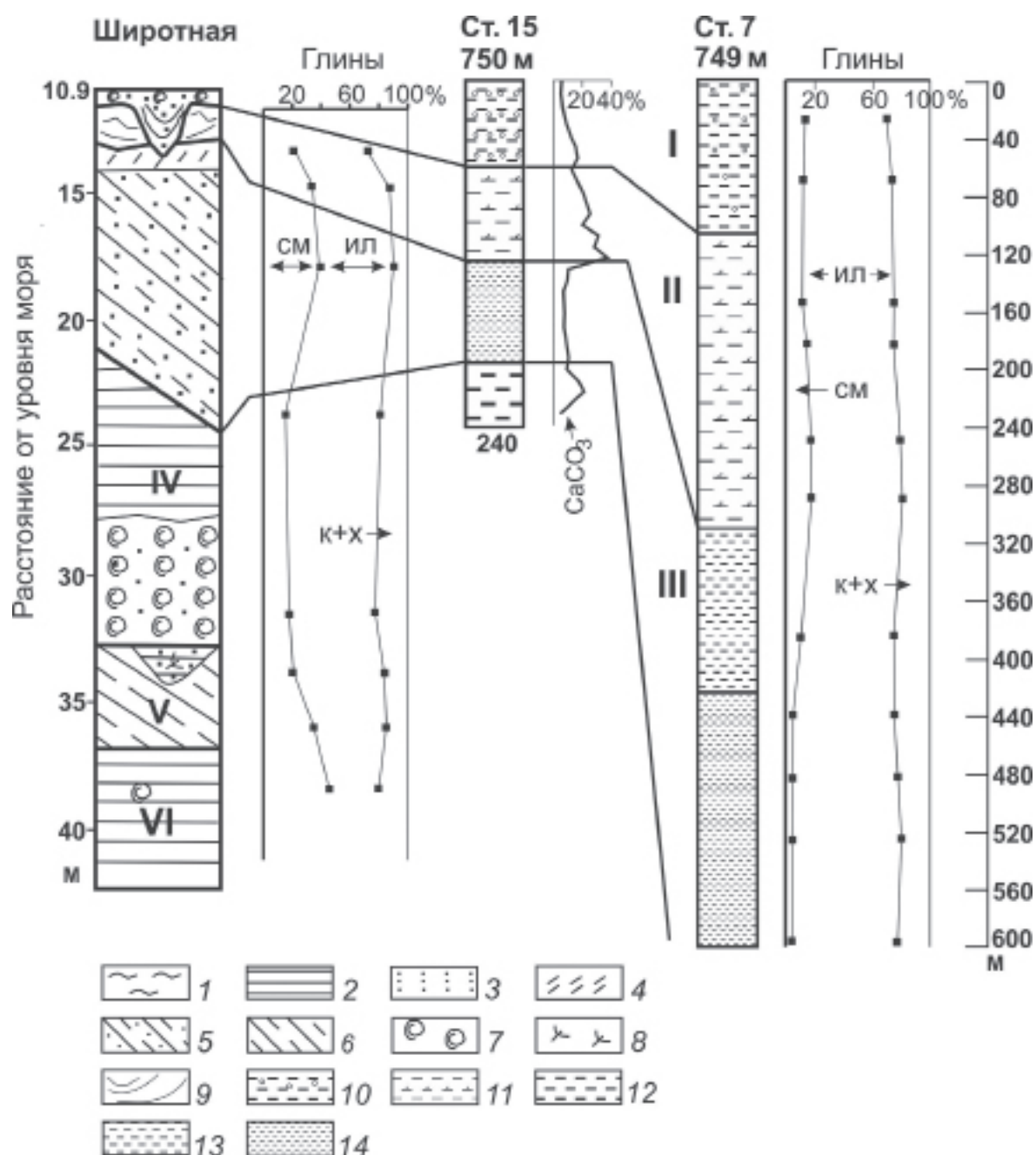


Рис. 3. Схема корреляции и строение разрезов осадков Каспийского моря. Типы осадков (1–9 скважина, 10–4 грунтовые колонки): 1 — ил; 2 — глина; 3 — песок; 4 — алевритовый песок с примесью глины; 5 — переслаивание песка, алеврита, глины; 6 — переслаивание алеврита и глины; 7 — раковины и их детрит; 8 — органический детрит; 9 — заполнение врезов; 10 — переслаивание глинистого и диатомового ила; 11 — известковый глинистый ил; 12 — серый глинистый ил; 13 — бледно-коричневый глинистый ил, 14 — ярко-коричневый глинистый ил. Глинистые минералы: ил — иллит, см — смектит, к+х — каолинит+хлорит. Стратиграфические горизонты: I — новокаспийский, II — мангышлакский, III — верхнехвалынский, IV — нижнехвалынский, V — ательский, VI — гирканский

пониженное количество $C_{орг}$ ($<1,5\%$) и максимальное количество $CaCO_3$ (до 35–40%), представленного хемогенным, кристаллическим, высокомагнезиальным кальцитом. В составе диатомовых водорослей доминирует солонатоводно-морской вид *Actinocyclus ehrenbergii*. В виде редкой примеси присутствуют солонатоводные, солонатоводно-пресноводные и пресноводные виды. Спорово-пыльцевые комплексы отличаются от вышеописанных снижением процента пыльцы древесных растений (до 12–14%),

представленных сосной и единично березой. В верхней части интервала увеличивается количество пыльцы лиственных и широколиственных деревьев. На долю трав приходится 65–75% пыльцы.

По резкой литологической границе ниже залегают верхнехвалынские красновато-светло-коричневые глинистые илы, отличающиеся минимальным содержанием $C_{орг}$ ($<1\%$), $CaCO_3$ (5–0%), отсутствием диатомовых водорослей, максимальной примесью гидротроилита. В составе пыльцы абсолютно до-

минирует пыльца травянистых растений (80–90%). Доля пыльцы деревьев снижается до <6%. В основном это сосна с примесью единичных зерен пыльцы березы, ольхи, ели. Обращает внимание отсутствие пыльцы широколиственных пород [Сорокин, Чернышова, 1983].

В основании разреза вскрыты голубые глинистые илы *позднелхвалынского* (раннелхвалынского (?)) возраста с повышенной концентрацией S_{org} карбонатов, с небольшой примесью остатков диатомовых, гидротроилита. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца травянистых растений (>80%), среди которых доминируют маревые и полынь, а на долю пыльцы эфедры в отдельных пробах приходится 10–15%. Пыльца древесных пород составляет 5–10%: это сосна, береза, ель, ольха, единично определены орешник и дуб.

Глинистые минералы. Состав глинистых минералов в глубоководных осадках испытывает направленное изменение снизу вверх по разрезу (таблица). Так, в коричневых верхнелхвалыньских глинистых илах содержится максимальное количество Fe-Al иллита (до 75%), минимум смектита (<5%), каолинит преобладает над хлоритом. Вверх по разрезу наблюдается снижение доли иллита до 60–65% в новокаспийских илах с параллельным возрастанием количества смектитов (до 15%), среди которых увеличивается роль неупорядоченных смешанослойных образований, а количество хлорита превышает таковое каолинита.

Итак, для обоснования времени последней связи Каспийского и Черного морей необходимо рассмотреть следующие проблемы: об источниках терригенного осадочного материала, о возрастной корреляции разрезов мелководных и глубоководных осадков Каспийского моря, о корреляции разрезов Каспийского и Черного морей, о времени функционирования Манычского пролива между бассейнами.

Источники материала. Питающие провинции северных платформенных окраин Черного и Каспийского морей находятся на Русской равнине в области распространения ледниковых отложений в западном секторе и пермских пород в восточном секторе и включают водосборы Днепра и Волги. Кроме того, терригенный материал в Средний Каспий поставляется с запада кавказскими реками (таблица). Как показали исследования [Судакова, Немцова, 2004; 2013; Логинова и др., 1988; Каган, Солодухин, 1971], минералогический состав морен в западном секторе равнины (верховья Днепра и Волги) существенно отличается от состава источников в восточном секторе (водосборы Камы). В первом из них, формировавшиеся за счет пород Фенноскандии и Карелии, среди аксессуарных минералов преобладают роговые обманки, гранаты и циркон, а в составе глинистой фракции доминирует иллит (до 70%) при низком содержании смектита (<5%). Во втором, отражающем состав пород Тима-

на и Урала, падает доля роговой обманки и граната, но растет доля эпидота (до 30%), а среди глинистых минералов уменьшается количество иллита и увеличивается смектита (до 30%).

В районе дельты Волги в глинистом веществе аллювия преобладает иллит, отмечено максимальное содержание смектита и повышенное каолинита, т. е. его состав близок к составу отложений водосборов Камы. Выносы Терека и Сулака отличаются повышенной концентрацией иллита и хлорита и пониженной смектита. Реки южного Дагестана и Самур, непосредственно впадающие в Средний Каспий, поставляют минимальное количество смектита и максимальное количество иллита и хлорита (таблица).

Корреляция между мелководными и глубоководными осадками Каспийского моря. Представленные выше данные о стратиграфии и результаты анализа минералогического состава мелководных и глубоководных отложений Северного и Среднего Каспия дают основание для их следующего возрастного сопоставления. Особый интерес в рамках рассматриваемой проблемы представляет соотношение верхне- и нижнелхвалыньских слоев. Нами установлено, что по данным AMS ^{14}C -датирования мелководных осадков, вскрытых скважинами на шельфе, начало мангышлакской регрессии относится приблизительно к 12 тыс. кал. л. BP [Bezrodnikh, Sorokin, 2016], а возраст подошвы верхнелхвалыньских слоев находится на уровне 18–19 тыс. кал. л. BP [Безродных и др., 2015], т. е. верхнелхвалыньская трансгрессия ограничена во времени енотаевской и мангышлакской регрессиями и протекала в период с конца LGM до молодого дриаса включительно.

Состав глинистых минералов в мангышлакских и верхнелхвалыньских отложениях характеризуется сравнимым отношением иллита к смектиту и близок к составу волжского аллювия и камской питающей провинции. Это подтверждается и высоким содержанием в осадках минералов группы эпидота (до 30–50%). Аридные климатические условия позднего и послеледниковья установлены по доминированию в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы трав и минимальному содержанию пыльцы деревьев.

Возраст основания нижней пачки нижнелхвалыньского горизонта по AMS-датированию определен в интервале 46–50 тыс. кал. л. BP (2 σ), т. е. совпадает со средневалдайским межстадиалом. В составе глинистых минералов в осадках преобладает иллит (до 50–60%), но в значительном количестве содержится смектит (15–40%), а количество хлорита преобладает над содержанием каолинита. По этому показателю осадки акватории Северного Каспия близки к шоколадным глинам Нижнего Поволжья (таблица).

В Дербентской глубоководной впадине в непрерывных разрезах залегающие под новокаспийскими слабокарбонатными, диатомово-глинистыми илами с морским комплексом диатомовых водорослей мангышлакские и верхнелхвалыньские слои уверен-

но коррелируются с аналогичными мелководными слоями. Мангышлакские илы, как и мелководные образования, отличаются максимальным содержанием кристаллического высокомагнезиального кальцита хемогенного генезиса, солоновато-пресноводным комплексом диатомовых, доминированием пыльцы травянистых растений.

Верхнехвалынские отложения в свою очередь, как и мелководные, характеризуются коричневой окраской, минимальными карбонатностью и количеством S_{org} , отсутствием диатомовых остатков, абсолютным доминированием пыльцы трав. Однако их существенное отличие заключается в составе глинистых минералов с ведущей ролью хлорита и иллита и крайне низким содержанием смектита, что свидетельствует об ином – кавказском – источнике. Считая верхнехвалынские мелководные и глубоководные осадки одновозрастными по комплексу признаков, мы полагаем, что глубоководные аналоги также накапливались в интервале 19–12 тыс. л. н. Это подтверждается результатами определения радиоуглеродного возраста в аналогичных с исследованными нами по строению и составу осадков в разрезах южной части Дербентской котловины [Boomer et al., 2005; Leroy et al., 2014; Tudrin et al., 2014].

Так, резкий переход от серых известково-глинистых мангышлакских илов, максимально обогащенных $CaCO_3$, к коричневым верхнехвалынским илам фиксируется на уровне около 10610 ± 130 ^{14}C лет ВР (около 12 тыс. кал. л. ВР). Возраст же вскрытых слабоизвестковистых (<10% $CaCO_3$) коричневых верхнехвалынских илов превышает 14 тыс. кал. л. ВР. Следовательно, трансгрессивные нижнехвалынские слои в котловине не вскрыты, а в непрерывных шельфовых разрезах это действительно более древние образования, относящиеся к средневалдайскому (молого-шекснинскому) межстадиалу.

Корреляция разрезов Черного и Каспийского морей. Послойное сопоставление изученных глубоководных разрезов бассейнов, основанное на стратиграфических и седиментологических принципах, показывает их удивительное подобие. Новочерноморско-древнечерноморские и новокаспийские осадки имеют близкий средне- и позднеголоценовый возраст моложе 8 тыс. лет ВР. Они отражают максимальное участие в осадконакоплении биогенного материала морского генезиса, обусловившего образование кокколито-глинистых, диатомово-глинистых, сапропелевых и ракушняковых слоев.

Верхненовоэвксинские и мангышлакско-верхнехвалынские осадки имеют нижнеголоцен-позднеплейстоценовый возраст в интервале от 8 до 15–18 тыс. л. н. Мангышлакские слои и верхи новоэвксинских слоев отражают развитие хемогенно-терригенного осадконакопления, приведшего к максимальному обогащению осадков кристаллическим кальцитом в Каспийском море в целом и в виде двух выраженных мощных прослоев в толще глинистых илов в Черном море, представлявшем собой изо-

лированный, пресноводный, трансгрессирующий водоем с пониженным уровнем.

Характерные для обоих морей верхне- и послеледниковые коричневые глинистые илы имеют возраст подошвы около 18–19 тыс. лет и представляют нижненовоэвксинские и верхнехвалынские отложения, образовавшиеся в результате развития чистого терригенного седиментогенеза в озерных пресноводно-солоноватоводных бассейнах с близким к минимальному уровню конца LGM и началом послеледниковья.

Данные о Манычском проливе. Связь Каспийского и Черного морей в плейстоцене осуществлялась через Манычский пролив с порогом, современная высота которого у Зунда-Толга составляет 26 м. В позднечетвертичное время он превышался 3 раза во время позднехазарской, гирканской и раннехвалынской трансгрессий Каспийского моря со стоком вод в черноморские водоемы [Попов, 1980; Федоров, 1978; Свиточ, Янина, 1997]. Это определяется по распространению соответствующих отложений с каспийской фауной западнее порога и по ее проникновению в Черное море. Т.А. Янина на основании иного толкования верхнехвалынской толщи северокаспийского шельфа (отнесения ее большей части к нижнехвалынскому горизонту) придерживается точки зрения о двукратном сбросе вод раннехвалынской трансгрессии в Черноморскую котловину, последний из которых произошел в эпоху деградации ошашковского оледенения [Янина, 2012]. Во время позднехвалынской трансгрессии уровень каспийских вод не поднимался выше порога, т.е. связь между бассейнами отсутствовала.

Заключение. Изложенные материалы дают основание оценить время последней связи Каспийского и Черного морей. В соответствии с доминирующим представлением сток каспийских вод предполагается в конце ошашковского оледенения (<16 тыс. ^{14}C лет ВР). В это время происходил дренаж раннехвалынского моря от его уровня ~50 м в новоэвксинский бассейн времени минимального уровня (–100 м), что послужило причиной начала послеледниковой трансгрессии Черного моря (вариант Вселенского потопа) и накопления в нем коричневых илов, аналогичных каспийским шоколадным глинам и коричневым глубоководным илам [Cherpyga, 2007].

Однако наши результаты не подтверждают эту гипотезу. Во-первых, полученные цифры AMS радиоуглеродного датирования свидетельствуют о разном возрасте нижнехвалынских слоев шельфа Северного Каспия и новоэвксинских коричневых илов Черного моря по отношению ко времени максимума последнего оледенения и началу послеледниковой трансгрессии. Более того, новоэвксинские коричневые илы синхронизируются с верхнехвалынскими коричневыми илами впадины Среднего Каспия.

Во-вторых, вещественный состав нижнехвалынских глин и новоевксинских коричневых илов существенно различается из-за их формирования за счет разных источников. Так, во время валдайского оледенения верховья Днепра и его притоков находились в непосредственной близости от краев ледников. В осташковскую стадию (LGM) уровень Черного моря упал до минимальных отметок (–100 м), шельф превратился в обширную субаэральную равнину, а река выносила осадочный материал непосредственно на континентальный склон. Во время таяния ледника за счет размыва морен накапливались красновато-коричневые тонкодисперсные илы новоевксинского горизонта, залегающие на обширной территории Днепровского глубоководного конуса выноса и близкие им по вещественному составу. В условиях послеледникового климата и в голоцене состав терригенного материала изменился за счет повышения значения продуктов химического выветривания и почвообразования, а также увеличения доли смектитовой компоненты.

Шоколадные же глины и нижнехвалынские отложения шельфа формировались в обстановке развития крупнейшей трансгрессии в глубоководных условиях обширного шельфа за счет другого источника (породы водосборов Камы), что отразилось в высоком содержании смектитов и минералов группы эпидота.

Если бы рассматриваемые илы Черного моря образовались за счет привноса осадочного терригенного материала из раннехвалынского бассейна (как считают некоторые исследователи), то состав глинистого материала сравниваемых отложений был бы идентичным, что противоречит нашим данным. Если бы коричневые илы Среднего Каспия были одного возраста с нижнехвалынскими глинами Северного Каспия, маркером которых на суше служат шоколадные глины, то, по-видимому, состав их глинистых минералов был бы идентичен. На самом же деле они кардинально различаются, несмотря на гораздо меньшие расстояния переноса материала из Северного Каспия в Дербентскую котловину, чем между Каспийским морем и северо-западным районом Черного моря, где распространены коричневые новоевксинские илы. Можно ожидать, что глубоководные трансгрессивные нижнехвалынские илы во впадине Среднего Каспия будут иметь тот же веще-

ственный состав, что и одновозрастные им осадки Северного Каспия, так как они формировались бы за счет единого – волжского – терригенного источника. Это подтверждается близким составом глинистых минералов трансгрессивных новокаспийских осадков сравниваемых областей Каспийского моря.

Кратко резюмируя изложенное, можно заключить, что коричневые новоевксинские илы и нижнехвалынские глины – разновозрастные образования и различаются по составу, источникам осадочного материала и условиям накопления. В то же время черноморские осадки одновозрастны глубоководным верхнехвалынским илам, близки им по составу и условиям образования, хотя и различаются по источникам терригенного материала.

Таким образом, гипотеза о связи раннехвалынского бассейна Каспийского моря и новоевксинского бассейна Черного моря противоречит представленным результатам выполненного нами исследования. Мы считаем, что последнее соединение Каспийского и Черного морей произошло не в конце осташковской стадии оледенения (LGM, MIS2), а в молодошесксинский межстадиал среднего валдая (MIS3) во время пока еще гипотетической сурожской трансгрессии Черного моря.

Полученные нами результаты, основанные на изучении новых керновых материалов, хорошо согласуются с представлениями П.В. Федорова и Г.И. Попова о средневалдайском возрасте нижнехвалынского горизонта и его синхронности с черноморским сурожским горизонтом. Поддерживаемая нами гипотеза, по-видимому, не решает окончательно проблему времени последней связи между Черным и Каспийским морями. Изложенная в статье доказательная база свидетельствует лишь о том, что палеогеографическая интерпретация имеет обоснованное право на существование наряду с традиционными представлениями.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания «Динамика процессов осадочного породообразования (современного и в геологическом прошлом) в различных структурно-геологических условиях и их эволюция (2016-2025)». Малакофаунистические исследования проведены при поддержке РНФ (проект № 22-27-00164 «Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях последней межледниковой эпохи»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Мамедов А.В. и др. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря // Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода. 1988, № 57. С. 28-38.
- Бадюкова Е.Н. Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 432–438.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.П. и др. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Докл. РАН. 2015. Т. 462, № 1. С. 95–99.

- Вронский В.А. Эколого-географические проблемы Каспийского моря // География и природные ресурсы. 2006. № 1. С. 31–35.

- Каган А.А., Солодухин М.А. Моренные отложения Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1971. 136 с.

- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Ильичев В.А. К вопросу о времени хвалынской трансгрессии Каспия (по материалам радиоуглеродных датировок) // Палеогеография отложений плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1993. С. 33–42.

Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П. и др. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 2. С. 229–233.

Логинова Н.А., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Минеральный состав морен Ржевского Поволжья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 11. С. 29–36.

Лопатина Д.А., Пирумова Л.Г., Сорокин В.М. Диатомовая флора из верхнечетвертичных осадков Каспийского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 1. С. 15–26.

Менабде И.В., Свиточ А.А. О характере соединения Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // Каспийское море, вопросы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. С. 34–41.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С. и др. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 2. С. 99–124.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 267 с.

Свиточ А.А. Корреляция природных событий позднего плейстоцена (метод палеогеографических реперов) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. С. 97–127.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 264 с.

Сорокин В.М., Чернышова М.Б. Позднечетвертичные изменения климата по данным изучения осадков Каспийского моря // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 6. С. 24–29.

Сорокин В.М., Лукиша В.Л., Пирумова Л.Г., Соколов В.Н. О позднечетвертичных диатомовых осадках Черного моря // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 5. С. 113–118.

Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Минералогические провинции древнеледниковой области Русской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2004. № 2. С. 42–47.

Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Минералогические провинции ледниковых отложений в связи с литологической корреляцией // Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М.: МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, 2013. С. 33–36.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

Чернышова М.Б., Сорокин В.М. Сравнение палинологических характеристик позднечетвертичных осадков Средиземного и Черного морей // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 2. С. 118–120.

Шербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 212 с.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.

Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts

according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quaternary Internat. 2016. N 409. P. 81–87.

Bahr A., Lamy F., Arz H. et al. Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea // Marine Geol. 2005. Vol. 214. P. 309–322.

Bahr A., Arz H.W., Lamy F., Wefer G. Late glacial to Holocene paleo environmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells. Earth Planet // Sci. Lett. 2006. Vol. 241. P. 863–875.

Bezrodnikh Y.P., Sorokin V.M. On the age of the Mangyshlakian deposits of the northern Caspian sea // Quaternary Res. Academ. Press. 2016. Vol. 85, N 2. P. 245–254.

Boomer I., Grafenstein von U., Guichard F., Bieda S. Modern and Holocene sublittoral ostracod assemblages (Crustacea) from the Caspian Sea: A unique brackish, deep-water environment // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2005. Vol. 225. P. 173–186.

Chepalyga A.L. The late glacial flood in the Ponto-Caspian basin // The Black Sea flood question: Changes in coastline, climate and human settlement. Dordrecht: Springer, 2007. P. 119–148.

Dolukhanov P.M., Chepalyga A.L., Lavrentiev N.V. The Khvalynian transgressions and early human settlement in the Caspian basin // Quaternary Internat. 2010. Vol. 225. P. 152–159.

Kroonenberg S.B., Rusakov G.V., Svitoch A.A. The wandering of the Volga delta: a response to rapid Caspian sea-level change // Sediment. Geol. 1997. Vol. 107. P. 189–209.

Leroy S.A.G., Lopez-Merino L., Tudryn A. et al. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in and around the middle Caspian basin as reconstructed from a deep-sea core // Quaternary Sci. Rev. 2014. Vol. 101. P. 91–110.

Major C.O., Goldstein S.L., Ryan W.B.F. et al. The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance // Quaternary Sci. Rev. 2006. Vol. 25. P. 2031–2047.

Ryan W.B.F., Major C., Lericolais G., Goldstein S. Catastrophic flooding of the Black Sea // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. Vol. 31, N 1. P. 525–554.

Sorokin V.M., Yanina T.A., Bezrodnikh Yu. P., Romanuk B.F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (Upper Pleistocene) in the Caspian Sea // Quaternary Internat. 2018. Vol. 465. P. 152–157.

Sorokin V., Yanina T., Guilderson T. et al. Age of the Khvalynian deposits of the Northern Caspian Sea according to AMS ^{14}C dating // Materials of IGCP 610 Second Plenary Meeting and Field Trip. Baku, 2014. P. 135–137.

Tudryn A., Giannesini P., Guichard F. et al. The role of iron minerals in laminae formation in Late Pleistocene sediments of the Caspian Sea // Quaternary Internat. 2014. Vol. 345. P. 68–76.

Tudryn A., Leroy S., Toucanne S. et al. The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian ice-sheet meltwater // Quaternary Sci. Rev. 2016. N 148. P. 29–43.

Yanina T., Sorokin V., Bezrodnikh Yu., Romanuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary Internat. 2018. Vol. 465, P. A. P. 130–141.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 550.34.013.4

ИССЛЕДОВАНИЕ ОГРАНИЧЕНИЙ И ОБЛАСТИ ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДА ОДНОРОДНЫХ ФУНКЦИЙ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Юлия Александровна Гоманюк¹, Павел Юрьевич Степанов^{2✉},
Александр Петрович Ермаков³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; seismic310@mail.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ermakal@rambler.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5894-7211>

Аннотация. Представлены результаты применения вариационного алгоритма лучевого трассирования для исследования возможностей и ограничений одного из методов решения обратной кинематической задачи сейсморазведки — метода однородных функций, разработанного на кафедре сейсмометрии и геоакустики МГУ имени М.В. Ломоносова. В результате расчетов на синтетических моделях и полевом материале сделаны выводы о разведочных возможностях и областях применения метода однородных функций. На модельных примерах показано, что метод однородных функций дает корректные результаты только для простых сред — вертикально-неоднородных или слоистых со слабонаклоненными границами, а складки или включения он позволяет восстановить только на качественном уровне. При работе с реальными полевыми данными установлено, что метод однородных функций корректно восстанавливает скоростное строение разреза до глубины 1/3–1/2 от максимальной глубины проникновения лучей. При этом на получаемых скоростных разрезах имеет смысл интерпретировать только аномалии больших размеров с контрастными значениями скорости сейсмических волн.

Ключевые слова: метод однородных функций, обратная кинематическая задача, лучевое трассирование, сейсмический луч, неоднородные среды, рефрагированные волны

Для цитирования: Гоманюк Ю.А., Степанов П.Ю., Ермаков А.П. Исследование ограничений в области применимости метода однородных функций решения обратной кинематической задачи сейсморазведки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 85–96. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-85-96

INVESTIGATION OF THE LIMITATIONS AND APPLICABILITY OF THE METHOD OF HOMOGENEOUS FUNCTIONS FOR SOLVING THE INVERSE KINEMATIC PROBLEM OF SEISMIC EXPLORATION

Julia A. Gomanyuk¹, Pavel Yu. Stepanov^{2✉}, Alexander P. Ermakov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; seismic310@mail.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ermakal@rambler.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5894-7211>

Abstract. The results of the application of the variational ray tracing algorithm to study the possibilities and limitations of one of the methods for solving the inverse kinematic problem of seismic exploration — the method of homogeneous functions developed at the Department of Seismometry and Geoacoustics of Moscow State University are presented. As a result of the calculations carried out on synthetic models and field material, conclusions were drawn about the exploration possibilities and areas of application of the method of homogeneous functions. Model examples show that the method of homogeneous functions gives correct results only for simple media: vertically inhomogeneous or layered with slightly inclined boundaries, and folds or inclusions can be restored only at a qualitative level. When working with real field data, the method of homogeneous functions correctly restores the velocity structure of the section to a depth of 1/3–1/2 of the maximum depth of ray penetration. At the same time, it makes sense to interpret only large anomalies with contrasting velocity values on the obtained velocity sections.

Key words: method of homogeneous functions, inverse kinematic problem, ray tracing, seismic ray, inhomogeneous media, refracted waves

For citation: Gomanyuk J.A., Stepanov P.Yu., Ermakov A.P. Investigation of the limitations and applicability of the method of homogeneous functions for solving the inverse kinematic problem of seismic exploration. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 85–96. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-85-96 (In Russ.).

Введение. При исследовании сложнопостроенных геологических сред сейсмическим методом первых вступлений (МПВ) широкое применение получил алгоритм решения обратной кинематической задачи, известный как метод однородных функций, разработанный В.Б. Пийп на кафедре сейсмометрии и геоакустики Московского университета имени М.В. Ломоносова [Пийп, 1978]. Метод однородных функций позволяет по системе встречных и нагоняющих годографов первых вступлений рефрагированных волн восстановить сейсмогеологический разрез в изолиниях скорости упругих волн (двумерное скоростное поле), по которому в дальнейшем проводится геологическая интерпретация с выделением различных геологических структур, тектонических нарушений и т. п.

Удобство использования при решении широкого круга задач инженерной и глубинной сейсморазведки, отсутствие принципиальных ограничений на используемые входные данные и полностью автоматизированный процесс решения обратной задачи, все это способствовало широкому внедрению метода однородных функций в практику российских геофизических организаций, при этом задача исследования возможностей метода однородных функций до настоящего времени не была решена в полном объеме. Классический подход к определению точности решения обратной задачи подразумевает контроль и анализ получаемых результатов с использованием точных методов решения прямой кинематической задачи как на теоретических моделях, так и на реальных полевых данных.

С этой целью в работе был использован разработанный на кафедре сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова вариационный алгоритм решения прямой кинематической задачи способом лучевого трассирования [Степанов, Гоманюк, 2022; Облогина, 1998]. Лучевое трассирование — один из основных подходов к решению прямых кинематических задач сейсморазведки. Прослеживание сейсмических лучей позволяет детально изучить характер распространения упругих волн в различных средах и с высокой точностью рассчитать время пробега волны от источника до любой точки геологической среды [Cerveny, 2001].

Таким образом, целью работы было исследование возможностей метода однородных функций с помощью реализованного авторами вариационного алгоритма лучевого трассирования. Тот факт, что подобные исследования до этого времени не проводились (за исключением нескольких простых моделей, рассмотренных в работе [Пийп, 1988]), определяет научную новизну и практическую значимость выполненной работы.

Теоретические основы метода однородных функций подробно рассмотрены в работах [Пийп, 1978, 1991; Piip, 2001]. В основе метода лежит идея двумерной аппроксимации скоростного поля не-

прерывной однородной функцией произвольной степени в освещенной сейсмическими лучами области разреза по двум встречным годографам первых вступлений. Затем осуществляется суперпозиция скоростных функций, вычисленных для разных пар встречных годографов. В сущности, этот метод — обобщение метода Герглотца–Вихерта–Чибисова для двумерных сред [Пийп, 1978]. В работах [Пийп, Ермаков, 2011; Пийп, Ефимова, 2014] рассмотрены примеры применения метода однородных функций для выделения ряда геологических обстановок и структур: разломов, соляных куполов, оползней, складчатых областей и др.

Исследование точности решения обратной кинематической задачи на теоретических моделях. Для выяснения пределов применимости и ограничений метода однородных функций алгоритм решения обратной кинематической задачи изучали на теоретических моделях сейсмических сред различной сложности. Для каждой модели была решена прямая кинематическая задача с использованием вариационного алгоритма лучевого трассирования, а затем результаты ее решения (годографы рефрагированных волн) подавались на вход программы Годограф, реализующей метод однородных функций. Затем качественно и количественно сравнивали исходную модель и скоростной разрез, полученный в результате решения обратной задачи методом однородных функций (рис. 1).

Далее для полученного в результате решения обратной задачи скоростного разреза снова решали прямую кинематическую задачу. После этого сопоставляли соответствующие годографы рефрагированных волн, на основе чего для множества моделей выявляли общие закономерности, определяющие возможности метода однородных функций (рис. 1).

Результаты исследований и их обсуждение. *Модель вертикально-неоднородной среды* с контрастной границей второго рода представлена на рис. 2, а. Вертикально-неоднородная среда со скоростным законом $V = V(z)$ — одна из базовых моделей сред в сейсморазведке. Именно поэтому она была выбрана в качестве первой модели для расчетов, а также в качестве начальной модели для построения более сложных моделей сейсмических сред.

На разрезе, полученном в результате решения обратной задачи в программе Годограф, так же, как и на исходной модели, довольно четко прослеживается зона смены градиентов на глубине около 50 м (рис. 2, а). Величины градиентов в скоростном поле, восстановленном методом однородных функций, соответствуют градиентам исходной модели. Максимальная глубина полученной модели составляет 267 м. В краевых частях модели проявляются незначительные скоростные неоднородности. На рис. 2, б представлена разность исходного и восстановленного методом однородных функций скоростных полей (поле невязки значений скорости). Как видно на этом рисунке, скоростная невязка составляет несколько

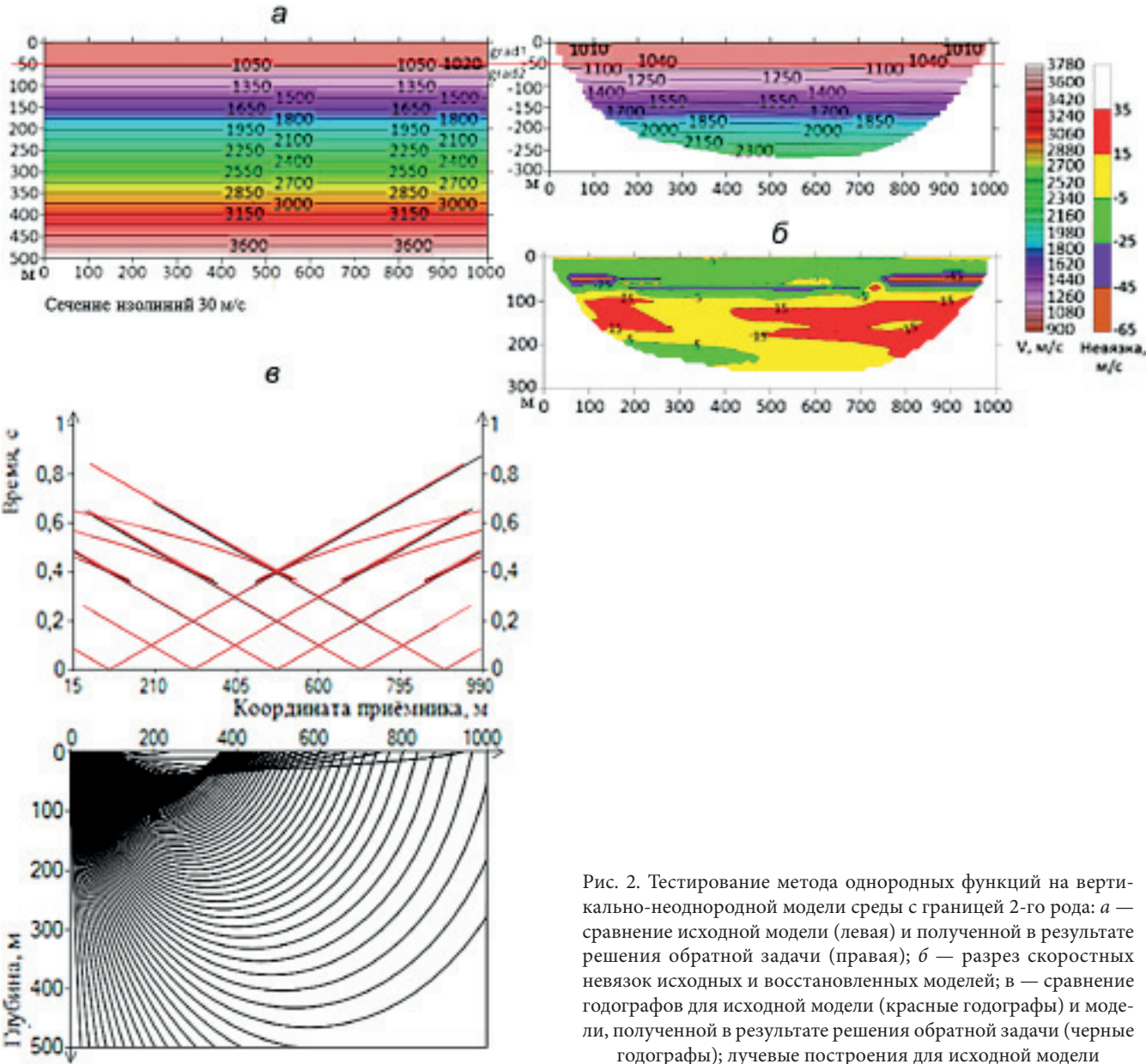


Рис. 2. Тестирование метода однородных функций на вертикально-неоднородной модели среды с границей 2-го рода: а — сравнение исходной модели (левая) и полученной в результате решения обратной задачи (правая); б — разрез скоростных невязок исходных и восстановленных моделей; в — сравнение годографов для исходной модели (красные годографы) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (черные годографы); лучевые построения для исходной модели

десятков метров в секунду, в некоторых частях модели достигая 50–60 м/с (рис. 2, б).

Годографы для обеих моделей содержат петли, появление которых объясняется поведением сейсмических лучей в области резкого изменения градиента скорости (рис. 2, в). Кроме того, наблюдается почти полное совпадение годографов, рассчитанных для исходной модели (красные годографы), и модели, полученной в результате решения обратной задачи методом однородных функций (черные годографы). В области петель можно увидеть незначительное расхождение годографов для двух моделей (рис. 2, в).

Расчеты позволили сделать вывод, что метод однородных функций для вертикально-неоднородных сред, в том числе для сред с меняющимся градиентом скорости, дает возможность восстановить исходную модель среды практически без искажений.

Двумерно-неоднородная модель среды с линейным градиентом скорости по обеим координатам,

скорость в которых описывается скоростным законом

$$V(x, z) = V_0(1 + k_1x + k_2z),$$

представлена на рис. 3, а, где k_1 — горизонтальный градиент скорости (1/м); k_2 — вертикальный (1/м); x — расстояние по профилю (м). Эти скоростные зависимости описывают косослоистые среды с непрерывным скоростным законом $V(x, z)$. Задачей исследований на этом этапе было изучение двумерных моделей с различным соотношением величин горизонтального и вертикального градиентов скорости и выявление примерного соотношения вертикального и горизонтального градиентов, при превышении которого результат решения обратной задачи методом однородных функций не вполне удовлетворителен.

В модели, представленной на рис. 3, а, вертикальный градиент скорости в 3 раза превышает горизонтальный, что соответствует приблизительно

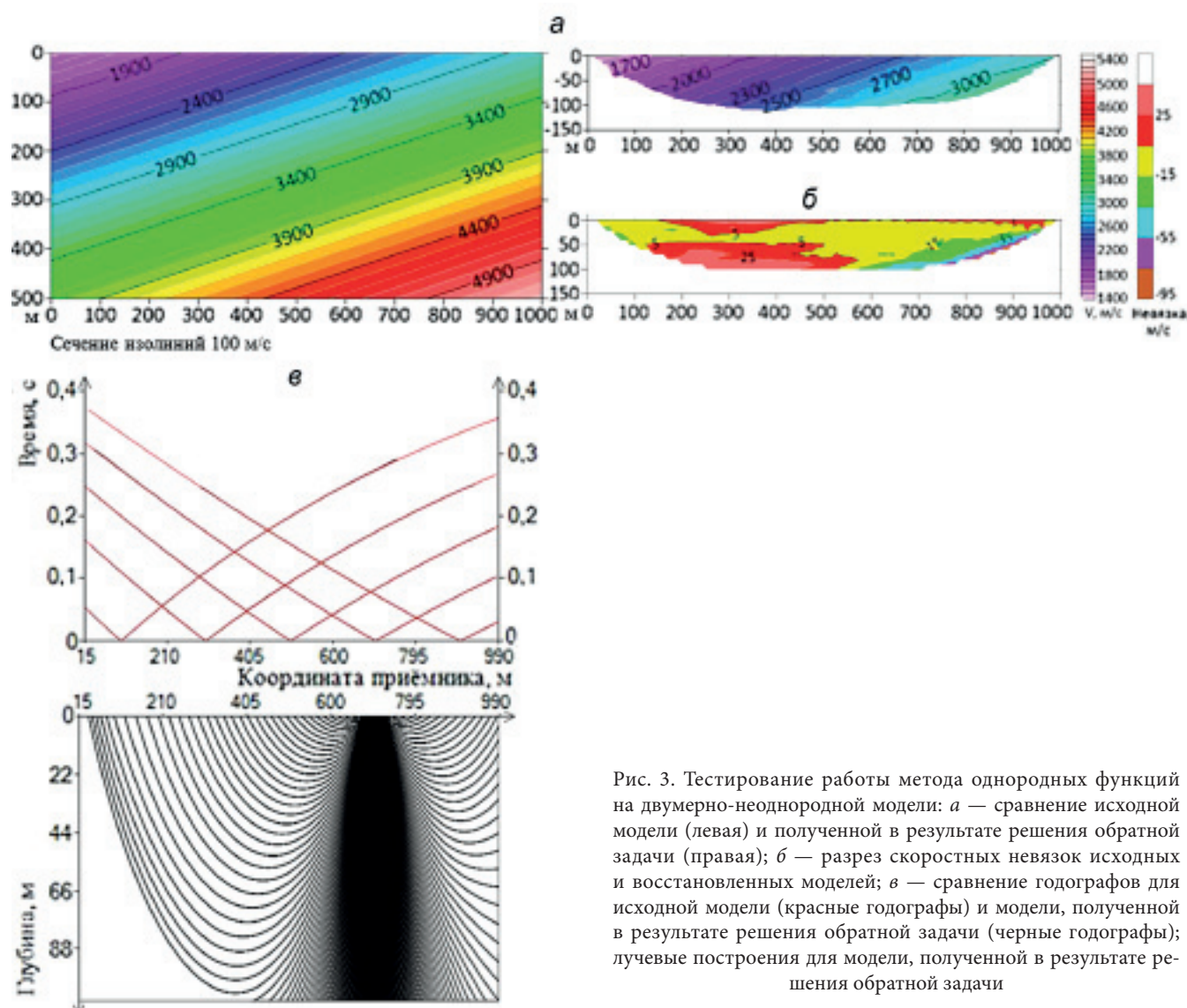


Рис. 3. Тестирование работы метода однородных функций на двумерно-неоднородной модели: а — сравнение исходной модели (левая) и полученной в результате решения обратной задачи (правая); б — разрез скоростных невязок исходных и восстановленных моделей; в — сравнение годографов для исходной модели (красные годографы) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (черные годографы); лучевые построения для модели, полученной в результате решения обратной задачи

20-градусному наклону изолиний скоростного поля (т. е. слоев горных пород в разрезе). В результате решения обратной задачи была получена двумерно-неоднородная модель с максимальной глубиной 110 м (рис. 3, а). Горизонтальный и вертикальный градиенты скорости совпадают с градиентами для исходной модели. Наблюдается незначительное искажение изолиний скорости, которое может внести ошибку в результаты решения прямой задачи от полученной модели, поэтому для решения прямых задач в большинстве случаев проводилось сглаживание методом взвешенного осреднения в скользящем окне. Максимальная невязка значений скорости исходной и полученной моделей составила 50 м/с, что можно считать хорошим результатом (рис. 3, б).

Для этой модели также наблюдается почти полное совпадение годографов, рассчитанных для исходной модели, которая задана аналитически (красные годографы), и модели, полученной в результате решения обратной задачи методом однородных функций (черные годографы) (рис. 3, в). Лучевые построения не симметричны относительно

пункта возбуждения лучей, и система годографов не симметрична относительно центра профиля, что свидетельствует о наличии в модели горизонтального градиента скорости (рис. 3, в).

Таким образом, для двумерно-неоднородной модели косослоистой среды с небольшим горизонтальным градиентом скорости метод однородных функций также позволяет восстановить исходную модель среды практически без искажений.

Затем мы рассмотрели ряд моделей, приближенно описывающих некоторые структуры, встречающиеся в реальных средах: флексуры, складки, высокоскоростные включения.

Флексура. Одна из простейших скоростных моделей, схожих с вертикально неоднородной — модель флексуры. Амплитуда флексуры в использованной нами модели составила 200 м (рис. 4, а).

Разрез, полученный в результате решения обратной задачи, представляет собой двумерно-неоднородную модель среды с глубиной до 78 м. Для удобства сравнения исходная скоростная модель здесь и далее обрезана до максимальной глубины

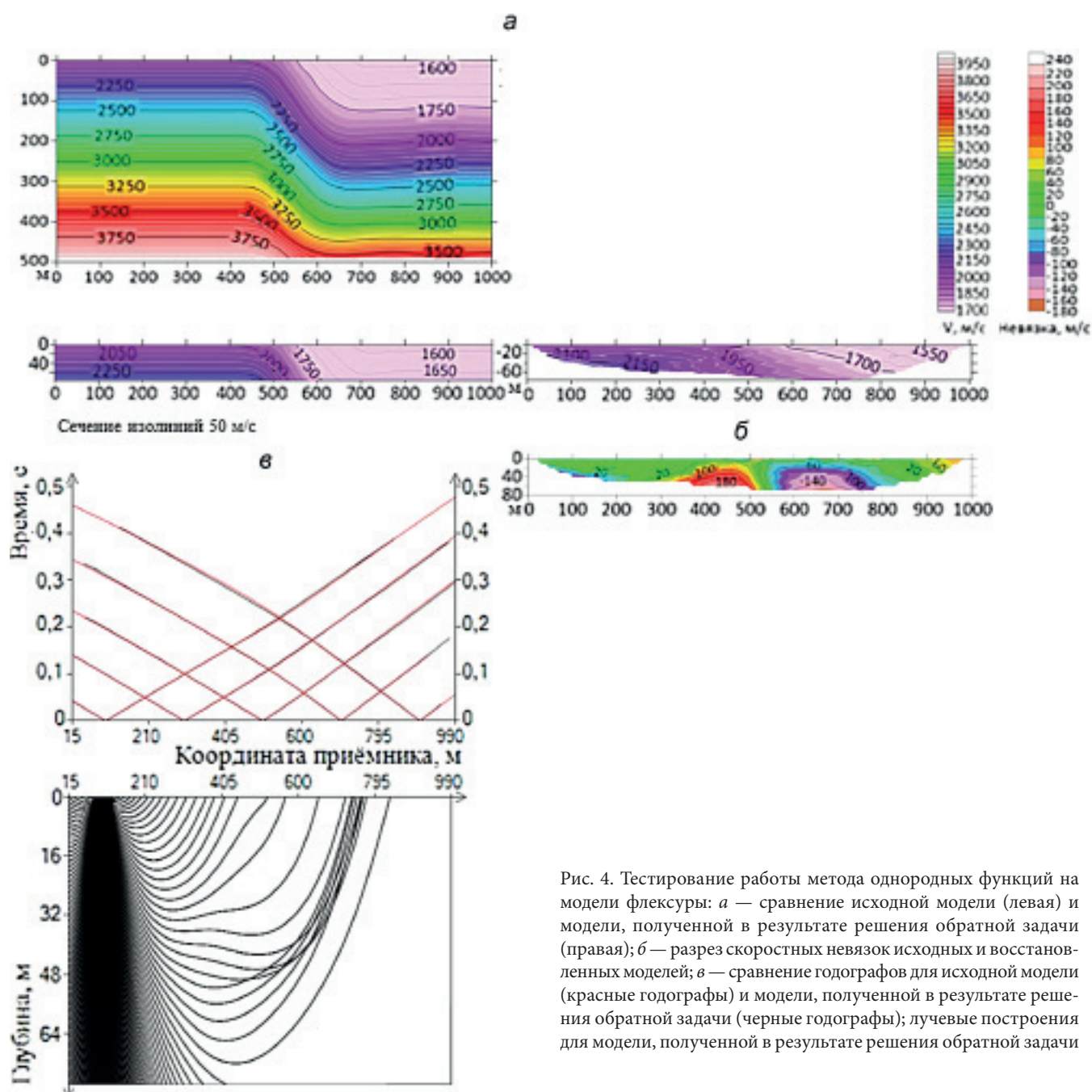


Рис. 4. Тестирование работы метода однородных функций на модели флексуры: а — сравнение исходной модели (левая) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (правая); б — разрез скоростных невязок исходных и восстановленных моделей; в — сравнение годографов для исходной модели (красные годографы) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (черные годографы); лучевые построения для модели, полученной в результате решения обратной задачи

разреза, полученного при решении обратной задачи. Степень в изолиниях на полученном при решении обратной задачи разрезе четко не прослеживается, однако в левой части разреза просматривается структура, напоминающая ступень (рис. 4, а). Градиент скорости в модели меняется слева направо и в целом соответствует градиенту исходной модели. Максимальная скоростная невязка моделей составляет 240 м/с (рис. 4, б).

Наблюдается почти полное совпадение годографов, рассчитанных по исходной модели (красные годографы), и по модели, полученной в результате решения обратной задачи (черные) (рис. 4, в). Это свидетельствует о том, что метод однородных функций для указанной модели позволяет получить

корректное решение обратной задачи с точки зрения времени пробега волн, при этом восстановить точную форму структуры при решении обратной задачи не удается.

Антиклиналь. На рис. 5, а представлена модель антиклинальной складки с амплитудой приблизительно 200 м. Скоростной разрез, полученный в результате решения обратной задачи, представляет собой модель антиклинальной складки с амплитудой около 100 м (рис. 5, а). Общий вид полученной структуры похож на исходную модель, однако скорость в ядре складки составляет около 2500 м/с, в то время как для исходной модели скорость в ядре складки около 3000 м/с, в связи с чем максимальная скоростная невязка моделей достигает 600 м/с (рис. 5, б). Для

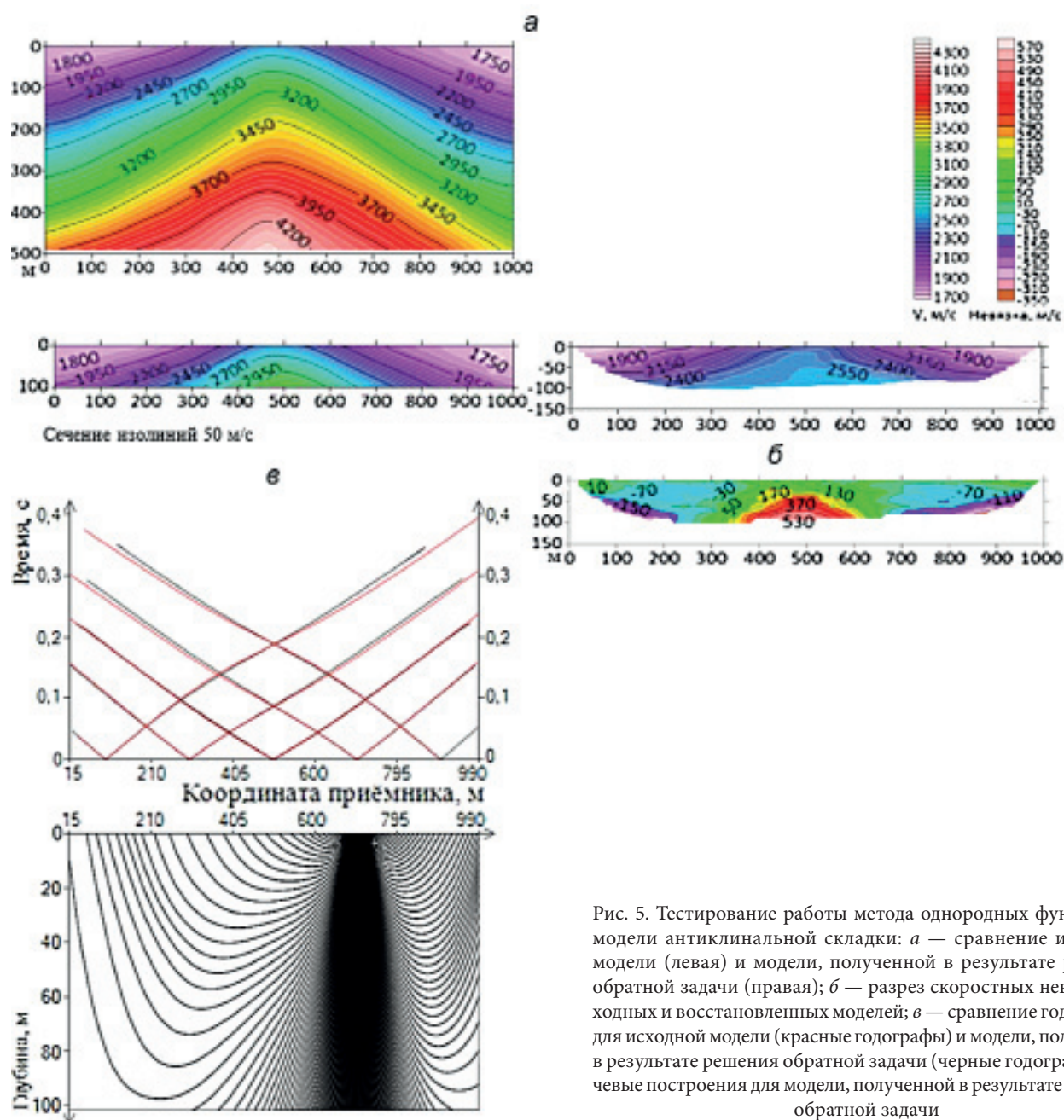


Рис. 5. Тестирование работы метода однородных функций на модели антиклинальной складки: а — сравнение исходной модели (левая) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (правая); б — разрез скоростных невязок исходных и восстановленных моделей; в — сравнение годографов для исходной модели (красные годографы) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (черные годографы); лучевые построения для модели, полученной в результате решения обратной задачи

корректного решения прямой задачи потребовалось существенно сгладить восстановленный методом однородных функций скоростной разрез. Наблюдается хорошая степень совпадения годографов для исходной и полученной программой Годограф моделей (рис. 5, в), т.е. результат решения обратной задачи методом однородных функций удовлетворительный, при этом восстановить точные свойства антиклинальной складки при решении обратной задачи не удалось.

Синклиналь. На рис. 6, а приведен пример модели синклинальной гребневидной складки. Амплитуда складки составляет около 250 м. Разрез, полученный в результате решения обратной задачи, представляет собой модель синклинальной складки амплитудой около 100 м. Глубина полученной модели 270 м (рис. 6, а). Скорость в ядре полученной

складки совпадает со скоростью в исходной модели, однако форма складки отличается от исходной — она больше напоминает сундучную (прямоугольную) складку, чем узкую гребневидную, а ширина складки приблизительно в 1,5 раза превышает ширину исходной складки. Скоростное поле под складкой представляет собой вертикально-неоднородную среду с незначительным изгибом изолиний вверх. Кроме того, в краевых частях модели возникают высокоскоростные включения. Максимальная невязка значений скорости в моделях составляет 1500 м/с (рис. 6, б).

Наблюдается не очень высокая степень совпадения годографов для исходной и полученной программой Годограф моделей (рис. 6, в). Результат решения обратной задачи методом однородных функций в этом случае не вполне удовлетворителен.

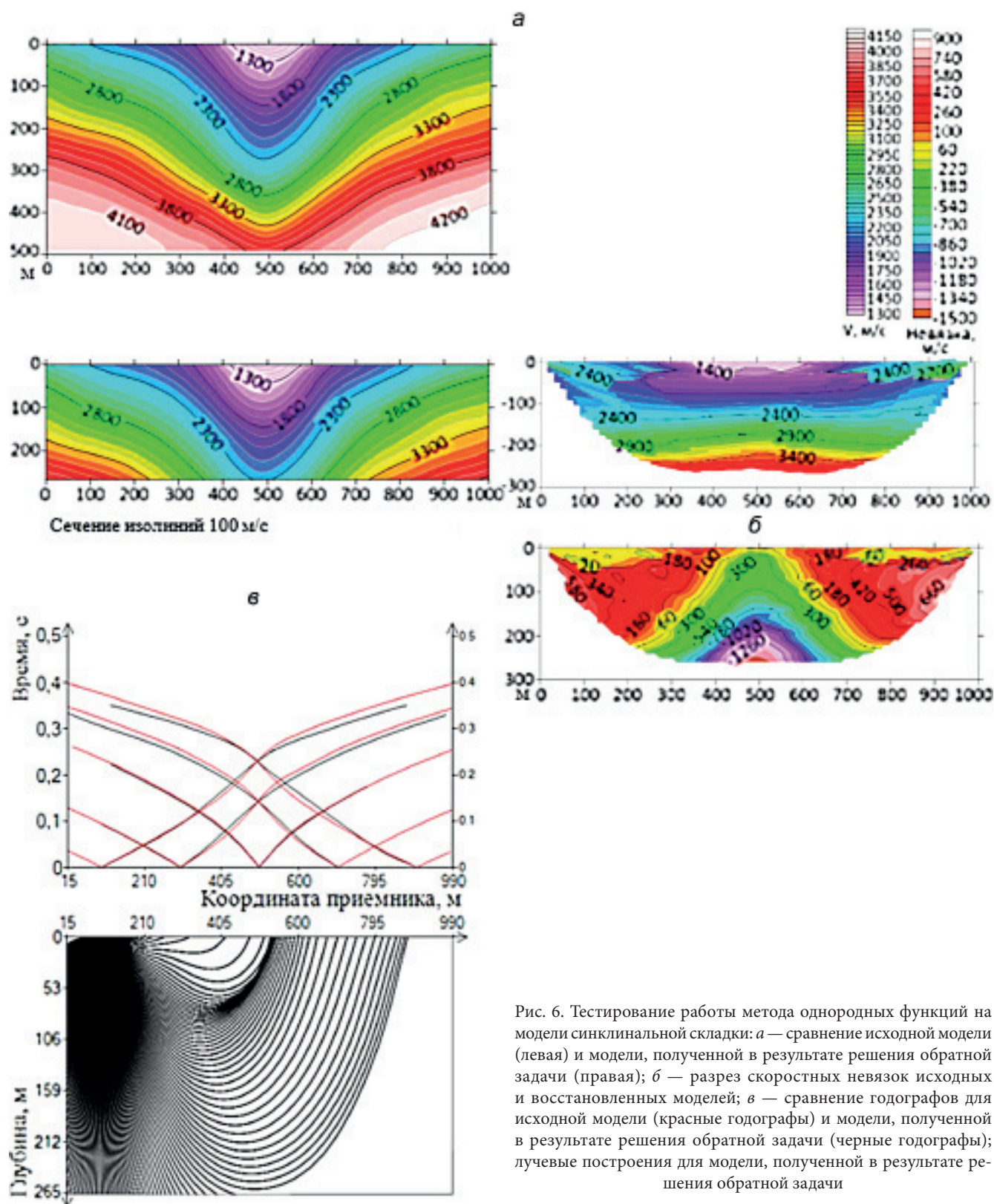


Рис. 6. Тестирование работы метода однородных функций на модели синклинальной складки: а — сравнение исходной модели (левая) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (правая); б — разрез скоростных невязок исходных и восстановленных моделей; в — сравнение годографов для исходной модели (красные годографы) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (черные годографы); лучевые построения для модели, полученной в результате решения обратной задачи

Можно сделать следующий вывод: возможность качественного решения обратной задачи методом однородных функций определяется параметрами складок — амплитудой и шириной. Узкие и высокоамплитудные складки не могут быть полноценно восстановлены при решении обратной задачи методом однородных функций, в отличие от более плавных и широких складок.

Высокоскоростное включение. Оценим возможность решения обратной задачи методом однородных функций для модели с высокоскоростным включением, которое может соответствовать интрузивному образованию или участку уплотнения пород.

На рис. 7, а приведен пример модели с высокоскоростным включением. Размеры включения при-

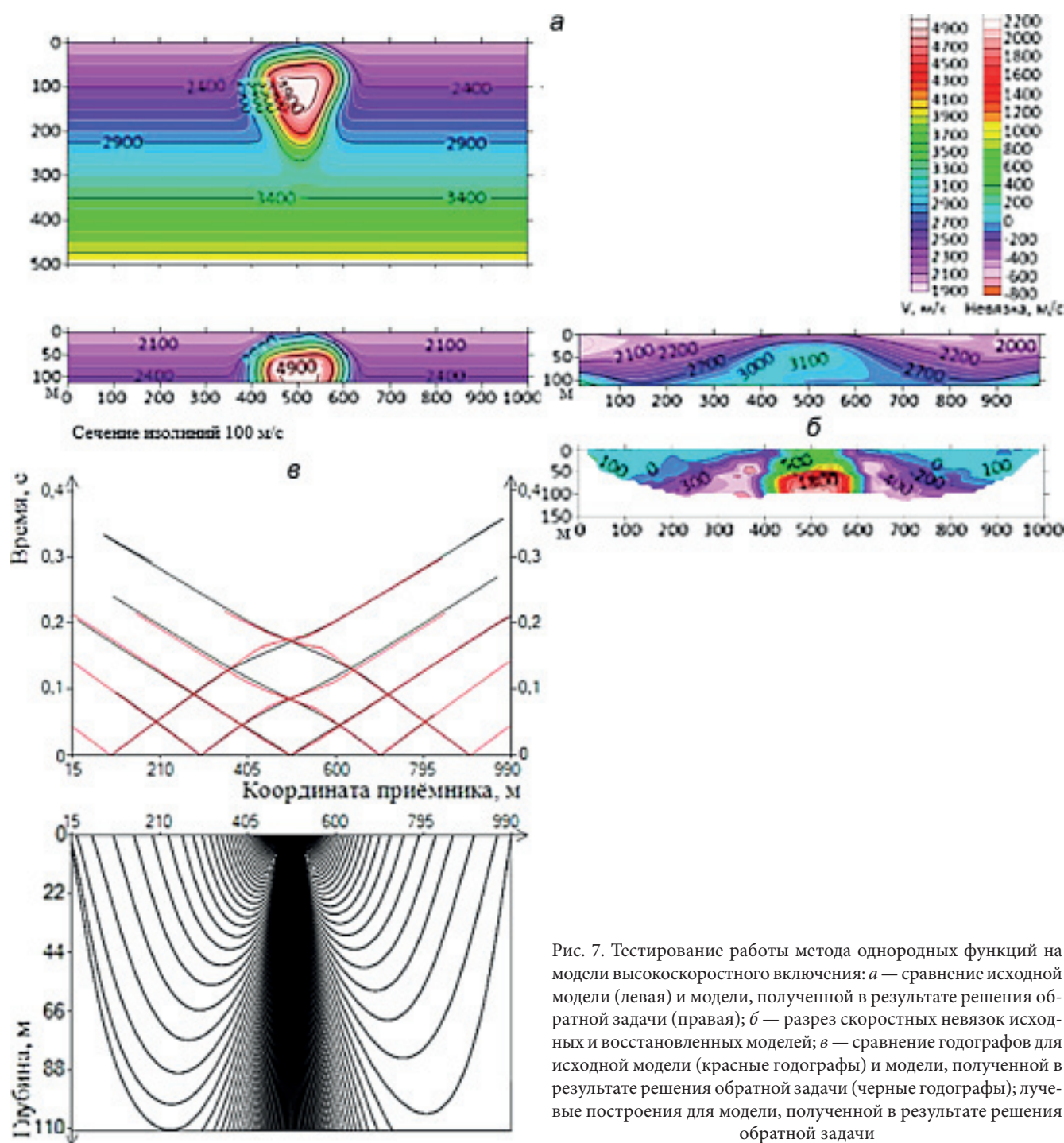


Рис. 7. Тестирование работы метода однородных функций на модели высокоскоростного включения: а — сравнение исходной модели (левая) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (правая); б — разрез скоростных невязок исходных и восстановленных моделей; в — сравнение годографов для исходной модели (красные годографы) и модели, полученной в результате решения обратной задачи (черные годографы); лучевые построения для модели, полученной в результате решения обратной задачи

близительно 250×300 м, скорость распространения упругих волн во включении составляет 5000 м/с при скорости во вмещающих породах 2500 м/с. Это включение может описывать интрузивное образование.

Скоростной разрез глубиной 110 м, полученный в результате решения обратной задачи, представляет собой модель, напоминающую синклиналию складку амплитудой около 100 м (рис. 7, а). При этом в центральной части складки наблюдается замкнутая высокоскоростная структура. Значение скорости в пределах этой структуры составляет 3000 м/с и значительно отличается от скорости (5000 м/с) в

изначально заданном включении. Для корректного решения прямой задачи потребовалось существенно сгладить восстановленный методом однородных функций скоростной разрез. Максимальная невязка значений скорости в моделях составляет 2200 м/с (рис. 7, б).

Наблюдается удовлетворительная степень совпадения годографов для исходной и полученной в результате решения обратной задачи моделей (рис. 7, в). Однако выявить высокоскоростное включение и правильно восстановить в пределах него скорость с помощью метода однородных функций не удается.

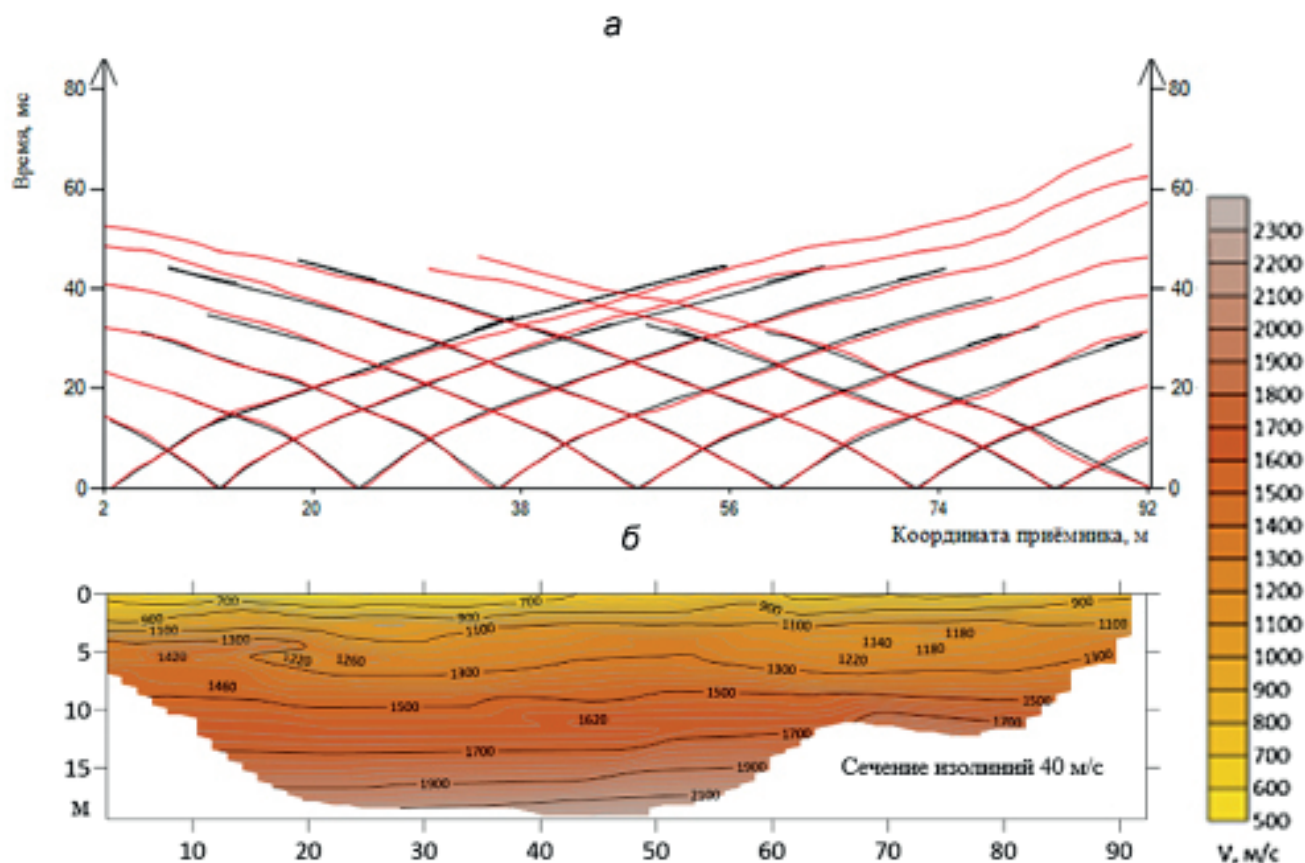


Рис. 8. Сравнение синтетических (черные) и полевых (красные) годографов для профиля 1 (а) и скоростной разрез по профилю 1 (б)

Таким образом, во-первых, метод однородных функций позволяет успешно решить обратную задачу для вертикально-неоднородных сред, а также двумерно-неоднородных сред с горизонтальными градиентами скорости, не превышающими вертикальные (при наклоне изолиний скорости не более 45°); во-вторых, метод однородных функций не позволяет полноценно восстанавливать высокоскоростные включения. На качественном уровне решается задача «обнаружения» объекта, но не более того; в-третьих, метод однородных функций позволяет восстановить складки или включения только на качественном уровне. Количественные характеристики, а иногда и форма структуры восстанавливаются некорректно.

Исследование точности решения обратной кинематической задачи методом однородных функций на полевых данных. В дополнение к исследованиям на теоретических моделях возможности метода однородных функций исследованы нами на реальных полевых данных МПВ. По скоростным разрезам, восстановленным методом однородных функций, решали прямую задачу способом лучевого трассирования, а затем проводили сравнение полевых годографов и годографов, полученных в результате решения прямой задачи.

Район исследований расположен на Крымском п-ове в г. Севастополь. На участке работ пробурено

15 инженерно-геологических скважин с максимальной глубиной забоя 18 м. По данным бурения скважин охарактеризовано инженерно-геологическое строение участка строительства.

Геологический разрез исследуемого участка работ представлен верхнемиоценовыми отложениями нижнего неогена (сарматский ярус, средний горизонт N_1S_2) — переслаиванием органогенно-хемогенных известняков, имеющих различную степень прочности, и глин. Сарматские отложения перекрыты техногенными грунтами мощностью до 3 м.

Профиль 1. Скоростной разрез описывает практически вертикально-неоднородную среду с несколькими аномалиями, выделяющимися на разрезе в виде замкнутых структур и изгибов в изолиниях скорости (рис. 8, б). Скорость продольных волн в модели изменяется от 500 до 2300 м/с. Максимальная глубина восстановленной скоростной модели составляет 19 м, длина профиля 92 м. В правой части профиля глубинность исследования уменьшается почти в 2 раза по сравнению с центральной частью. Пункты возбуждения расположены вдоль профиля на пикетах 0, 12, 24, 36, 48, 60, 72, 84, 94 м.

Сравнение полевых годографов и годографов, полученных в результате решения прямой кинематической задачи по этому скоростному полю, позволяет сделать следующие выводы (рис. 8, а):

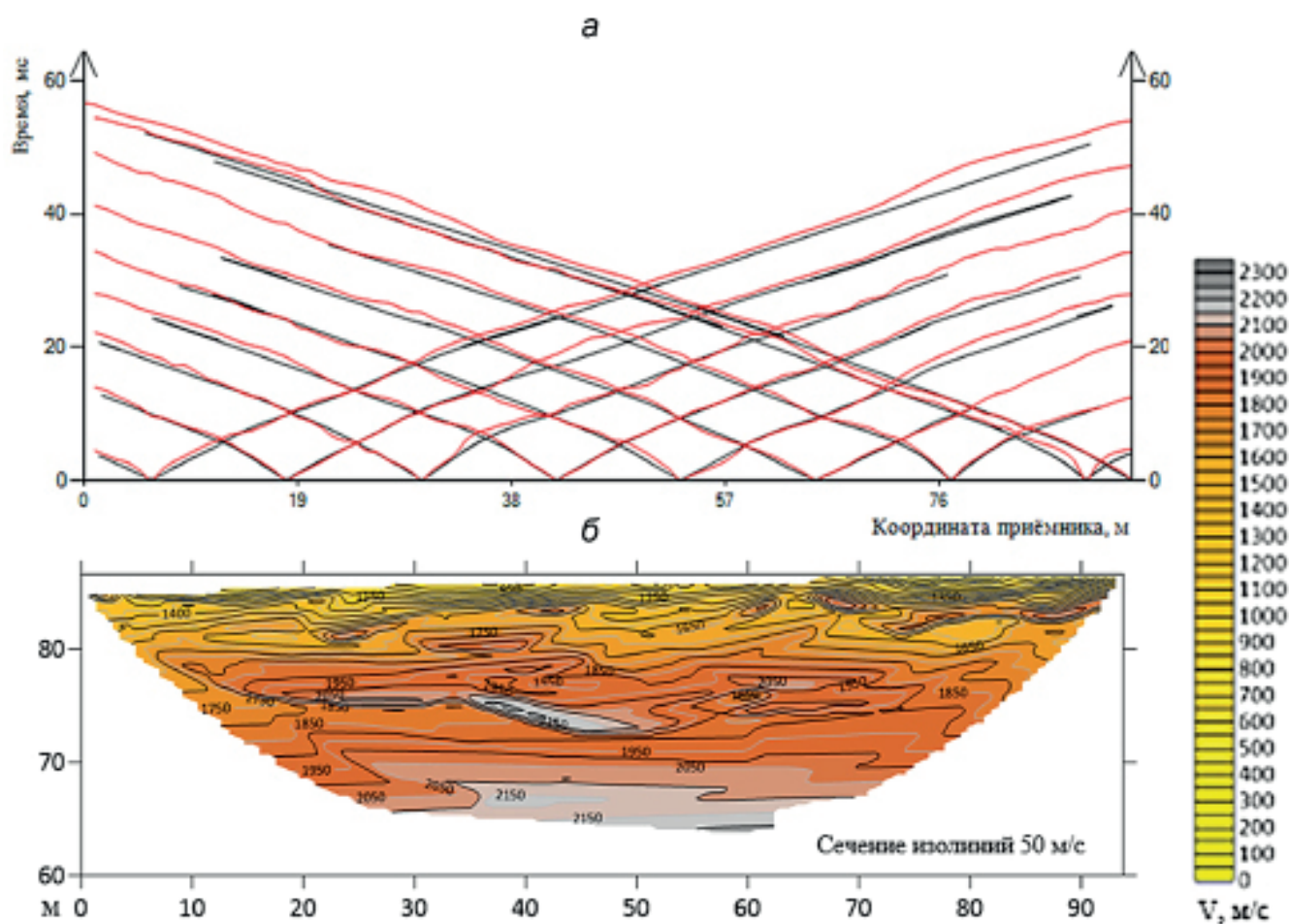


Рис. 9. Сравнение синтетических (черные) и полевых (красные) годографов для профиля 2 (а) и скоростной разрез по профилю 2 (б)

– до глубины около 8–10 м наблюдается почти полное совпадение полевых и синтетических годографов;

– на большей глубине наблюдается незначительное расхождение годографов;

– в целом наблюдается хорошее совпадение годографов. Таким образом, метод однородных функций для этого скоростного поля дает вполне корректное решение.

Обратим внимание на особенности лучевых построений: наличие скоростных неоднородностей в левой и правой частях профиля приводит к возникновению сгущений и петель на лучевых построениях, как следствие синтетические годографы также содержат петли, которых не было на полевых годографах.

Профиль 2. Сейсмический разрез в изолиниях скоростей распространения продольных волн получен в результате работ по другому профилю на том же участке (рис. 9, б). Скоростная модель представляет собой сложный набор замкнутых структур и изгибов изолиний скорости. Скорость продольных волн в модели изменяется от 600 до 2300 м/с. Максимальная глубина разреза составляет 23 м, длина профиля 92 м. Шаг пунктов возбуждения вдоль профиля 6 м. В верхней части модели на глубине

до 5 м выделяется слой с повышенным градиентом скорости (рис. 9, б). Анализ годографов и значений скорости позволяет предположить, что скоростные аномалии на этом разрезе могут быть связаны с формой годографов, поданных на вход программе решения обратной кинематической задачи: годографы содержат изломы, из-за которых и возникают неоднородности в восстановленном скоростном поле.

При расчете лучей в процессе решения прямой кинематической задачи для этой модели применяли сглаживание исходных данных, однако, несмотря на это, в скоростном поле частично сохранились скоростные неоднородности, поэтому на лучевых построениях и годографах возникли особенности в виде петель.

Сравнение полевых годографов и годографов, полученных в результате решения прямой кинематической задачи по рассматриваемому разрезу, а также анализ модели позволяет сделать следующие выводы (рис. 9, а): в целом наблюдается удовлетворительное совпадение полевых и синтетических годографов; результат решения обратной задачи методом однородных функций в данном случае не совсем удовлетворителен, так как входные данные нуждаются в значительном сглаживании. Кроме того, метод однородных функций не позволяет с до-

статочной точностью восстановить локальные аномалии скорости, т. е. высоко- или низкоскоростные включения, поэтому описывать эту модель с точки зрения наличия в верхней части разреза аномальных геологических или техногенных объектов нельзя не только по причине некорректности входных данных.

Заключение. Алгоритм вариационного решения прямой кинематической задачи был применен для исследования ограничений и области применимости метода однородных функций решения обратной кинематической задачи. В результате исследований на синтетических моделях и полевом материале выявлено, что:

- метод однородных функций дает корректные результаты для простых сред: вертикально-неоднородных, слоистых с горизонтальными или слабонаклоненными границами;

- метод позволяет восстановить складки или включения только на качественном уровне. Количественные характеристики, а иногда и форма структуры восстанавливаются некорректно;

- при работе с реальными полевыми данными, полученными в сложных сейсмогеологических условиях, метод однородных функций, как правило, корректно восстанавливает скоростное строение разреза до глубины $1/3$ – $1/2$ от максимальной глубины проникновения лучей;

- на получаемых методом однородных функций скоростных разрезах целесообразно выделять и интерпретировать как какие-либо геологические структуры только аномалии большого размера с контрастными значениями скорости сейсмических волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Облогина Т.И. Кинематическая теория сейсмических волн в неоднородных анизотропных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 6. С. 52–59.

Пийп В.Б. Способ определения разреза в изолиниях скорости по годографам рефрагированных волн // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 8. С. 65–72.

Пийп В.Б. Кинематическая интерпретация сейсмических данных в средах с переменными скоростями: Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1988.

Пийп В.Б. Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций // Физика Земли. 1991. № 10. С. 24–32.

Пийп В.Б., Ермаков А.П. Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 61–68.

Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Методы однородных функций и моделирования для восстановления геологического разреза в Тибете по годографам преломленных волн // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 96–106.

Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Математическое моделирование кинематики сейсмических волн в сложностроенных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 167–178.

Cerveny V. Seismic ray theory. 1st Edit. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. 713 p.

Piip V.B. 2D inversion of refraction traveltime curves using homogeneous functions // Geophys. Prospecting. 2001. Vol. 49. P. 461–482.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УДК 551.24.01 + 556.3.01

РОЛЬ ПРИСДВИГОВЫХ СТРУКТУР РАСТЯЖЕНИЯ В СУБВЕРТИКАЛЬНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ВОДОНАПОРНОЙ СИСТЕМЫ МОСКОВСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА

Светлана Алексеевна Глухова^{1✉}, Олег Викторович Пинигин²,
Александр Владилинвич Расторгуев³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koval.sa95@yandex.ru

² Индивидуальный предприниматель, Москва, Россия; 7178973@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alvr9@mail.ru

Аннотация. Представлены результаты исследования, в рамках которого в западной части Московской области выявлена локальная куполообразная пьезометрическая поверхность подольско-мячковского водоносного комплекса, центральная часть которой совпадает с вытянутой заболоченной впадиной. Результаты морфоструктурного и геолого-структурного анализов показывают, что впадина может иметь тектоническое происхождение. При помощи метода математического моделирования показано, что формирование купола питания подземных вод возможно только за счет наличия зоны повышенной проницаемости келловей-кимериджского водоупорного комплекса, сформированной при развитии разрывных нарушений.

Ключевые слова: тектоническая структура, Московский артезианский бассейн, область питания подземных вод

Для цитирования: Глухова С.А., Пинигин О.В., Расторгуев А.В. Роль присдвиговых структур растяжения в субвертикальной фильтрации водонапорной системы Московского артезианского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 97–109. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-97-109

THE ROLE OF SHEAR TENSION STRUCTURES IN SUBVERTICAL FILTRATION OF THE WATER DRIVE SYSTEM OF THE MOSCOW ARTESIAN BASIN

Svetlana A. Glukhova^{1✉}, Oleg V. Pinigin², Alexander V. Rastorguev³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koval.sa95@yandex.ru

² Individual entrepreneur, Moscow, Russia; 7178973@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alvr9@mail.ru

Abstract. Presents the results of a study in which a local dome-shaped piezometric surface of the Podolsko-Myachkovski aquifer complex was revealed in the western part of the Moscow region, the central part of which coincides with an elongated swampy depression. The results of morphostructural and geological-structural analyzes show that the depression may have a tectonic origin. Using the method of mathematical modeling, it is shown that the formation of a groundwater recharge dome is possible only due to the presence of a zone of increased permeability of the Callovian-Kimmeridgian waterproof complex, formed during the development of faults.

Key words: Tectonic structure, Moscow artesian basin, groundwater recharge area

For citation: Glukhova S. A., Pinigin O. V., Rastorguev A. V. The Role of Shear Tension Structures in Subvertical Filtration of the Water Drive System of the Moscow Artesian Basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 1: 97–109. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-97-109 (In Russ.).

Введение. При проведении геологоразведочных работ с целью поисков и оценки запасов подземных вод в западной части Московской области выявлена локальная куполообразная пьезометрическая поверхность подольско-мячковского водоносного комплекса. О.В. Пинигиным отмечено, что в пределах центральной части купола находится вытянутая заболоченная впадина, в границах которой расположено оз. Глубокое, самое глубокое среди озер Смоленско-Московской возвышенности.

Учитывая современные представления о том, что деформированный осадочный чехол может встречаться в любой части платформы, выдвинуто пред-

положение, в соответствии с которым впадина может иметь тектоническое (разрывное) происхождение.

В таком случае разрывные нарушения на новейшем этапе обусловили грабенообразное развитие впадины и нарушение келловей-кимериджского водоупора, отделяющего четвертичный водоносный комплекс от подольско-мячковского водоносного комплекса. Развитие ослабленной зоны могло способствовать увеличению разгрузки подземных вод из четвертичного водоносного комплекса и в результате привести к образованию куполообразной пьезометрической поверхности подольско-мячковского водоносного комплекса.

Материалы и методы исследований. В рамках работы нами выполнен морфоструктурный и геолого-структурный анализ материалов дистанционных исследований и цифровых моделей рельефа по методике М.Л. Коппа [2005] с целью выделения и установления кинематики новейших разрывов впадины.

При помощи метода математического моделирования показано, что формирование купола питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса возможно только за счет наличия зоны повышенной проницаемости келловей-кимериджского водоупорного комплекса в пределах выявленной впадины.

Обзор литературы. В последнее время активно развивается представление о преобладании горизонтальных движений в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы с начала кайнозоя по сегодняшнее время. Оказалось, что деформированный осадочный чехол может встречаться в любой части платформы непосредственно от форландов до внутренних частей (1000 км и более) и на любой глубине [Кропоткин и др., 1987]. Надежные свидетельства горизонтальных движений получены как о современных (инструментальные наблюдения), так и о древних (мезо- и макроструктурные наблюдения) напряжениях. Детальное обобщение литературных данных по этому вопросу показано в работе Ю.Г. Леонова [1997]. Субгоризонтальная ориентировка основных полей деформаций в пределах осадочного чехла платформы убедительно доказана в монографии М.Л. Коппа [2005].

Для центральной части Русской плиты (Московского региона) Н.Ю. Гущенко [Гущенко и др., 1999] проведено исследование мезоструктур в каменноугольных известняках с использованием методики компьютерной сепарации трещин по возрасту и показано, что в этом регионе широко развиты поля деформаций с субгоризонтальной ориентировкой главных осей напряжений. Установлен посткаменноугольный цикл деформирования, насчитывающий шесть фаз, при этом самый молодой парагенез трещиноватости пространственно совпадает с линеаментным рисунком рельефа и может иметь новейший (в том числе современный) возраст. Кроме того, выяснилось, что в полосе севернее долины р. Ока преобладают новейшие правосторонние сдвиговые горизонтальные перемещения, а главная ось современной деформационной фазы вблизи Москвы ориентирована субмеридионально, и только на самом юге Московского региона, ближе к Туле, она принимает субширотное направление [Сим, 2000].

Многолетние исследования показали, что более устойчивы горизонтальные перемещения вдоль разлома, тогда как вертикальный компонент перемещения подвержен частым вариациям, иногда намного превосходящим вековой тренд. Обусловлено это тем, что горизонтальный сдвиг — наиболее энергетически экономная форма перемещения континен-

тальных масс, поскольку не требует преодоления силы тяжести [Трифонов, 2001].

Здесь уместно отметить парадоксальный вывод Ю.О. Кузьмина [2014], основанный на анализе 50-летних геодезических наблюдений о том, что суперинтенсивные движения земной поверхности (5–10 см в год и более) происходят в асейсмичных регионах, в обстановке низких региональных деформаций.

Если учесть данные о преобладающей субгоризонтальной ориентировке основных осей напряжений в осадочном чехле платформы, то понятно, что главная геодинамическая роль в Московском регионе в новейшее время принадлежит тектоническому режиму сдвигания и сопровождается сложным комплексом структур, присущим сдвиговой тектонике.

Современная активность тектонических нарушений в пределах Московской синеклизы показана В.А. Манукьяном и О.В. Пинигиным [2010] на основе морфоструктурного анализа с привлечением характеристик природных и технологических параметров: пространственное и временное распределение радона и гелия в подземных водах, колебания мутности воды в эксплуатационных скважинах, деформации обсадных колонн, нестандартное поведение пьезометрических уровней водоносных горизонтов, разрывы чугунных водоводов и др.

Результаты исследований и их обсуждения.
Морфоструктурный и геолого-структурный анализы. Район исследования приурочен к Рузскому поднятию южного крыла Московской синеклизы. Фундамент сложен породами разного генезиса архейского возраста и залегает на глубине около 1,5 км. Выше залегает осадочный чехол мощностью около 1,3 км, представленный формационными комплексами верхнего докембрия, палеозоя (девон, карбон), мезозоя (юра, мел) и кайнозоя (неоплейстоцен, голоцен).

Впадина, назовем ее Тростенской, пространственно приурочена к юго-западному замыканию Клиньско-Дмитровской гряды — крупнейшей положительной структуры Смоленско-Московской возвышенности (рис. 1, А). Занимая водораздельное пространство, впадина протягивается в субмеридиональном направлении от истоков рек Малиновка и Жуковка на юге до стрелки рек Озерна и Разварня на севере (рис. 1, Б). Длина ее составляет 32 км при ширине 0,5–5,0 км. Дно впадины заболочено и имеет слабый наклон с юго-востока (абс. отм. 205 м) на северо-запад (абс. отм. 195 м).

Морфологически Тростенская впадина разделена на два сегмента гипсометрически выраженной перемычкой в районе с. Онуфриево, что позволяло ранее рассматривать ее как две отдельные несвязанные озерные котловины, в которых сегодня сохранились реликты Тростенского и Глубокого моренно-ледниковых озер. Однако в перемычке обнаружена глубокая седловина, соединяющая котловины в единую структуру.

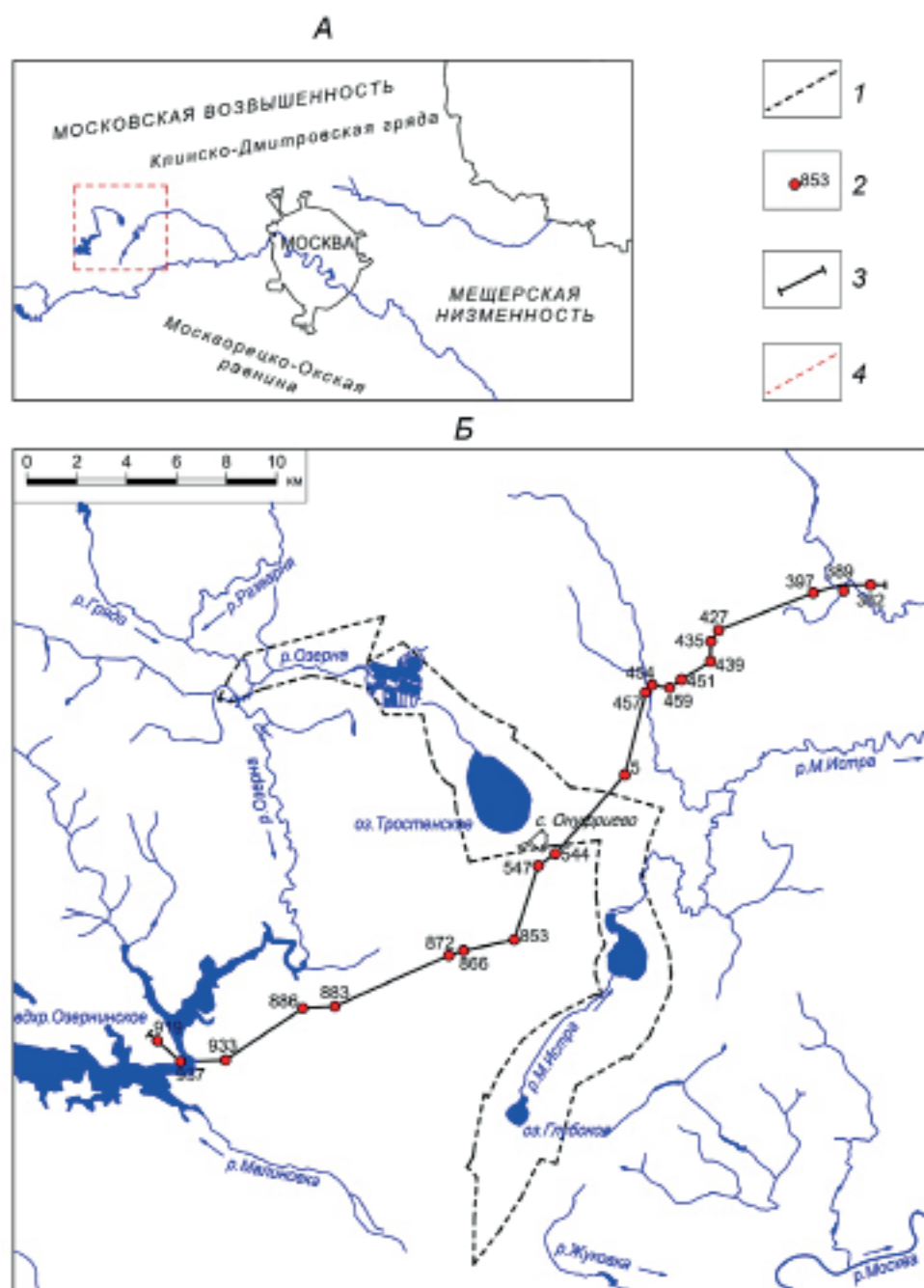


Рис. 1. Обзорная схема района исследований: А — положение района исследования в региональном плане, Б — положение Тростенской впадины в исследуемом районе: 1 — граница Тростенской впадины; 2 — скважина и ее номер; 3 — линия геолого-гидрогеологического разреза; 4 — граница района исследования (Б), также соответствует границам рис. 3–5

Отметим, что геологические условия района основательно изучены в результате бурения многочисленных картировочных и гидрогеологических скважин глубиной до 250 м, за исключением интересующей нас впадины. При геологическом картировании масштаба 1:50 000 в границах впадины было пробурено всего 3 картировочные скважины глубиной не более 30 м, что обусловлено ее заболоченностью.

Ниже представлена геолого-гидрогеологическая характеристика территории по данным исследования разреза (рис. 2). Снизу вверх выделяются: известняки протвинской свиты верхнего

подъяруса серпуховского яруса нижнего отдела каменноугольной системы мощностью до 30 м (алексинско-протвинский водоносный комплекс, C_{1al-pr}), залегающие на глубине 200–225 м. Выше находятся отложения нижнемосковского подъяруса московского яруса среднего отдела каменноугольной системы, представленные глинами верейской свиты (водоупорный верейский терригенный горизонт, C_{2vr}) мощностью до 29 м; терригенно-карбонатные отложения каширской свиты (каширский водоносный горизонт, C_{2ks}) мощностью до 50 м; глины ростиславльской толщи (водоупорный ростиславльский терригенный горизонт, C_{2rst}) мощностью до

10 м; известняки подольской и мячковской свит верхнемосковского подъяруса (подольско-мячковский водоносный комплекс, C_{2pd-mc}) общей мощностью до 57 м; фрагментарно встречаются известняки кревкинской свиты касимовского яруса верхнего отдела каменноугольной системы мощностью до 16 м (кревкинский водоносный горизонт, C_{3kr}).

При этом отложения верейской и ростиславльской толщ — основные стратиграфические маркеры и региональные водоупоры. Кровля каменноугольных отложений залегает на глубине 80–120 м, погружаясь на северо-запад. Мезозойские отложения по литолого-генетическим особенностям представлены: терригенными отложениями батского и келловейского ярусов среднего–верхнего отдела юрской системы мощностью до 25 м (бат-келловейский водоносный комплекс, J_{2bt-k}); морскими глинистыми отложениями, объединяющими келловейский, оксфордский и кимериджский ярусы среднего отдела юрской системы мощностью до 35 м (водоупорный келловей-кимериджский терригенный комплекс,

$J_{2-3k-km}$); континентально-морскими отложениями волжского ретинояруса верхнего отдела юрской и нижнего отдела меловой систем и валанжинского, готеривского и барремского ярусов нижнего отдела меловой системы мощностью до 45 м (волжско-меловой водоносный комплекс, J_{3v-K_1}). Кровля мезозойских образований залегает на глубине 20–85 м. Четвертичный комплекс (четвертичный водоносный комплекс, Q_{I-IV}) венчает разрез и представлен осадочными отложениями неоплейстоцена, главным образом ледникового происхождения, и аллювиально-озерными голоценовыми отложениями общей мощностью до 70 м.

Отметим, что полученные нами результаты геолого-структурного и морфоструктурного анализов, выполненных на основе материалов дистанционных исследований и карт цифровых моделей рельефа, предварительные, поэтому необходимо их дальнейшее детальное изучение.

Морфоструктурный анализ заключался в дешифрировании космических снимков, топографической основы и карт цифровых моделей рельефа.

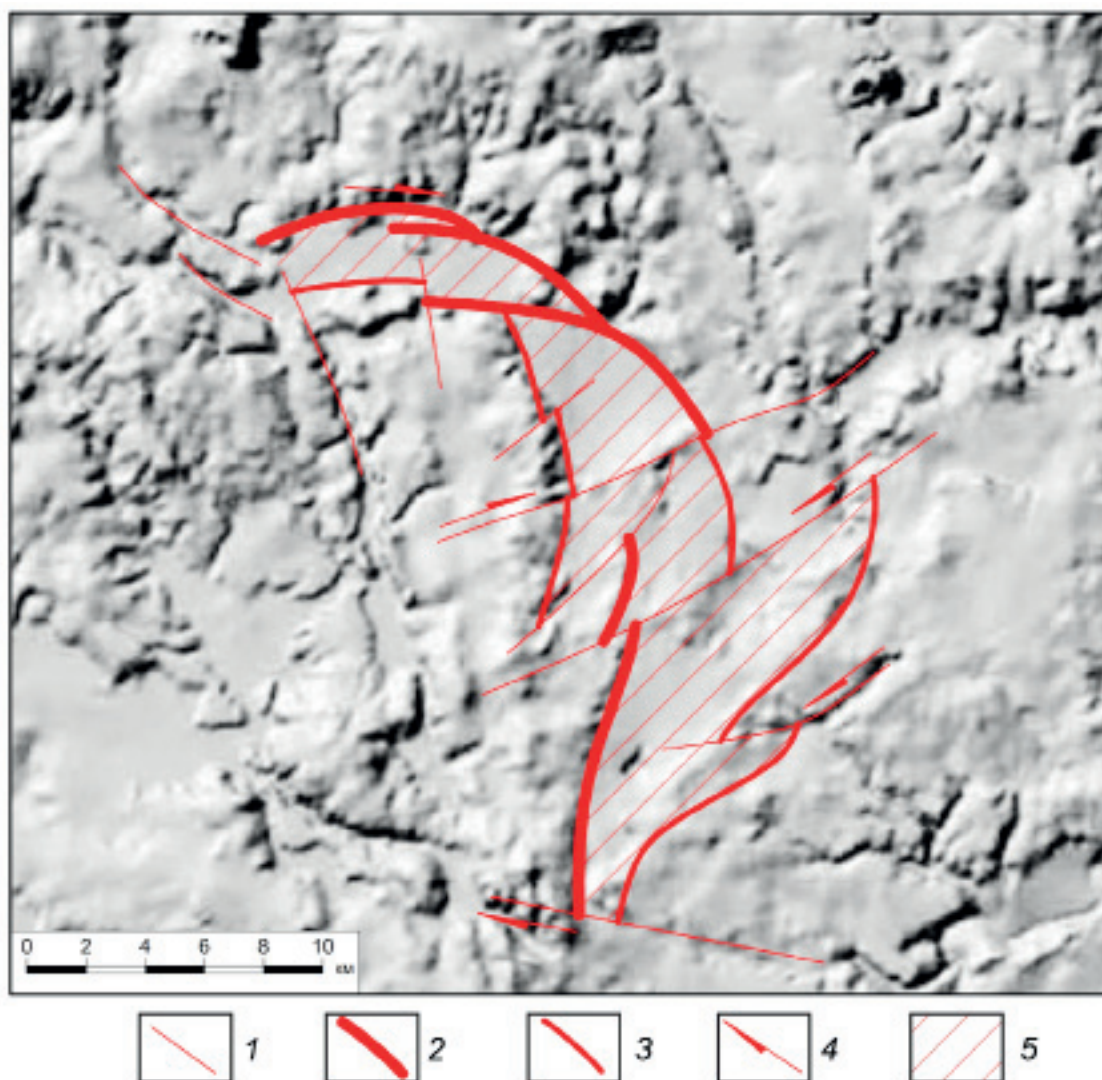


Рис. 3. Схема дешифрирования Тростенской впадины: 1 — разрывные нарушения; 2 — взброс (поднятый борт); 3 — сброс (опущенный борт); 4 — сдвиг; 5 — впадина

Если космические снимки и топографическая основа были использованы для выявления структурных элементов (линеаментов) района, то для определения кинематики выделенных линейных зон применялось дешифрирование цифровых моделей рельефа (рис. 3). При этом мы во многом придерживались методики определения кинематики разрывов на основе синтезированного дешифрирования, подробно освещенной в гл. 3 монографии М.Л. Коппа [2005].

Результаты морфоструктурного анализа показывают, что Тростенская впадина, возможно, имеет тектонические границы на всем протяжении левого и правого склонов и, кроме того, сегментирована тектоническими нарушениями северо-восточной ориентировки (рис. 3, 4).

Перемычка гипсометрически делит впадину на приблизительно равные южный и северный сегменты. Первый в южном ограничении подворачивается на восток в сторону долины р. Москва, а второй — заворачивает на запад, замыкаясь в долину р. Озерна. В плане впадина имеет Z-образную конфигурацию. Склоны сегментов впадины асимметричны. В северном сегменте восточный склон выше западного не менее чем на 30 м, а в южном — западный склон выше восточного в среднем на 30 м. В целом склоны впадины возвышаются над ее дном на 20–70 м (рис. 4).

Дугообразные ограничения впадины могут указывать на сбросовую компоненту бортовых разрывов. Такая конфигурация разрывов характерна

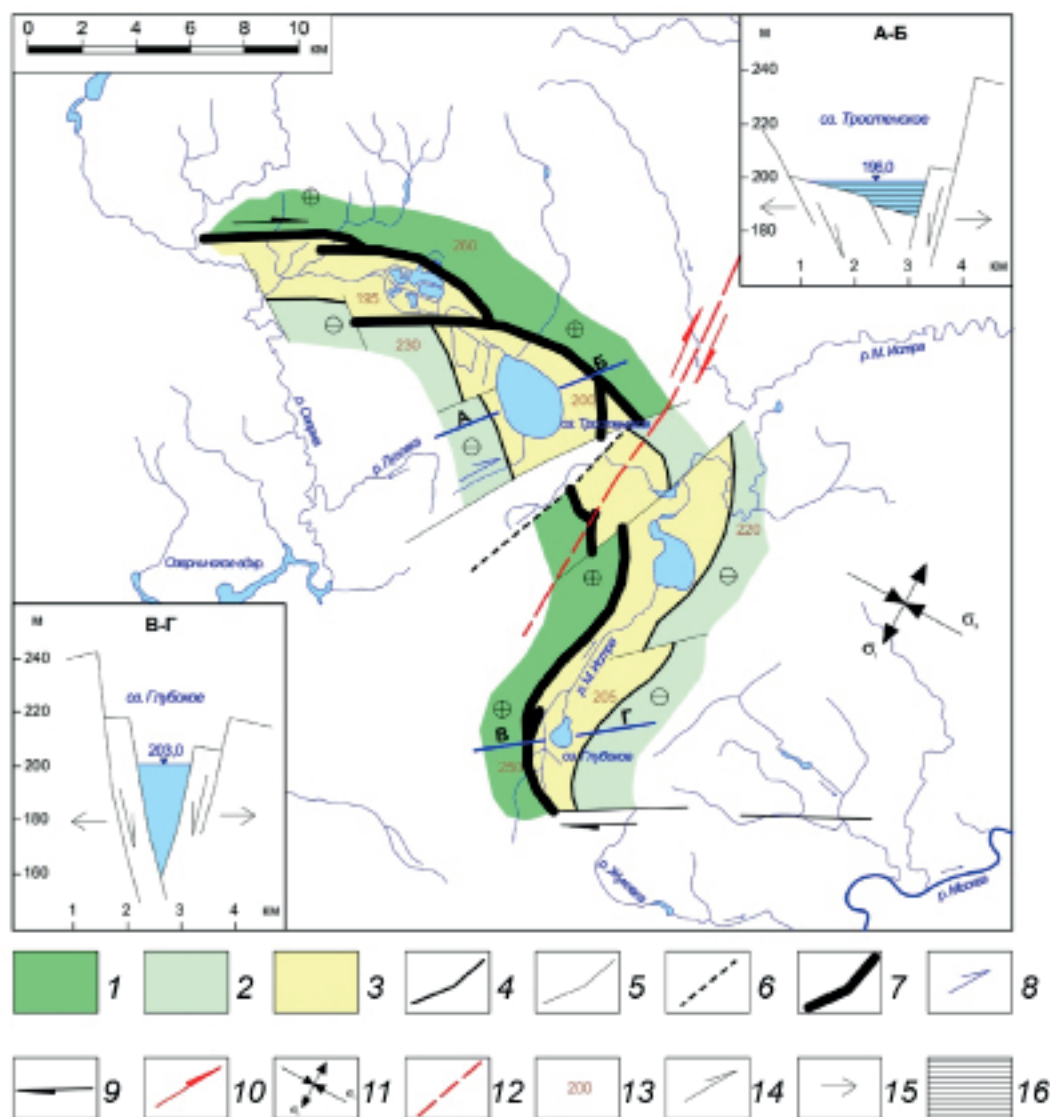


Рис. 4. Новейшая структура впадины с элементами геодинамики: 1 — граница впадины; 2 — поднятый борт впадины; 3 — опущенный борт впадины; 4 — главный бортовой разрыв; 5 — прочие разрывы; 6–8 кинематика разрывов: 6 — сброс, 7 — взброс, 8 — сдвиг; 9 — направление поверхностного сдвига; 10 — направление предполагаемого сдвига в каменноугольных отложениях; 11 — направление кинематических осей (в горизонтальной плоскости): σ_1 — максимального растяжения; σ_3 — максимального сжатия; 12 — предполагаемый тектонический разрыв в каменноугольных отложениях (показан по положению подошвы ростиславльской толщи); 13 — абс. отм. поверхности рельефа, м. На врезках — возможные варианты формирования озерных котловин: А–Б — оз. Тростенское, В–Г — оз. Глубокое; 14 — направление плоскости сместителя сброса; 15 — направление раздвига; 16 — донные отложения оз. Тростенское

для листрических сбросов континентальных рифтов, образовавшихся при явном горизонтальном растяжении [Копп, 2005]. При этом вогнутость линии разрыва направлена в сторону провисшего крыла. На сдвиговую правостороннюю горизонтальную составляющую разрывов, ограничивающих впадину, указывает их кулисное строение. Это четко видно в ограничениях поднятых бортов впадины. Разрывы, пересекающие впадину на сегменты, прямолинейны и, вероятно, имеют сдвиговую горизонтальную составляющую при субвертикальном наклоне сместителя. Их можно рассматривать как сдвиг-врезы или сдвиг-взбросы в центральной части впадины.

Правосторонний сбросо-сдвиг (?) в каменноугольных отложениях, ориентированный в северо-восточном направлении, выявлен в процессе проведения геологоразведочных работ с целью поисков и оценки запасов подземных вод в районе исследования по данным анализа структурной карты, построенной по подошве ростиславльской толщи (C_{2rst}), изучения буровых материалов и поведения магнитного поля (рис. 4).

Не вдаваясь в детали кинематики отдельных сколов и отрывов, развивающихся в зоне сдвига, отметим, что морфология Тростенской впадины подобна морфологии разрывов в осадочном чехле, полученной в результате математического моделирования простого правостороннего сдвига в фундаменте (в нашем случае в каменноугольных известняках, которые рассматриваются в качестве жесткого основания) при условии дополнительного сжатия [Ребецкий и др., 2009]. Разрывы имеют Z-образную плановую конфигурацию, сдвиг-сбросовую кинематику и изогнутую винтообразную форму вертикальной плоскости сместителя. Трещины отрыва составляют с осью сдвига угол около 35° . При этом на глубине разрывы разворачиваются в сторону оси сдвига и становятся субпараллельны сдвигу фундамента. Характерно, что в результате моделирования, так же, как и в нашем случае, наблюдается четкая асимметрия крыльев разрыва. При эволюции сдвига в приповерхностных условиях возникают растягивающие условия, приводящие к формированию присдвиговых отрывов. Подобная конфигурация структур на поверхности, сопряженная с разрывом в основании рыхлого чехла, вполне согласуется с восстановленными тектоническими напряжениями в горизонтальной плоскости, характеризующимися субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением [Сим, 2000].

Таким образом, структура интересующей нас впадины может характеризоваться как присдвиговый раздвиг или локальный грабен. Приуроченность впадины к предположительно выделенному правостороннему сдвигу, развитому в литифицированном каменноугольном основании, может быть следствием динамического влияния разлома [Шерман и др., 1983].

В пределах впадины находятся два искусственных и два естественных водоема (рис. 1). Искусственные водоемы представлены прудом у д. Раково ($1,7 \times 0,7$ км, абс. отм. уреза воды 199 м) и обводненными карьерами торфоразработок «Брикет» ($0,8 \times 2,0$ км, абс. отм. уреза воды 193 м). Естественные водоемы представлены озерами Тростенское и Глубокое. Озеро Тростенское, третье по величине среди озер Подмосковья и самое большое в пределах Смоленско-Московской возвышенности, имеет овальную форму, площадь $5,52 \text{ км}^2$, вытянуто в длину на 3,5 км при ширине 2,1 км. Глубина озера составляет 1,1 м и лишь у восточного берега в некоторых местах достигает 3 м, абс. отм. уреза воды — 196 м. В озеро впадает маленькая речка Тростенка и один ручей. Озеро служит истоком р. Озерна и имеет две террасы голоценового возраста. Озеро расположено на территории Государственного природного заказника областного значения «Тростенское озеро и его окружение» [<https://mep.mosreg.ru>], который включает в себя днище древнеозерной котловины с оз. Тростенское в центре, с болотами и руслами малых рек, а также примыкающие моренные и моренно-водно-ледниковые равнины [<http://oopt.aari.ru/>].

Оз. Глубокое — самое глубокое среди озер на Смоленско-Московской возвышенности. При скромных размерах — длина 1,2 км, ширина 0,8 км, площадь около $0,6 \text{ км}^2$ — глубина озера составляет 32–38 м. Абс. отм. уреза воды составляет 203 м. Стоки в озеро отсутствуют, из озера вытекает р. Малая Истра. В 1891 г. на озере была организована гидробиологическая станция. Известно, что с 1891 г. по настоящее время глубина озера не изменилась. Оз. Глубокое — особо охраняемая территория регионального значения [<https://mep.mosreg.ru>]. По данным информационно-аналитической системы «Особо охраняемые природные территории России» оз. Глубокое представляет собой водоем ледникового или (по другой версии) термокарстового происхождения [<http://oopt.aari.ru/>]. В июле 2017 г. нами было организовано рекогносцировочное обследование с целью замеров глубины озера. Всего пройдено 8 профилей и выполнено 112 промеров глубины с помощью эхолота. По результатам замеров средняя глубина озера составляет 2–8 м, максимальная — 33 м (рис. 5).

Котловина оз. Тростенское, вероятно, заполнена современными осадками практически на всю глубину заложения, а в котловине оз. Глубокое современные осадки отсутствуют или их ничтожно мало. Известно, что со дна оз. Глубокое (30 м) были подняты голубые глины ледникового происхождения. Мы предполагаем, что Тростенская впадина (помимо ледникового) может иметь и тектоническое происхождение. Различие условий осадконакопления в таком случае можно объяснить двумя причинами: 1) северный сектор заложился раньше южного, и осадки в котловине о. Глубокое не успели накопиться, в этом случае возраст южного сегмента может быть поздневалдайско-голоценовым или

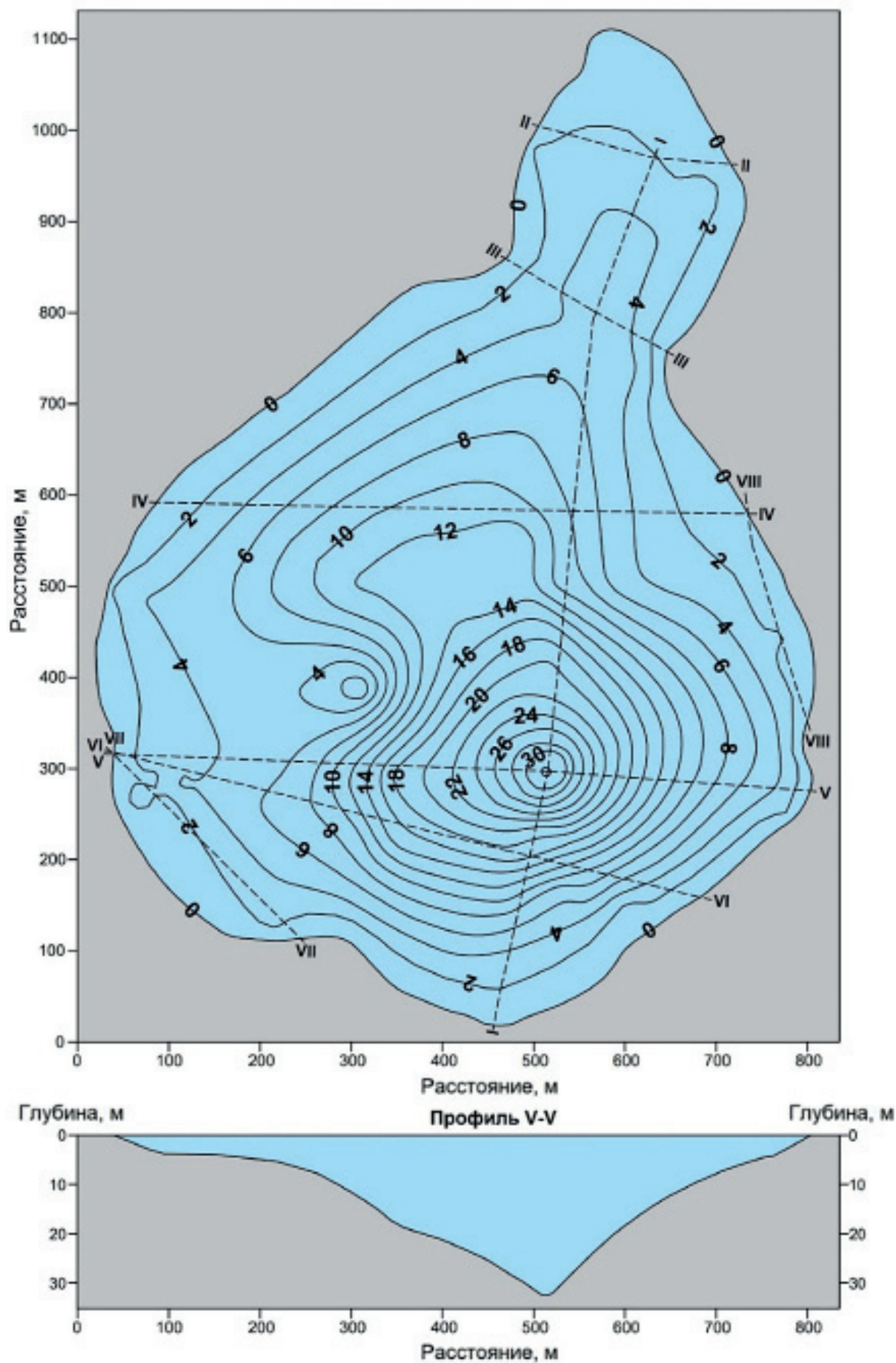


Рис. 5. Карта глубины оз. Глубокое и профиль по линии V-V

голоценовым; 2) различная интенсивность условий формирования присдвиговых растяжений в северном и южном секторах локального грабена, т. е. южная часть впадины опускается быстрее, поэтому оз. Глубокое не компенсировано осадками. Такой вариант развития секторов показан на схематических разрезах (рис. 4, А–Б и В–Г), разрывы показаны как антитетические согласно результатам аналогового моделирования структур растяжения в осадочном чехле платформ [Михайлова, 2002].

По данным бурения песчано-глинистые, предположительно аллювиально-озерные голоценовые отложения вскрыты под болотными отложениями на глубине до 30 м и, следовательно, можно предположить, что грабен заложился в позднем неоплейстоцене–голоцене и до настоящего времени погрузился минимум на 30 м, а при учете высоты бортовых обрывов — до 55–70 м.

Установление взаимосвязи между областью питания подземных вод и присдвиговой структурой растяжения при помощи метода математического моделирования. По гидрогеологическим условиям исследуемый район приурочен к центральной части Московского артезианского бассейна, в пределах которого выделяются следующие водоносные и водоупорные горизонты и комплексы: водоносный комплекс четвертичных отложений (Q_{IV}), волжско-меловой водоносный комплекс (J_3v-K_1), водоупорный келловей-кимериджский терригенный комплекс (J_3k-km), водоносный бат-келловейский терригенный комплекс ($J_{2.3}$), кревкинский водоносный горизонт (C_3kr), подольско-мячковский водоносный комплекс (C_2pd-mc), водоупорный ростиславльский терригенный горизонт (C_2rst), каширский водоносный горизонт (C_2ks), водоупорный верейский терригенный горизонт (C_2vr) и алексинско-протвинский водоносный комплекс (C_1al-pr).

При проведении геологоразведочных работ с целью поисков и оценки запасов подземных вод в 2007 г. В.А. Манукьяном была построена карта гидроизопьез подольско-мячковского водоносного комплекса и обнаружена куполообразная пьезометрическая поверхность, центральная часть которой пространственно совпадает с описанной выше Тростенской впадиной. При этом абсолютная отметка уреза воды оз. Глубокое составляет +203,7 м, а максимальная абсолютная отметка купола — +200 м. Близость уровней указывает на взаимосвязь между подольско-мячковским водоносным комплексом и вышележащим водоносным комплексом четвертичных отложений, хотя они в свою очередь разделены региональным водоупорным келловей-кимериджским терригенным комплексом. Например, подобную близость уровней можно наблюдать при наличии так называемых эрозионных окон на участках, где отсутствуют водоупорные келловей-кимериджские глины, что способствует проникновению подземных вод в нижележащие водоносные горизонты.

Возможно, формирование разрывных нарушений на новейшем этапе обусловило грабенообразное развитие Тростенской впадины и нарушение келловей-кимериджского водоупора, тем самым обеспечив разгрузку подземных вод из четвертичного водоносного комплекса в подольско-мячковский и сформировав куполообразную пьезометрическую поверхность.

При подготовке магистерской диссертации С.А. Глуховой дополнительно построена аналогичная карта гидроизопьез с использованием результатов В.А. Манукьяна и привлечением новых данных из различных технических отчетов. По конфигурации карта гидроизопьез несколько отличается от ранее построенной карты, но основная тенденция сохранилась: в центре района можно отметить наличие куполообразной пьезометрической поверхности с максимальной абсолютной отметкой +200 м и средней +190–195 м (рис. 6). При этом центральная часть купола пространственно почти совпадает с местоположением впадины.

Чтобы установить, является ли впадина областью повышенного питания подземных вод, было выполнено геофильтрационное моделирование, состоящее из двух этапов.

На первом этапе построена и откалибрована геофильтрационная модель района исследования, учитывающая повышенную проницаемость водоупорного келловей-кимериджского комплекса в пределах впадины. На втором этапе область повышенной проницаемости была исключена, чтобы проанализировать ее взаимосвязь с пьезометрической поверхностью подольско-мячковского водоносного комплекса.

Для построения геофильтрационной модели собраны, систематизированы и проанализированы различные метеорологические, гидрологические, геологические и гидрогеологические данные региональных исследований, а также материалы производственных отчетов по оценке запасов подземных вод.

Геофильтрационное моделирование выполнялось в классической версии Visual MODFLOW.

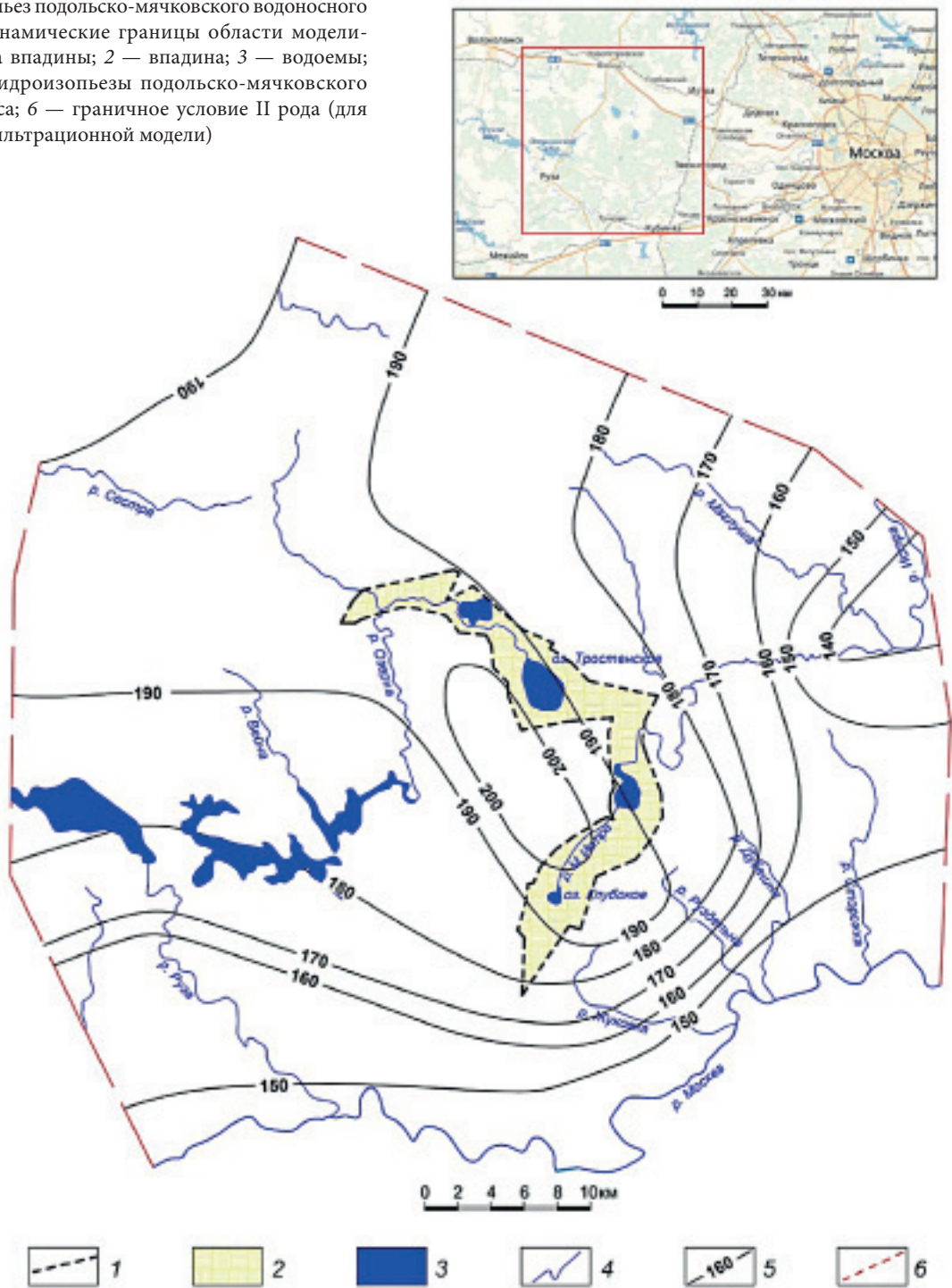
Размер области моделирования в плане составляет 3900 км^2 ($65 \times 60 \text{ км}$ по осям x и y соответственно). Размер одного блока принят равным $500 \times 500 \text{ м}$.

В модели выделено 3 расчетных слоя: 1-й слой соответствовал водоносному комплексу четвертичных отложений, 2-й слой — водоупорному келловей-кимериджскому комплексу и 3-й слой — подольско-мячковскому водоносному комплексу.

Гидродинамические границы модели следующие (рис. 6):

- на северо-западе реализовано граничное условие I рода по гидроизопьезе подольско-мячковского водоносного комплекса с абс. отм. +190 м;
- на юге граничным условием III рода служит р. Москва;

Рис. 6. Карта гидроизопьез подольско-мячковского водоносного комплекса и гидродинамические границы области моделирования: 1 — граница впадины; 2 — впадина; 3 — водоемы; 4 — водотоки; 5 — гидроизопьезы подольско-мячковского водоносного комплекса; 6 — граничное условие II рода (для геофильтрационной модели)



– западные и восточные границы проведены по линиям тока и представлены граничным условием II рода.

На модели реализована работа водозаборов подземных вод, учтенных при региональной переоценке запасов подземных вод в Московском регионе (2002), суммарной производительностью 65,1 тыс. м³/сут. Также на модели реализованы поверхностные водоемы и водотоки.

Величина инфильтрационного питания принята равной 10% от количества выпавших осадков за вычетом испарения и составила 31,7 мм/год.

Фильтрационные свойства модельных слоев охарактеризованы «эффективными» значениями коэффициента фильтрации (соответствующими преобладающему литологическому составу), они приняты на основе анализа и систематизации архивных материалов. В таблице представлены значения параметров с учетом калибровки геофильтрационной модели по уровням подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса.

В области развития впадины с учетом калибровки модели значение коэффициента фильтрации келловей-кимериджского водоупорного комплекса

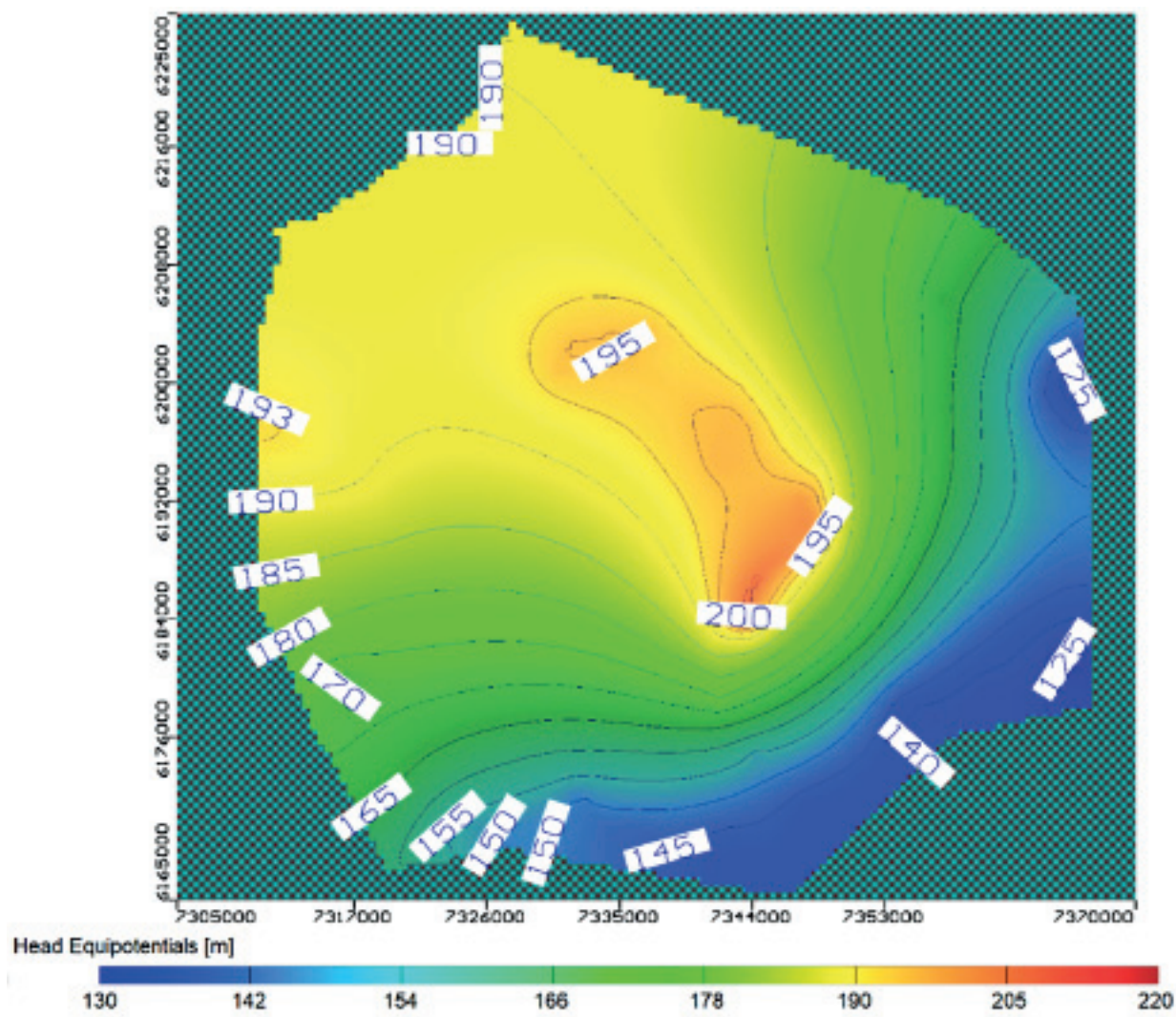


Рис. 7. Модельная карта напоров подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса с учетом впадины

составило 0,005 и 0,05 м/сут (в горизонтальном и вертикальном направлениях соответственно). Коэффициент корреляции при этом равен 0,907. Анализ графика корреляции показывает, что расчетные значения уровней подземных вод хорошо сопоставимы с фактическими данными. В центральной части области моделирования сформирована куполообразная пьезометрическая поверхность в 3-м расчетном слое с абсолютной отметкой +193–200 м (рис. 7), соответствующая построенной ранее карте гидроизопъез (рис. 6).

На втором этапе моделирования из модели была исключена область повышенной проницаемости келловей-кимериджского водоупорного комплекса и реализовано значение коэффициента фильтрации, как и на всей области моделирования (таблица). При этом значение коэффициента корреляции модели снизилось до 0,774, а куполообразная пьезометрическая поверхность не сформировалась (рис. 8).

Таким образом, результаты геофильтрационного моделирования показывают взаимосвязь между формированием зоны повышенной проницаемости и областью питания подземных вод.

Фильтрационные свойства модельных слоев			
№ слоя	Водоносный/водоупорный комплекс	Литологический состав	Коэффициент фильтрации, м/сут
1	Четвертичный водоносный	суглинки, пески	0,4
2	Келловей-кимериджский водоупорный	глины	$5 \cdot 10^{-7}$
3	Подольско-мячковский водоносный	известняки, доломиты	3

Возможно, что подобные тектонические структуры представляют собой локальные области питания подземных вод, тем самым влияют на балансовую структуру потока. Предполагаемое наличие области повышенной проницаемости в водоупорных отложениях обуславливает возможность проникновения загрязнения в водоносный горизонт.

Закключение. Выполненный структурный анализ показывает, что Тростенская впадина, возможно, имеет тектоническое происхождение и представляет собой структуру растяжения, приуроченную к

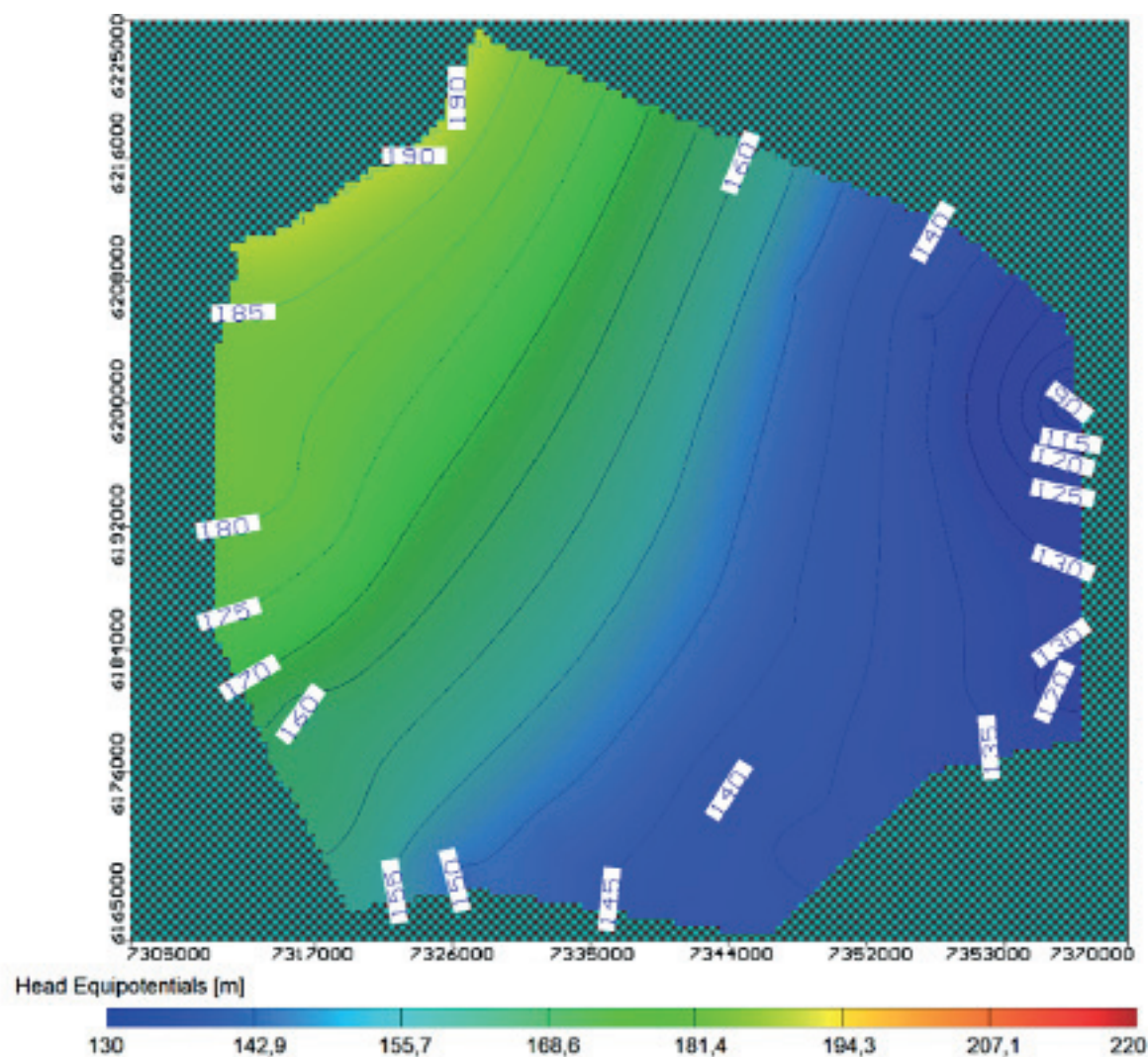


Рис. 8. Модельная карта напоров подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса без учета впадины

сдвигу, развитому в отложениях каменноугольного возраста.

При построении карты гидроизопьез подольско-мячковского водоносного комплекса выявлен купол питания подземных вод, пространственно совпадающий с Тростенской впадиной. Результаты геофильтрационного моделирования показывают, что формирование купола может быть обусловлено только за счет зоны повышенной проницаемости келловей-кимериджского водоупорного комплекса, разделяющего подземные воды четвертичных отложений и подольско-мячковского комплекса.

Таким образом, результаты исследования показывают, что в пределах центральной части Московского региона, вероятно, существуют присдвиговые структуры растяжения, а некоторые из впадин и озер, традиционно считающихся

ледниковыми, могут иметь и тектоническое происхождение. Структурный и морфологический изоморфизм подобных структур позволяет выделять их в пределах Московского региона и дает поисковый критерий для обнаружения областей питания подземных вод.

Выявление подобных структур также имеет важное природоохранное значение, поскольку они могут служить областями проникновения загрязнения в водоносные комплексы каменноугольного возраста, широко использующиеся в качестве источников питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения в Московской области.

Отметим, что полученные выводы о присдвиговых структурах растяжения и их гидрогеологической роли предположительные и служат основой для постановки дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гущенко О.И., Мострюков А.О., Сергеев А.А., Сим Л.А. Палеонапряжения центральных районов Русской плиты (по геологическим и геоморфологическим данным) // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 2. С. 230–235.

Геологическая карта СССР (серия Московская). Лист N-37-I. М.: Недра, 1988.

Информационно-аналитическая система «Особо охраняемые природные территории России»: [Электр.

ресурс] // URL: <http://oopt.aari.ru/> (дата обращения: 24.04.2022).

Котт М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон: разломообразование в реальном масштабе времени // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 2. С. 401–403.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность платформ: факторы и соображения // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.

Манукьян В.А., Пинигин О.В. Влияние геодинамической активности земной коры на водонапорную систему южного склона Московского артезианского бассейна // Недропользование. 2010. № 1. С. 72–80.

Министерство экологии и природопользования Московской области: [Электр. ресурс] // URL: <https://mer.mosreg.ru/> (дата обращения: 27.03.2022).

Михайлова А.В. Исследование механизмов формирования тектонических структур в слое над активными

разломами фундамента в свете учения М.В. Гзовского (по результатам моделирования) // Тектонофизика сегодня. 2002. С. 212–224.

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Структуры разрушения в глубине зон сдвига. Результаты тектонического моделирования // Докл. конференция «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия». М.: Изд-во ин-та физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, 2009. С. 103–140.

Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

Трифонов В.Г. Живые разломы земной коры // Соросовский образов. журн. 2001. № 7. С. 46–53.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

Щукин Ю.К., Краснопевцева Г.В. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // Геофизика. 1996. № 4. С. 19–24.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

ХРОНИКА

УДК 378.21:55

ИТОГИ РАБОТЫ ГОСУДАРСТВЕННЫХ ЭКЗАМЕНАЦИОННЫХ КОМИССИЙ (ГЭК) НА ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ФАКУЛЬТЕТЕ МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА В 2022 Г.

Николай Николаевич Еремин^{1✉}, Марина Евгеньевна Успенская²¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; neremin@mail.ru ✉²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; uspenm@gmail.com

Аннотация. Рассмотрены итоги защит бакалаврских и магистерских работ по направлению «Геология», а также итоги сдачи государственных экзаменов. Работа комиссий в 2022 г. проходила в очном формате. Государственные экзаменационные комиссии рассмотрели защиты 155 магистерских работ и 178 выпускных квалификационных работ бакалавров. В 2022 г. на геологическом факультете впервые состоялся выпуск магистрантов по новой магистерской программе «Цифровизация в сфере геологии горючих ископаемых»; 156 магистрантов сдавали государственный экзамен по направлению геология; 177 бакалавров сдавали государственный экзамен по соответствующим профилям; 89 выпускников магистратуры и 47 выпускников бакалавриата получили дипломы с отличием. Государственные экзаменационные комиссии работали планомерно, организованно и активно.

Ключевые слова: бакалавр, магистр, государственная экзаменационная комиссия, государственный экзамен, защита квалификационных работ, очный формат работы, диплом с отличием

Для цитирования: Еремин Н.Н., Успенская М.Е. Итоги работы государственных экзаменационных комиссий (ГЭК) на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова в 2022 г. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 109–112. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-109-112

THE RESULTS OF THE STATE EXAMINATION COMMITTEES' WORK AT THE FACULTY OF GEOLOGY OF LOMONOSOV MOSCOW STATE UNIVERSITY IN 2022

Nicolay N. Eremin^{1✉}, Marina E. Uspenskaya²¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; neremin@mail.ru ✉²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; uspenm@gmail.com

Abstract. The paper summarizes the results of the state exams as well as of the defenses of bachelors' and masters' theses in the field of "Geology". In 2022, the state examination committees worked in person. They considered 155 master's and 178 bachelor's theses. In 2022, the Faculty of Geology prepared master specialists in "Digitalization in the field of fossil fuel geology" for the first time; 156 master's students passed the state exam in the field of "Geology"; 177 bachelor's students passed state exams in the respective fields; 89 master's students and 47 bachelor's students graduated with honors. State examination committees worked systematically, in a well-organized and active manner.

Key words: bachelor, master, state examination committee, state exam, defense of qualifying papers, work in person, honors diploma

For citation: Eremin N.N., Uspenskaya M.E. The Results of the State Examination Committees' work at the Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University in 2022. *Moscow University Geol. Bull.* 2023: 1; 109–112. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-109-112 (In Russ.).

Ученый совет геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова 9 июня 2022 г. рассмотрел итоги защит бакалаврских и магистерских работ по направлению «Геология», а также итоги сдачи государственных экзаменов в 2022 г.

В 2022 г. на геологическом факультете МГУ работали 6 государственных экзаменационных комиссий (ГЭК) по профилям: геология и полезные ископаемые, геофизика, геохимия, гидрогеология, инженерная геология и геокриология, геология

и геохимия горючих ископаемых, экологическая геология. Председателями комиссий были ведущие специалисты в соответствующих областях геологической науки:

- ГЭК № 1 (геология и полезные ископаемые) — Николай Борисович Кузнецов, докт. геол.-минер. н., заместитель директора по науке, гл. науч. с. Геологического института РАН;

- ГЭК № 2 (геофизика) — Михаил Давыдович Хуторской, докт. геол.-минер. н., профессор, за-

ведущий лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН;

- ГЭК № 3 (геохимия) — Алексей Николаевич Перцев, докт. геол. — минер. н., гл. науч. с. Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН;

- ГЭК № 4 (гидрогеология, инженерная геология и геокриология) — Феликс Менделеевич Ривкин, докт. геол.-минер. н., гл. науч. с. Института криосферы Земли СО РАН;

- ГЭК № 5 (геология и геохимия горючих ископаемых) — Сергей Фаизович Хафизов, докт. геол.-минер. н., заведующий кафедрой поисков и разведки нефти и газа РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина;

- ГЭК № 6 (экологическая геология) — Петр Сергеевич Микляев, докт. геол.-минер. н., заместитель директора по научной работе Института геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН.

Государственные экзаменационные комиссии (ГЭК) рассмотрели защиты 155 магистерских работ и 178 выпускных квалификационных работ бакалавров. Работа комиссий в 2022 г. проходила в очном формате. Подавляющее большинство представленных работ было выполнено по актуальным темам и охватывало широкий круг геологических проблем, имеющих как теоретическое, так и прикладное значение. При проведении исследований магистранты и бакалавры использовали современные методы анализа. Большинство выпускников освоили экспериментальные методы исследования.

Председатели ГЭК единодушно отмечали высокий уровень представленных к защите работ. В частности, много работ было основано на собственных полевых исследованиях магистрантов и бакалавров. Среди представленных работ были работы, связанные с развитием новых направлений геологической науки, а также важные прикладные исследования.

Все магистерские работы рецензировали специалисты из внешних геологических организаций, что, безусловно, повысило уровень детального профессионального разбора представленных работ и позволило обоснованно оценить их.

Из рассмотренных 155 магистерских работ 124 работы получили оценку «отлично», среди последних многие работы превышали уровень требований, предъявляемых к магистерским работам. Оригинальные результаты проведенных исследований опубликованы или готовятся к печати, а также доложены на российских и международных конференциях. Магистрантами отделения «Геохимия» опубликовано 8 статей (см. список опубликованных статей¹), в которых они полноправные соавторы; 3 статьи находятся в печати.

ГЭК также рекомендовали к печати оригинальные исследования 21 магистерской работы.

Подавляющее число докладов магистрантов сопровождалось хорошо оформленными компью-

терными презентациями. Большая часть докладов была четко структурирована и представлена в понятной форме.

Большинство магистрантов показали высокую теоретическую подготовку, продемонстрировали умение вести дискуссию, аргументированно отвечать на вопросы.

Многие магистерские работы были выполнены при совместном участии кафедр геологического факультета и лабораторий ведущих институтов РАН, многочисленных государственных и коммерческих геологических организаций. Совместное проведение исследований способствовало высокому уровню выполненных работ и взаимной заинтересованности в полученных результатах.

В 2022 г. на геологическом факультете впервые состоялся выпуск магистрантов по новой магистерской программе «Цифровизация в сфере геологии горючих ископаемых». Выпущено 5 специалистов, которые оказались конкурентно востребованы геологическими организациями. Однако, по мнению членов ГЭК, при оценке подобных работ, видимо, необходима дополнительная рецензия от специалистов по цифровым технологиям.

Из рассмотренных комиссиями 178 выпускных квалификационных работ бакалавров 126 получили оценку «отлично».

Бакалаврами были представлены работы как теоретического, так и прикладного характера. Многие работы были следствием проведения и дальнейшего обсуждения различных экспериментов. На основании заслушанных работ ГЭК рекомендовали к публикации оригинальные исследования, представленные в 19 бакалаврских работах.

Вместе с тем комиссии отмечали, что некоторые магистранты и бакалавры недостаточно четко, ясно, ярко докладывали результаты своей работы, что затрудняло их восприятие. Видимо, сказался недостаток опыта устных выступлений. Не все выступающие смогли правильно, грамотно и полноценно ответить на задаваемые вопросы. В результате некоторым бакалаврам и магистрантам были снижены оценки за представление работы.

К ряду бакалаврских работ были претензии к оформлению литературного обзора, формулированию поставленной задачи. Эти разделы выпускных работ, по-видимому, требуют большего внимания со стороны научных руководителей.

Некоторые ГЭК отмечали недостаточный уровень знания русского языка у иностранных студентов, что, по-видимому, связано с заочной формой обучения студентов во время пандемии, связанной с коронавирусной инфекцией, и их недостаточным личным общением с русскоговорящими студентами.

Государственный экзамен по направлению «Геология» сдавали 156 магистрантов; 115 человек получили оценку «отлично».

¹ Выделены полужирным шрифтом.

Государственный экзамен по соответствующим профилям сдавали 177 бакалавров, из них 120 человек получили оценку «отлично».

Подавляющее число выпускников на государственных экзаменах продемонстрировали высокую профессиональную подготовку, умело отвечали на дополнительные вопросы, хорошо ориентировались в проблемах экзаменационного курса.

Работа ГЭКов благодаря четкой организации и дисциплинированности членов комиссий проходила планомерно, организовано и чрезвычайно активно: было задано множество разнообразных вопросов, что позволило всесторонне обсудить и обоснованно оценить представленные работы. Работа проходила в обстановке требовательности и доброжелательности.

Дипломы с отличием получили 89 выпускников магистратуры и 47 выпускников бакалавриата.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ СТАТЕЙ

Пуцаровский Д.Ю., Зубкова Н.В., Сеткова Т.В., Балицкий В.С., Некрасов А.Н., **Нестерова В.А.** (Ga,Ge)-Аналог турмалина: кристаллическая структура и состав // Кристаллография. 2020. Т. 65, № 6. С. 862-870.

Фяйзуллина Р.В., Кузнецов Е.В., **Салаватова Д.С.** Адсорбция ртути из водного раствора на синтетическом кремнийорганическом сорбенте // Вестн. Москов. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 75-80.

Persikov E. S., Bukhtiyarov P. G., Aranovich L. Y., **Shchekleina M.D.** Features of basaltic melt-hydrogen interaction at hydrogen pressure 10–100 MPa and temperature 1100–1250 °C // Chem. Geol. 2020. Vol. 556. P. 1–7.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., **Овсянников Г.Н.**, Кортаева Н.Н. Керсутитовые лампрофиры мелового возраста в долине реки Бодрак в Горном Крыму // Петрология и геодинамика геологических процессов. 2021. Т. 3. С. 127-129.

Shvanskaya L. V., Yakubovich O. V., **Krikunova P.V.**, Kiriukhina G. V., Ivanova A. G., Volkov A. S., Dimitrova O. V., Bor-

Ученый совет геологического факультета поддержал высокий уровень требовательности к представленным работам и рекомендовал в дальнейшем государственным экзаменационным комиссиям не снижать достигнутый высокий уровень.

Ученый совет геологического факультета одобрил работу ГЭКов и выразил глубокую благодарность председателям, заместителям председателей и секретарям комиссий за большую работу по организации и проведению защит выпускных магистерских и бакалаврских работ и государственных экзаменов. Кафедрам факультета рекомендовано рассмотреть итоги защит выпускных работ и обратить особое внимание на замечания председателей комиссий, высказанные в ходе обсуждения на заседании совета.

ovikova E. Yu, Volkova O. S., Vasiliev A. N. Nonstoichiometric ellenbergerite-type phosphates: hydrothermal synthesis, crystal chemistry, and magnetic behavior // Inorganic Chemistry. Amer. Chem. Soc. 2022. Vol. 61, N 12. P. 4879-4886.

Евдокимов А.И., Антипин А.М., Гурбанова О.А., Волков А.С., Димитрова О.В. Синтез и кристаллическая структура нового представителя семейства водных дифосфатов — $(\text{NH}_4)_2[\text{Mg}_3(\text{P}_2\text{O}_7)_2(\text{H}_2\text{O})_2]$ // Кристаллография. Т. 67, № 4. С. 571-577.

Давыдова В.О., Биндеман И.Н., **Щеклеина М.Д.**, Рычагов С.Н. Паужетская кальдера (Южная Камчатка): изучение временной эволюции и происхождения объемного кислого магматизма // Петрология. 2022. Т. 30, № 5. С. 480-497.

Ахметшин Э.А., **Савина Е.И.**, Плечов П.Ю., Петрова О.Б. Улучшение цветовых характеристик сапфиров фансу месторождения Кедровое методом термообработки // Горный информационно-аналитич. бюлл. (научно-технический журнал). 2022. № 2. С. 30-50.

Статья поступила в редакцию 01.12.2022,
одобрена после рецензирования 12.12.2022,
принята к публикации 12.03.2022

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 26.03.2023. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 11,5. Тираж экз.

Изд. № 12 282. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; *e-mail:* secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)
ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)