

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 2 • 2020 • МАРТ–АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Скопенко Н.Ф., Красоткин С.И., Галкин А.С., Широбоков В.Н., Кривицкий В.А., Старостин В.И. Первое применение нейтронной съемки в комплексе геоэлектрическими методами на эталонных трубках Зимнебережного алмазоносного района	3
Чэнь Чжидань, Короновский Н.В. Активные современные разломы западного сегмента гор Цилиан (Северный Тибет)	9
Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов	18
Киреенко Л.А., Копаевич Л.Ф., Матуль А.Г. Позднечетвертичная палеоокеанология Норвежского моря на основе анализа бентосных фораминифер	34
Копаевич Л.Ф., Прошина П.А., Рябов И.П., Овечкина М.Н., Гречихина Н.О. Новые микропалеонтологические данные о положении границы сantonа и кампана в разрезе Алан-Кыр (Центральный Крым)	43
Краснобаев А.А., Вализер П.М., Медведева Е.В., Немов А.Б., Перчук А.Л. U-Pb возраст цирконов и метаморфизм пород вишневогорской толщи (Южный Урал)	51
Уварова А.В., Комаров И.А., Исаев В.С., Тюрин А.И., Болотюк М.М. Динамика параметров слоя сезонного промерзания	63
Ивлева Е.А., Алехин Ю.В., Макарова М.А. Анализ особенностей поведения мембранных трековых фильтров в процессе эксплуатации	71
Мамедов В.И., Чаусов А.А., Макарова М.А. Возможность механогенно-осадочного образования бокситов высокого качества	80
Судакова М.С., Владов М.Л. Результаты экспериментального исследования акустических свойств водонасыщенного песка в интервале температуры от -29 до $+20$ °C	89

Краткие сообщения

Алёшкин М.В. Методика подавления повторных пульсаций пневмоисточника в морской сейсморазведке на мелководье	99
---	----

CONTENTS

Skopenko N.F., Krasotkin S.I., Galkin A.S., Shirobokov V.N., Krivitsky V.A., Starostin V.I. Experience of application of neutron shooting in the complex with geoelectrochemical methods on reference tybes of the Zimneberezny diamondiferous area	3
Chen Zhidan, Koronovsky N.V. Active present faults of the Western segment of the Qilian Mountains (Northern Tiber)	9
Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskiy D.V., Kuznetsov N.B., Kolesnikova A.A., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Laypunov S.M. Triassic formations of Mountain ous Crimea: the first resust of U–Pb dating of detrital zircons	18
Kireenko L.A., Kopaevich L.F., Matul A.G. Late quarterly paleoceanology of the Norwegian Sea on the basis of analysis of benthic foraminifers	34
Kopaevich L.F., Proshina P.A., Ryabov I.P., Ovechkina M.N., Grechikhina N.O. New microfossils data about the Santonian-Campanian boundary in the Alan-Kyr section (Central Crimea)	43
Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Medvedeva E.V., Nemov A.B., Perchuk A.L., U-Pb age and metamorphism of rocks of Voshnevogorsky sequence (South Ural)	51
Uvarova A.V., Komarov I.A., Isaev V.S., Tyurin A.I., Bolotuk M.M. The dynamic of parameters for active layer	63
Ivleva E.A., Alekhin Y.V., Makarova M.A. Analysis of membrane track filters during operation	71
Mamedov V.I., Chausov A.A., Makarova M.A. Possibility of high-grade formation in mechanical sedimentation	80
Sudakova M.S., Vladov M.L. Results experimantal study of acoustic properties of saturated sand in the temperature range –20 — +20 °C	89
 <i>Brief communication</i>	
Aleshkin M.V. Technique of suppression of bubble oscillation in marine seismic exploration in shallow water	99

УДК 550.8:553.81(470.11)

**Н.Ф. Скопенко¹, С.И. Красоткин², А.С. Галкин³, В.Н. Ширококов⁴,
В.А. Кривицкий⁵, В.И. Старостин⁶****ПЕРВОЕ ПРИМЕНЕНИЕ НЕЙТРОННОЙ СЪЕМКИ В КОМПЛЕКСЕ
С ГЕОЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ НА ЭТАЛОННЫХ
ТРУБКАХ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА***ЗАО КЦ «РОСГЕОФИЗИКА», 192029, г. Санкт-Петербург, ул. Ольминского, д. 10**ПАО «Севералмаз», 163000, г. Архангельск, ул. Карла Маркса, д. 15**ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ЗАО КС «ROSGEOFIZIKA», 192029, Saint Petersburg, Olminskogo st., 10**JSC «Severalmaz», 163000, Arkhangelsk, Karla Marksa st., 15**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Впервые в Архангельской алмазоносной провинции опробован метод регистрации свободных нейтронов, применяемый в комплексе с геоэлектрохимическими методами. Основанием к его применению является разрабатываемая в настоящее время концепция о формировании алмазов в глубинном очаге, экранированном плотными породами, в результате чего возрастает плотность энергии возбужденной среды, что приводит к протеканию ядерной диссоциации атомных ядер, кластерному радиоактивному распаду и низкоэнергетической трансмутации элементов. При становлении кимберлитовой трубки в процессе кластерного радиоактивного распада и низкоэнергетической трансмутации атомных ядер возникает электромагнитное излучение с энергией кванта около нескольких десятков — нескольких сотен килоэлектронвольт. По результатам проведенных опытно-методических работ над эталонными перекрытыми трубками Пионерская и Верхнетовская получено подтверждение этой концепции и предложена поисковая методика, опирающаяся на эту геологическую модель.

Ключевые слова: Архангельская алмазоносная провинция, метод регистрации свободных нейтронов, кластерный радиоактивный распад, электромагнитное излучение, опытно-методические работы, поисковая методика, геологическая модель.

The method of registration of free neutrons applied in a complex with geoelectrochemical methods is for the first time tested in the Arkhangelsk diamondiferous province. The basis on its application is the concept developed now about formation of diamonds in the deep center, screened dense breeds. As a result density of energy of the excited environment increases that leads to course of nuclear dissociation of nuclear kernels, cluster radioactive decay and a low-energy transmutation of elements. At formation of a kimberlite tube in the course of cluster radioactive decay and a low-energy transmutation of nuclear kernels there is an electromagnetic radiation with energy of quantum about tens and hundreds kiloelectronvolt. By results of the carried-out skilled and methodical works on the reference blocked tubes Pioneer and Verkhnetovsky confirmation of this concept is received and the search technique leaning on this geological model is offered.

Key words: Arkhangelsk diamondiferous province, method of registration of free neutrons, cluster radioactive decay, electromagnetic radiation, skilled and methodical works, search technique, geological model.

Введение. Анализ результатов работ на поиски коренных месторождений алмазов последних лет показывает, что эффективность традиционного комплекса геолого-геофизических исследований, основанного на заверке локальных магнитных аномалий (ЛМА), резко снижается [Стогний,

Коротков, 2010]: в начале 1980-х гг. эффективность составляла 20%, в конце 1980-х гг. — 12,5%, в 1990-е гг. — 1%, в настоящее время — <1%.

В Архангельской алмазоносной провинции (ААП) возможности магнитного метода поисков кимберлитовых тел в значительной мере исчерпали

¹ ЗАО КЦ «РОСГЕОФИЗИКА», генеральный директор; e-mail: rosgeofizika@yandex.ru

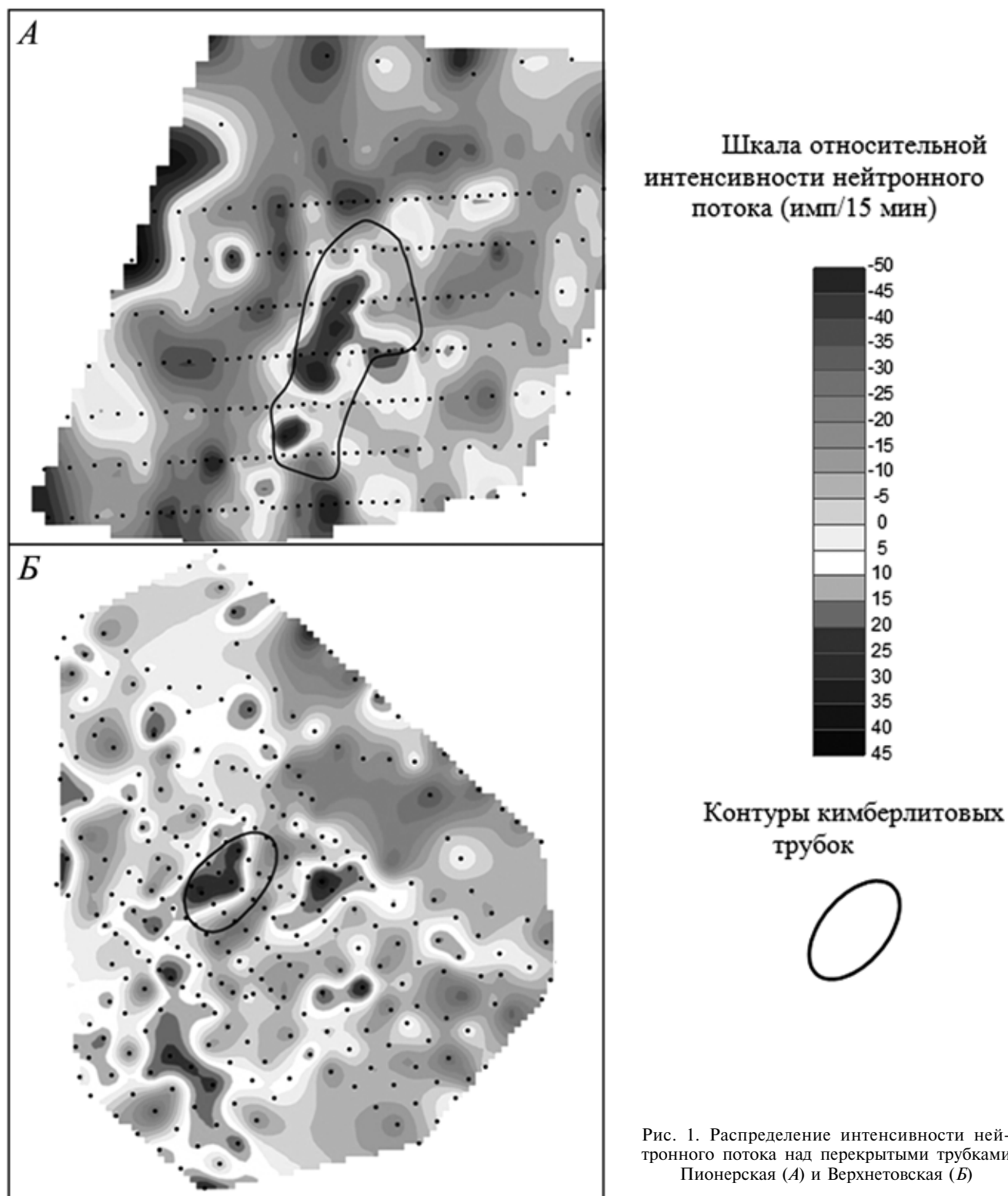
² ЗАО КЦ «РОСГЕОФИЗИКА», главный геолог; e-mail: rosgeofizika@yandex.ru

³ ПАО «Севералмаз», главный геолог; e-mail: severalmaz@severalmaz.alrosa.ru

⁴ ПАО «Севералмаз», начальник управления главного геолога; e-mail: severalmaz@severalmaz.alrosa.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Музей земледования, ст. науч. с.; e-mail: vkrivichi@rambler.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, профессор; e-mail: star@geol.msu.ru



себя по причине того, что крупные аномалии в настоящее время практически все заверены. Более того, здесь выявлены высокопродуктивные трубки, слабо проявленные в магнитном поле, что вызывает необходимость установления дополнительных поисковых критериев, опирающихся не только на магнитные аномалии.

Такие разработки в настоящее время ведутся как в плане изучения структурно-тектонических

обстановок, благоприятных для локализации трубок, так и с целью выявления самих трубок. Один из методов прямого их выявления, впервые опробованный нами в АПП, — метод регистрации свободных нейтронов, применяемый в комплексе с геоэлектрхимическими методами.

Методика исследований. Основанием для применения указанного метода служит разрабатываемая в настоящее время концепция о фор-

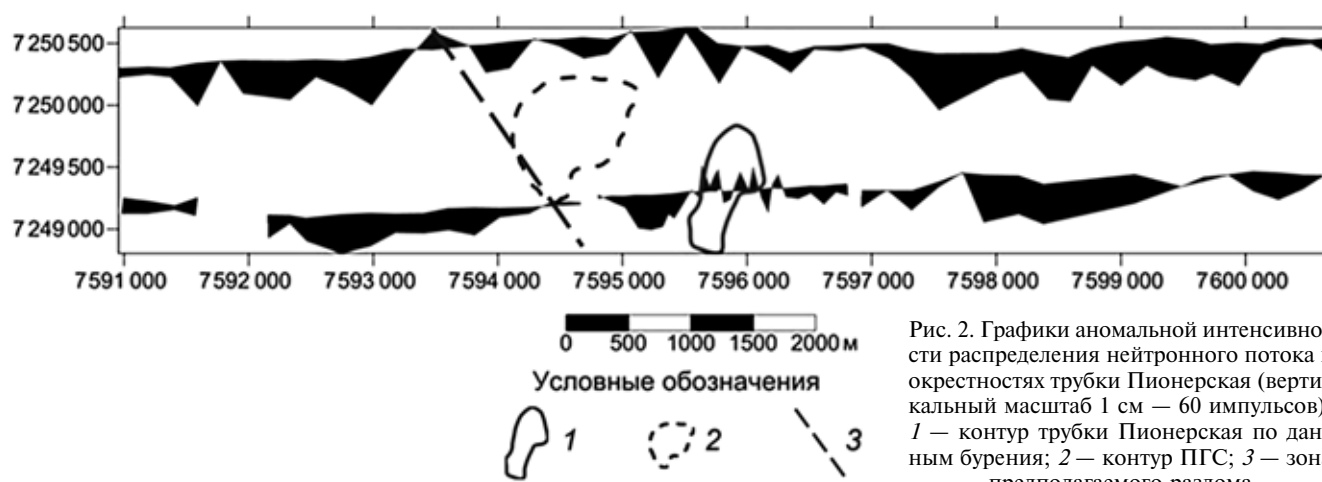
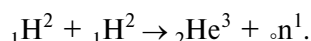


Рис. 2. Графики аномальной интенсивности распределения нейтронного потока в окрестностях трубки Пионерская (вертикальный масштаб 1 см — 60 импульсов): 1 — контур трубки Пионерская по данным бурения; 2 — контур ПГС; 3 — зона предполагаемого разлома

мировании алмазов в глубинном очаге, экранированном плотными перекрывающими породами, в результате внедрения «плазменного» диапира с последующей кристаллизацией вещества, постепенно переходящего в кимберлитовую магму. Наблюдаемые кимберлитовые фазы внедрения — разные фазы кристаллизации указанного вещества. В результате возрастает плотность энергии возбужденной среды, что приводит к протеканию ядерной диссоциации атомных ядер, кластерному радиоактивному распаду и низкоэнергетической трансмутации элементов.

При становлении кимберлитовой трубки в процессе кластерного радиоактивного распада и низкоэнергетической трансмутации атомных ядер возникает электромагнитное излучение с энергией кванта, составляющей от нескольких десятков до нескольких сотен килоэлектронвольт. При таких значениях энергии может протекать реакция:



Так как процесс происходит в замкнутом пространстве при высоких температуре и давлении, образующиеся атомные ядра указанных элементов внедряются в горные породы околотрубочного пространства и в дальнейшем диссипируют в атмосферу [Кривицкий, 2017].

По результатам опытно-методических работ над эталонными перекрытыми трубками Пионерская и Верхнетовская нами получено подтверждение этой концепции и предложена поисковая методика, опирающаяся на такую геологическую модель.

По результатам нейтронной съемки над эталонными трубками фиксируются локальные аномалии нейтронного потока, превышающие фон на 20–30 импульсов и связанные (в зависимости от размера трубки) с 5–15 точками, расположенными рядом. При этом в зоне влияния кимберлитовой трубки вне ее площади присутствуют локальные аномальные выбросы нейтронного потока (рис. 1).

Для выяснения вопроса о том, связаны ли эти аномалии с возможным влиянием кимберлитового

магматизма либо они могут наблюдаться и вне зоны влияния трубки, нами в окрестностях трубки Пионерская была проведена нейтронная съемка по двум широтным профилям длиной 10 км с шагом по профилю 200 м.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты нейтронной съемки позволяют говорить о том, что наиболее интенсивные аномальные значения нейтронного потока фиксируются только в окрестности перекрытой трубки взрыва. На остальных частях профилей присутствуют только единичные аномальные выбросы нейтронного потока, связанные с 1–2 точками наблюдения и, возможно, обусловленные глубинной тектоникой (рис. 2).

Тот факт, что локальные аномалии нейтронного потока связаны в основном с зоной влияния кимберлитовой трубки, подтверждается также данными геоэлектрохимической съемки (ТМГМ). Данные этого метода позволяют регистрировать над перекрытыми трубками ряд химических элементов, находящихся в приповерхностном слое в подвижных или вторично закрепленных формах. Повышенная концентрация этих элементов образует положительные кольцевые аномалии диаметром до 1,5 км и шириной 300–500 м, к минимумам в центральных частях которых приурочены трубки Пионерская и Верхнетовская. Аномалии связаны с привнесом в первую очередь легких и тяжелых редкоземельных элементов (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Y, Gd, Dy, Ho, Yb, Lu, Li, Rb, Be). Наиболее контрастно комплексные геоэлектрохимические аномалии над перекрытыми трубками выделяются по результатам факторного анализа методом главных компонент (рис. 3).

Конфигурация аномалий и идентичность их состава позволяют говорить о том, что ореолы элементов над трубками Пионерская и Верхнетовская образовались под действием единых процессов. Об этом свидетельствует статистически значимая положительная корреляция между содержанием подвижных и вторично закрепленных форм нахождения элементов, а также согласованность

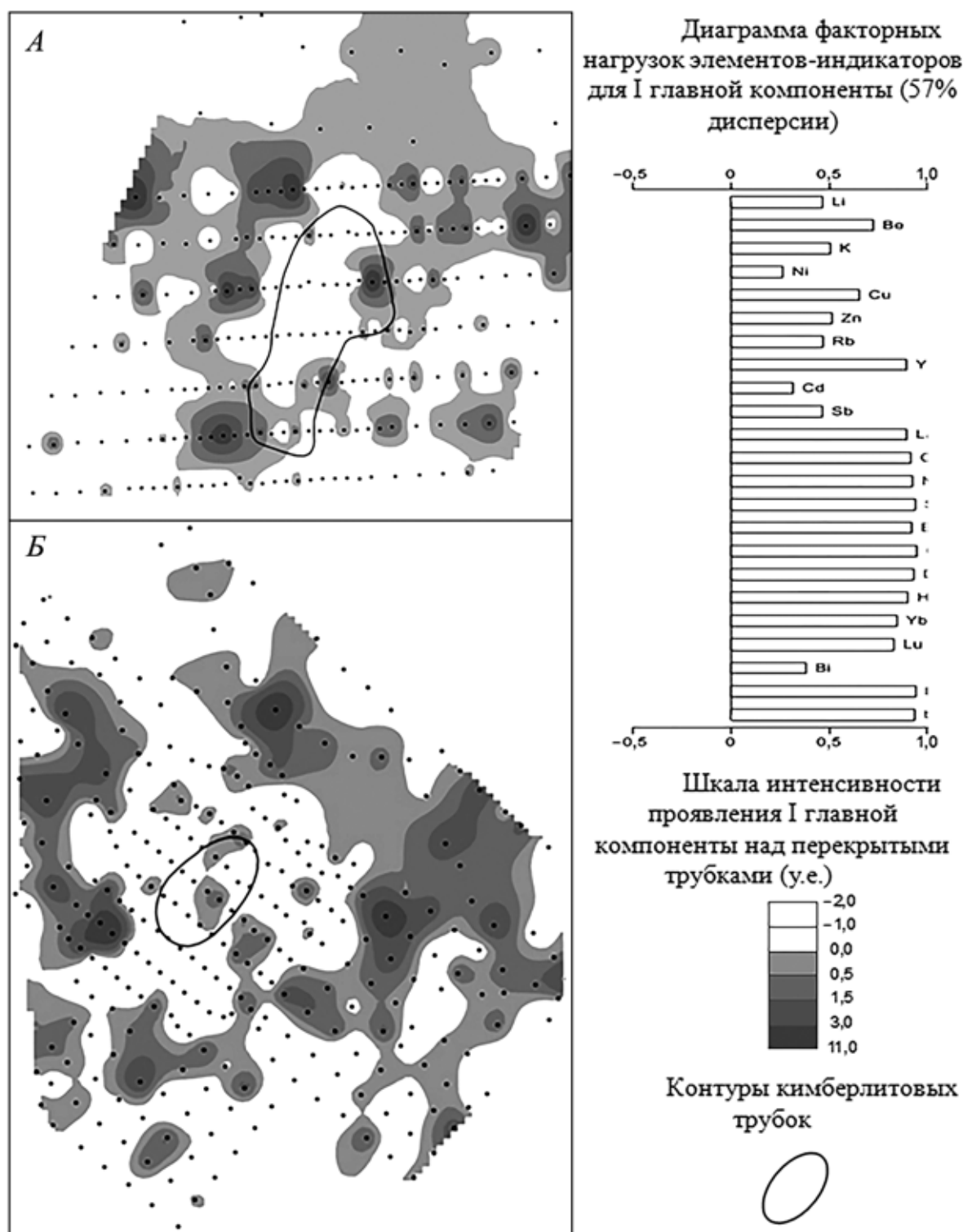


Рис. 3. Комплексная кольцевая аномалия химических элементов над трубками Пионерская (А) и Верхнетовская (Б), выделенная методом факторного анализа по первой главной компоненте

аномалий как в трубке Пионерская, так и в трубке Верхнетовская (вклад первой главной компоненты (I ГК) в полную дисперсию составляет 57%).

Механизм образования кольцевой положительной геохимической аномалии можно объяснить тем, что при внедрении кимберлитовой трубки подземные воды, содержащиеся в поровом

пространстве вмещающих пород, нагреваются, увеличиваясь в объеме более чем в 3 раза.

В результате теплового расширения подземных вод формируется фильтрационный поток, направленный от трубки во все стороны. С ростом температуры увеличивается растворимость солей в воде. В ближней горячей зоне слабозакрепленные

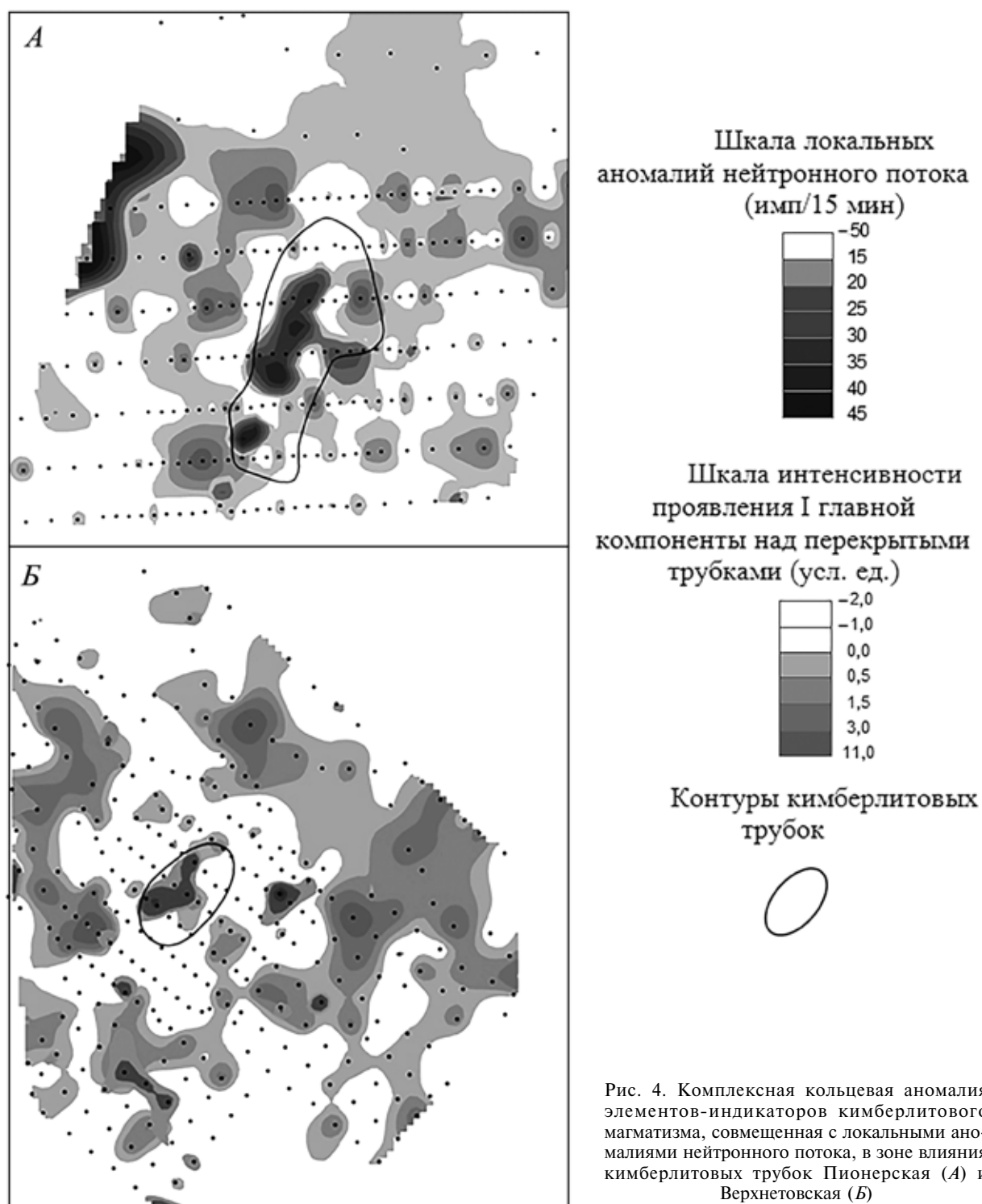


Рис. 4. Комплексная кольцевая аномалия элементов-индикаторов кимберлитового магматизма, совмещенная с локальными аномалиями нейтронного потока, в зоне влияния кимберлитовых трубок Пионерская (А) и Верхнетовская (Б)

элементы растворяются, раствор фильтруется во внешнюю зону влияния трубки, где по мере его остывания растворенные вещества выпадают в осадок [Штокаленко, 2017, 2019].

Под воздействием описанных выше физико-химических процессов непосредственно вокруг трубки формируется зона, обедненная подвижными и слабозакрепленными компонентами, а на расстоянии около 500–1000 м — обогащенная зона, которая маркирует зону влияния кимберлитовой трубки.

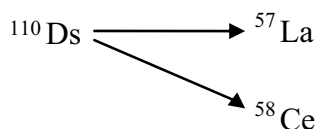
При этом наиболее крупные и интенсивные локальные аномалии нейтронного потока фиксируются над перекрытыми телами трубок. Многочисленные мелкие аномалии нейтронного потока приурочены к зоне влияния кимберлитовой трубки и предположительно связаны со следами процессов ядерной диссоциации и кластерного радиоактивного распада (рис. 4).

Размеры зон привноса–выноса подвижных форм нахождения элементов в несколько раз превышают размеры самой трубки, что позво-

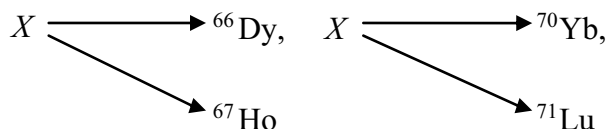
ляет рассматривать зону ее влияния в качестве поискового объекта более высокого ранга. Этот объект может быть обнаружен путем проведения геоэлектрoхимической съемки масштаба 1:10 000 в комплексе с регистрацией нейтронного потока на перспективных участках, локализованных на основе структурно-тектонических критериев.

Аномалии лантаноидов особенно интересны, самое важное — они подтверждают, что лантаноиды — продукты ядерной диссоциации и кластерного распада трансурановых атомных ядер (актиноидов).

В выделенных аномалиях четко отражается симметричное деление сверхтяжелых атомных ядер, например, у химического элемента дармштадтия:



Кроме указанной реакции из более тяжелых актиноидов можно выделить следующие пары лантаноидов, которые показали аномальные значения:



где X — пока не открытые атомные ядра.

Возникновение геохимических аномалий столь тяжелых атомных ядер, как показали исследования химических и физических свойств, вероятнее всего, связано с тем, что тяжелые трансурановые атомные ядра обладают газовыми свойствами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

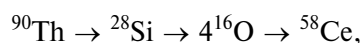
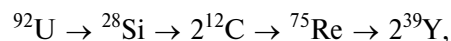
Гольдберг И.С., Алексеев С.Г., Штокаленко М.Б. Геохимические системы рудных провинций США Au (Carlin-type) Невада, Mo (Climax-type) Колорадо, Pb-Zn (MVT) Миссисипи: строение геохимического и гравитационного поля систем и источники металлов в рудных провинциях // Смирновский сборник-2017. М.: МАКС Пресс, 2017. С. 249–265.

Кривицкий В.А. Парадоксы трансмутации и развитие Земли. Неочевидные доказательства. М.: НИЦ «Академика», 2016. 239 с.

Кривицкий В.А., Старостин В.И. Концепция кластерной эволюционной минерагении и формирование кимберлитовых месторождений // Смирновский сбор-

Следовательно, можно допустить, что они достаточно легко могут двигаться (диффундировать) в околотрубном пространстве и в конечном итоге диссоциировать, образуя лантаноиды [Кривицкий, 2016].

Конечно, не исключено, что лантаноиды в трубках взрыва образуются и в процессе кластерного радиоактивного распада сверхтяжелых и тяжелых трансурановых атомных ядер, например:



Аномалии легких атомных ядер — результат процессов ядерной диссоциации и кластерного радиоактивного распада, проходящего в начальную стадию становления кимберлитовой трубки и последующих процессов низкоэнергетической трансмутации элементов, когда энергонасыщенность трубчатого пространства была максимальна.

Выводы. 1. Результаты применения нейтронной съемки в комплексе с геоэлектрoхимическими методами (ТМГМ) позволяют рекомендовать апробированный комплекс методов для оценки перспективности достаточно больших по площади участков ранга кустов кимберлитовых трубок и их фрагментов при поиске слабомагнитных трубок взрыва в ААП.

2. Эта методика, основанная на результатах работ на трубках Пионерская и Верхнетовская, должна быть подтверждена дальнейшим проведением опытно-методических работ на известных кимберлитовых трубках.

ник-2017. Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов. Ч. 1. М.: МАКС Пресс, 2017. С. 130–163.

Стогний В.В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск, 2010.

Shatoklenko M.B., Alekseev S.G., Senchina N.P., Shatkevich S.Yu. Areas of negative excess density of the Earth's crust as sources of energy for ore formation // Questions of theory and practice of geological interpretation of gravity, magnetic and electric fields: Proceed. 45th session of the Intern. sci. Seminar named after D.G. Uspensky. Kazan, Kazan University, 2019. P. 279–284.

Поступила в редакцию 16.10.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 551.248.2

Чэнь Чжидань¹, Н.В. Короновский²**АКТИВНЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ РАЗЛОМЫ ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ГОР ЦИЛИАН (СЕВЕРНЫЙ ТИБЕТ)**

Горы Цилиан — северо-восточная граница Тибетского плато, поглощавшая сокращение земной коры и компенсировавшая его левосдвиговым смещением по разлому Алтынтаг. Детальное изучение геоморфологии речных долин на северном краю гор Цилиан показало, что с позднего плейстоцена скорость поднятия земной коры в северных отрогах гор Цилиан была больше, чем в их центральной части. В связи с расширением Тибетского плато между разломом Чанма и разломом Юмен образовался новейший пояс разломов и складок на северном краю гор Цилиан. В результате изучения высоты речных террас за последние 60 тыс. лет выявлено, что скорость вертикального смещения по разлому Чанма составляет $0,31 \pm 0,06$ мм/год, а скорость горизонтального сокращения земной коры — $0,11 \pm 0,02$ мм/год. Скорость вертикального смещения по наиболее северному разлому Юмен определена равной $0,33 \pm 0,02$ мм/год, а скорость горизонтального сокращения земной коры — $0,53 \pm 0,03$ мм/год. Активные разломы в западном сегменте северных гор Цилиан обуславливают 12% общего сокращения земной коры во всех горах Цилиан. Кроме того, скорость сокращения земной коры в зоне северного разлома гораздо больше, чем скорость внутри этих гор. Это указывает на то, что с позднего плейстоцена скорость поднятия северных гор Цилиан была больше, чем центральных.

Ключевые слова: горы Цилиан, речные террасы, активный разлом, скорость смещения по разлому.

The Qilian Mountains, as the northeastern margin of the Tibetan Plateau, absorbed the crustal shortening and accommodated the left-lateral displacement of the Altun Tagh fault. Detailed geomorphologic study of river valleys on the northern margin of the Qilian Mountains showed that since the late Pleistocene the crustal uplift rate of the northern Qilian Mountains has been greater than the central part. Due to the extension of the Tibetan plateau between the Changma fault and the Yumen fault the latest belt of faults and folds was formed on the northern margin of the Qilian Mountains. The study of the height of river terraces over the past 60 thousand years shows that the rate of vertical displacement along the Changma fault is $0,31 \pm 0,06$ mm/a and its horizontal crustal shortening rate is $0,11 \pm 0,02$ mm/a. The rate of vertical displacement along the northernmost Yumen fault is $0,33 \pm 0,02$ mm/a and its horizontal crustal shortening rate is $0,53 \pm 0,03$ mm/a. Active faults in the western segment of the northern Qilian Mountains account for 12% of the total crustal shortening in the Qilian Mountains. In addition, the crustal shortening rate of faults in the northern Qilian Mountains is much greater than the crustal shortening rate of faults inside the Qilian Mountains, which further indicates that since the Late Pleistocene the crustal uplift rate of the northern Qilian Mountains has been greater than the central Qilian Mountains.

Key words: Qilian Mountains, river terraces, active fault, slip rate of fault.

Введение. Столкновение Индийской и Евразийской литосферных плит 50 млн лет назад привело к поднятию Тибетского плато и его периферических гор [Molnar et al., 1975; Tapponnier et al., 1977; England et al., 1997; Yin An et al., 2000; Hetzel et al., 2002]. Современные исследования с применением GPS показывают, что скорость сокращения земной коры между Евразийским континентом и Индийской плитой составляет 40–50 мм/год, но только 18 ± 2 мм/год из них поглощается Гималайским поясом, а остальное сокращение земной коры трансформируется в движение по активным разломам, складкообразование, поднятие гор, исчезновение бассейнов и т.д. (рис. 1, а) [Hetzel et al., 2002; Zhang et al., 2004], что отражает современные орогенные процессы на Тибетском

плато. Для лучшего понимания динамического процесса столкновения Индостана с Евразией необходимо понять распределение деформаций земной коры в Тибете [Hetzel et al., 2002].

Горы Цилиан представляют собой северо-восточную границу Тибетского плато, поглощавшую сокращение земной коры в северо-восточном направлении, что компенсировалось левосдвиговым смещением по крупному разлому Алтынтаг (рис. 1, б) [Zhang et al., 2006], ограничивающему с севера Тибетское плато и с юга Таримский блок. Понимание тектонических деформаций в горах Цилиан имеет большое значение для изучения процесса деформации Тибетского плато, поэтому со второй половины XX в. были проведены различные исследования в горах Цилиан. Однако

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; e-mail: chenzhidan188@163.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, заведующий кафедрой, профессор; e-mail: koronovsky@rambler.ru

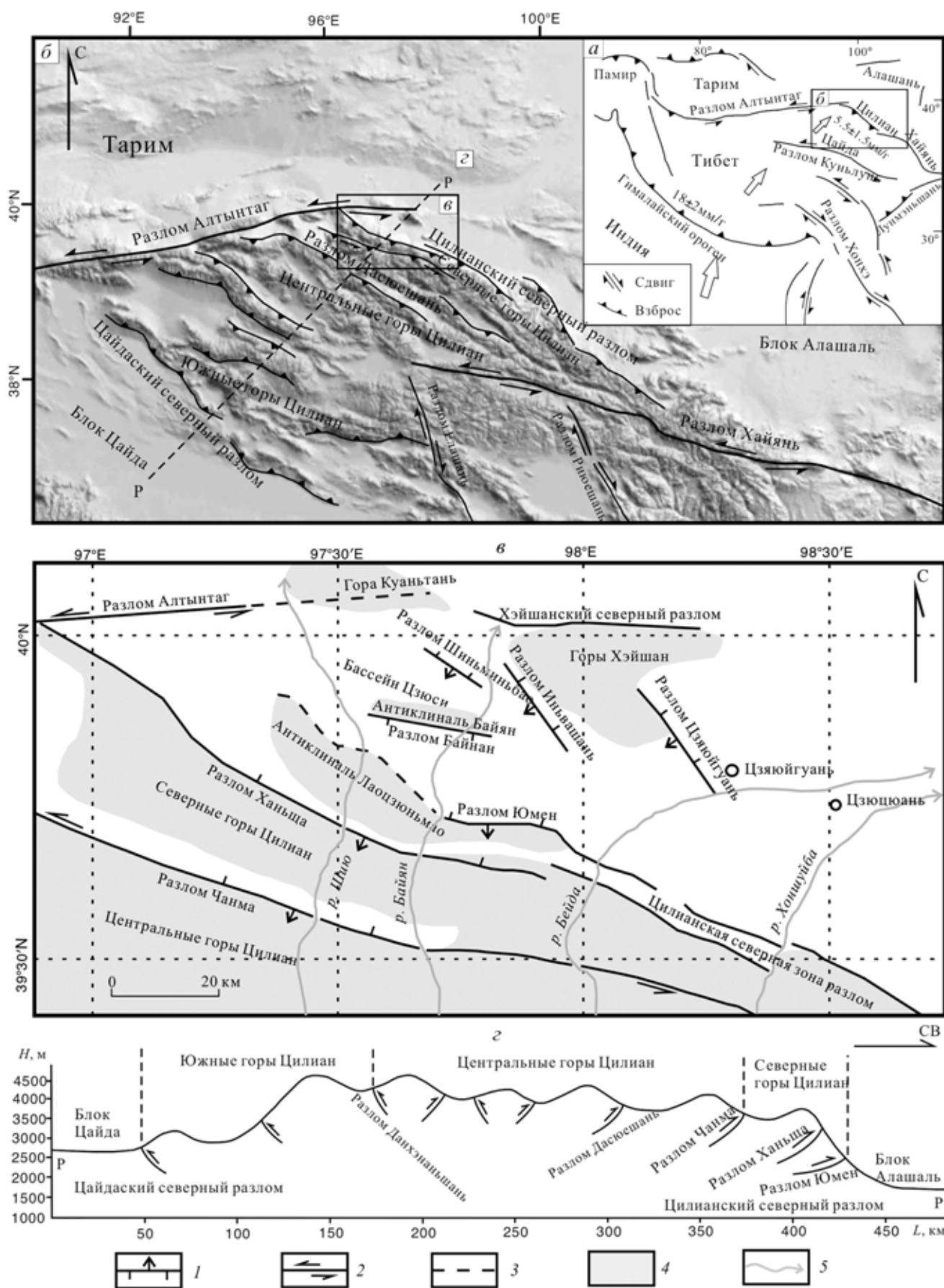


Рис. 1. Карта тектонической обстановки в западной части северных гор Цилиан (а); тектоническая карта Тибетского плато (б) (в рамке — рассматриваемый район); тектоническая карта гор Цилиан (в) и профиль через горы Цилиан (г): 1 — взброс, 2 — сдвиг, 3 — слепой разлом, 4 — горы, 5 — реки

количественного изучения тектонических деформаций в горах Цилян недостаточно, что мешает понять эволюцию тектонического процесса. Геоморфологический метод позволяет изучить позднечетвертичные тектонические деформации в зонах активных разломов и складок, чему помогает детальное изучение новейших деформаций речных террас.

Тектоническая обстановка. Горы Цилян расположены на северо-восточном краю Тибетского плато, с севера и юга окружены блоками Алашань и Цайда соответственно, на западе граничат с левосдвиговым разломом Алтынтаг, а на востоке — с левосдвиговым разломом Хайянь (рис. 1, б, г) [Hou et al., 1999]. Тибетское плато подвергается сжатию в северо-восточном направлении, что приводит к образованию ряда горных хребтов северо-западного простирания, одним из которых и является хребет Цилян, на северном краю которого наблюдается ряд разломов — Чанма, Ханьша и Юмен (рис. 1, в). Все они представляют собой взбросы с левосдвиговой компонентой, ограничивающие параллельные хребты горной системы Цилян, а разлом Ханьша ограничивает северный край горной системы, однако перед ним возник совсем молодой взброс Юмен, ограничивающий антиклиналь Лаоцзюньмао [Luo et al., 2013]. Скорость сокращения земной коры в рассматриваемом районе по данным GPS составляет $5,5 \pm 1,5$ мм/год (рис. 1, а) [Zhang et al., 2006]. Разлом Чанма — левосторонний сдвиг с надвиговой компонентой. Рассмотрим деформации речных террас, вызванные активными движениями по разломам в северных хребтах гор Цилян.

Террасы р. Байян. Река Байян, прорезающая северный край гор Цилян, — одна из крупных рек в этом районе. Река пересекает с юга на север три крупных активных разлома — Чанма, Ханьша, Юмен. В соответствии с распределением разломов и морфологическими характеристиками р. Байян разделяется на три отрезка: верхний — от разлома Чанма на юг, средний — от разлома Чанма до разлома Юмен, нижний — от разлома Юмен на север (рис. 2, а).

В верхнем течении р. Байян площадь водосборного бассейна велика, долина и русло реки широкие, ширина русла реки 50–150 м. В верхнем течении обычно присутствуют 2–3 террасы высотой от 2–3 до 20–30 м, все террасы аккумулятивные (рис. 2, г).

В среднем течении речная долина сужается, и ширина русла в некоторых местах составляет только несколько метров, долина глубже. Террасы постепенно из аккумулятивных становятся цокольными и эрозионными. Число террас постепенно увеличивается. В южной части северных гор Цилян 2–3 террасы, а в центральной — 4–5 террас, тогда как в северной — 6–7 террас. Высота террас изменяется от 2–3 до 85–90 м. Террасы становятся

эрозионными и цокольными, что свидетельствует об энергичных поднятиях хребта (рис. 2, в). Пройдя через аллювиальный веер, р. Байян вливается в бассейн Цзюси.

В нижнем течении р. Байян протекает через предгорный аллювиальный веер, в этом месте число террас уменьшается, и только две высокие террасы остаются и снова становятся аккумулятивными (рис. 2, б).

Материалы и методы исследований. Тектонические движения активных разломов вызывают разрушение и деформацию речных террас, что отражает активность разломов. По измерению деформации речных террас и определению их возраста можно количественно оценить скорость смещения по активным разломам. Нами использованы измерения с помощью GPS для получения данных о высоте речных террас вблизи активных разломов, возраст определялся методами люминесцентного датирования (Luminescence dating) и космогенных радионуклидов (^{10}Be) (Cosmogenic nuclide dating).

После захоронения минеральные частицы в осадке поглощают энергию, излучаемую окружающими радиоактивными элементами, которая увеличивается со временем. Количество энергии излучения, запасенной в минеральных частицах, можно измерить с помощью лучевой или тепловой стимуляции в лаборатории и сравнить со стандартной скоростью накопления энергии, чтобы получить время, за которое минеральные частицы были захоронены под землей [Zhang et al., 2015]. Измерялся возраст песчаного слоя террасы Т3 вблизи разлома Чанма, и его использовали как возраст формирования террасы Т3 (рис. 3, г).

Космогенные радионуклиды — частицы космических лучей, которые могут реагировать с материалами на поверхности Земли с образованием нуклида, причем в породах количество космогенного нуклида пропорционально продолжительности воздействия горных пород на поверхность. Поэтому по количеству нуклида в породах или отложениях можно определить продолжительность нахождения пород или отложений на земной поверхности [Kong, 2002]. Мы измерили содержание нуклида ^{10}Be в горных породах на севере разлома Юмен, в результате был получен возраст формирования речных террас (таблица).

Возраст террас по хронометрическому методу космогенного радионуклида (^{10}Be)

Положение выборки	Номер образца	Высота террасы, м	Возраст, тыс. лет	Возраст коррекции, тыс. лет
Русло реки	BYBe-10	0	18,59	—
Терраса Т3	BYBe-15	60–70	31,56	$13,0 \pm 4,5$
Терраса Т5	BYBe-16	90–100	83,02	$64,4 \pm 9,0$

Результаты исследований и их обсуждение.
Деформация террас в зоне разлома Чанма. Разлом Чанма длиной около 120 км представляет собой

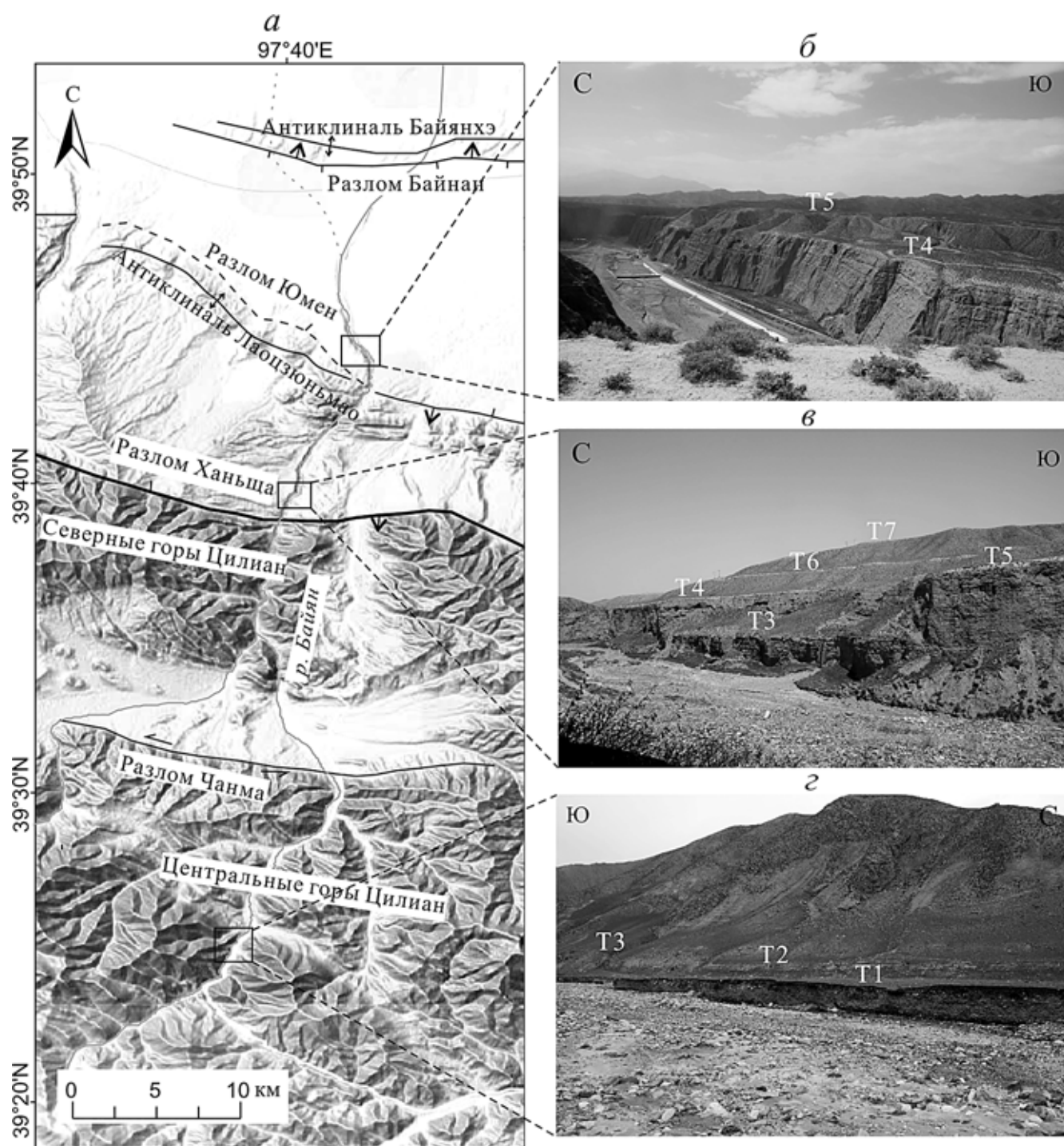


Рис. 2. Характеристики террас р. Байян: изображение р. Байян (а); б–г — фото террас: б — в нижнем течении; в — в среднем течении, г — в верхнем течении

один из главных разломов в западной части гор Цилиан. Направление простирания разлома Чанма северо-северо-западное, наклон сместителя на юго-запад ($50\text{--}70^\circ$) [Institute ..., 1993]. Восточный сегмент разлома Чанма нарушил террасы р. Байян. В профиле разлома можно наблюдать, что докембрийские серые гнейсы (An) перекрывают миоценовый песчаник (N_{1b}), а сам разлом обладает взбросовым характером с углом сместителя 70° (рис. 3, в).

По измерению высоты террас установлено, что на террасе T3 произошло вертикальное смещение

на 18 ± 2 м (рис. 3, б). Образец для датирования взят из песчаного слоя террасы T3 (рис. 3, г). По измерению датирования методом фотолюминесценции возраст террасы T3 составляет $58,72 \pm 9,47$ тыс. лет. Исходя из этого средняя вертикальная скорость смещения по разлому Чанма с $58,72 \pm 9,47$ тыс. лет оценивается в $0,31 \pm 0,06$ мм/год. Затем вычислено, что по соотношению с тригонометрической функцией средняя горизонтальная скорость сокращения составляет $0,11 \pm 0,02$ мм/год.

Деформация террас в зоне северного Цилианского разлома. Северный Цилианский раз-

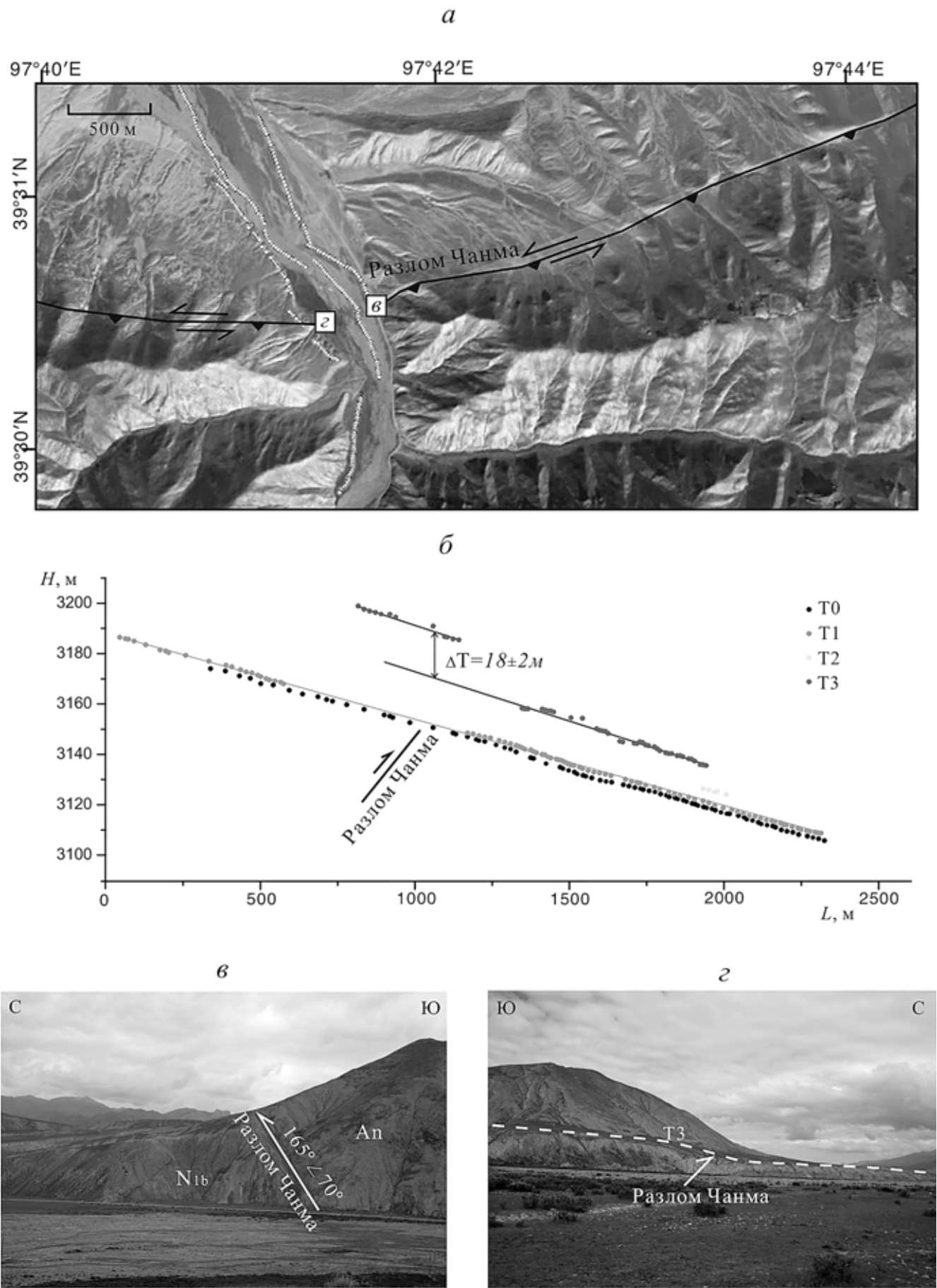


Рис. 3. Деформации террас разлома Чанма и его изображение (а), серые точки — путь измерения террас; продольные профили террас (б); рельеф разлома Чанма на восточном берегу р. Байян (в) и рельеф разлома Чанма на западном берегу р. Байян (г)

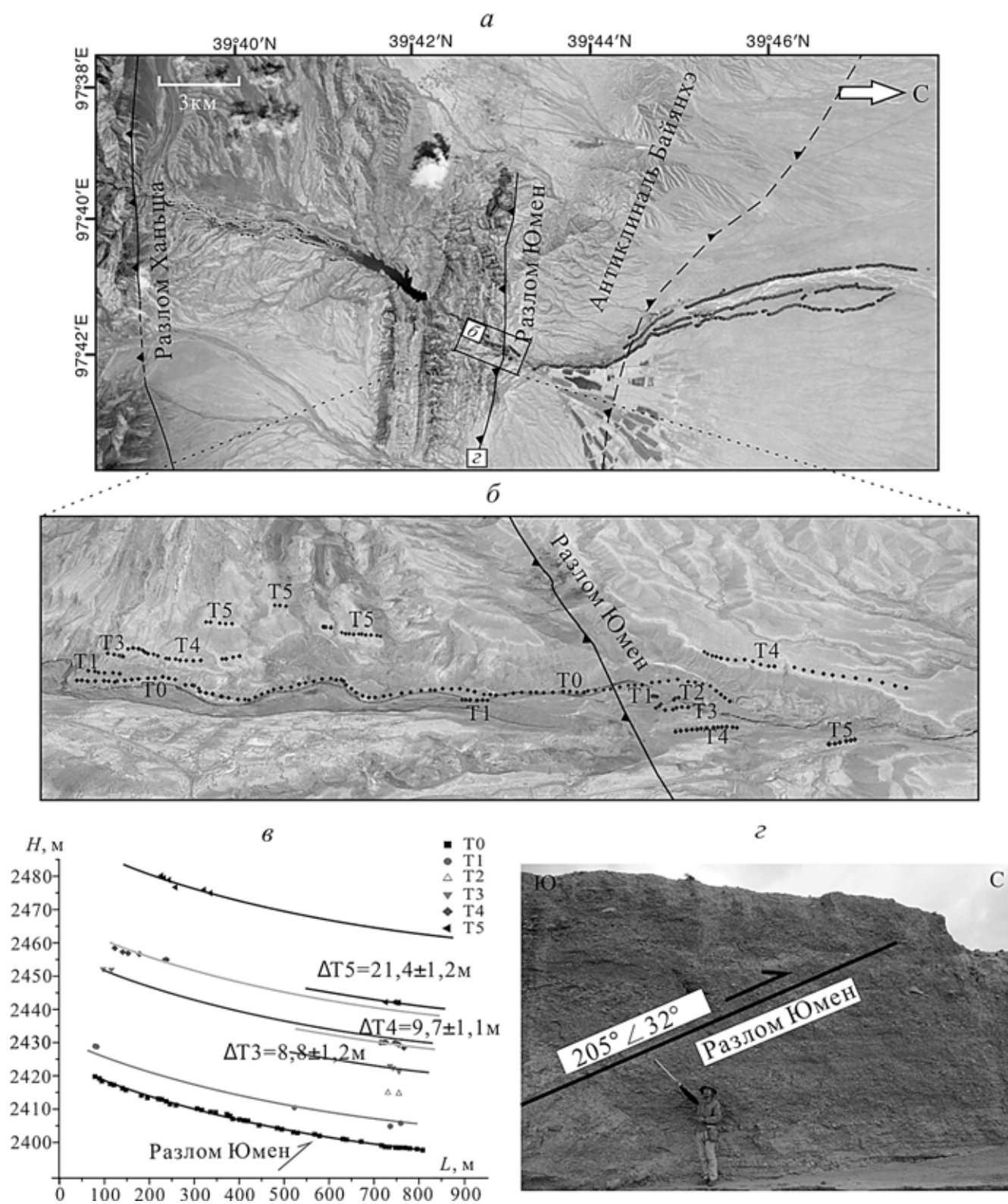


Рис. 4. Деформации террас разлома Юмен: изображение разлома Юмен, серые точки — путь измерения террасы (а, б); продольные профили террас около разлома Юмен (в); фото разлома Юмен на восточном склоне долины р. Байян (г)

лом — крупная и сложная система взбросов, подразделяющихся на западный, центральный и восточный сегменты, причем в западном сегменте главный разлом — взброс, который разделяется на 2 разлома — Ханьша и более северный Юмен, наиболее молодой и ограничивающий антиклиналь Лаоцзюньмао. Таким образом, северная

часть гор Цилян представляет собой систему высокогорных хребтов, ограниченных крупными взбросами Тибетского плато в северо-восточном направлении, движение по которым происходит и в настоящее время, что подтверждается деформациями речных террас главных рек, пересекающих хребты.

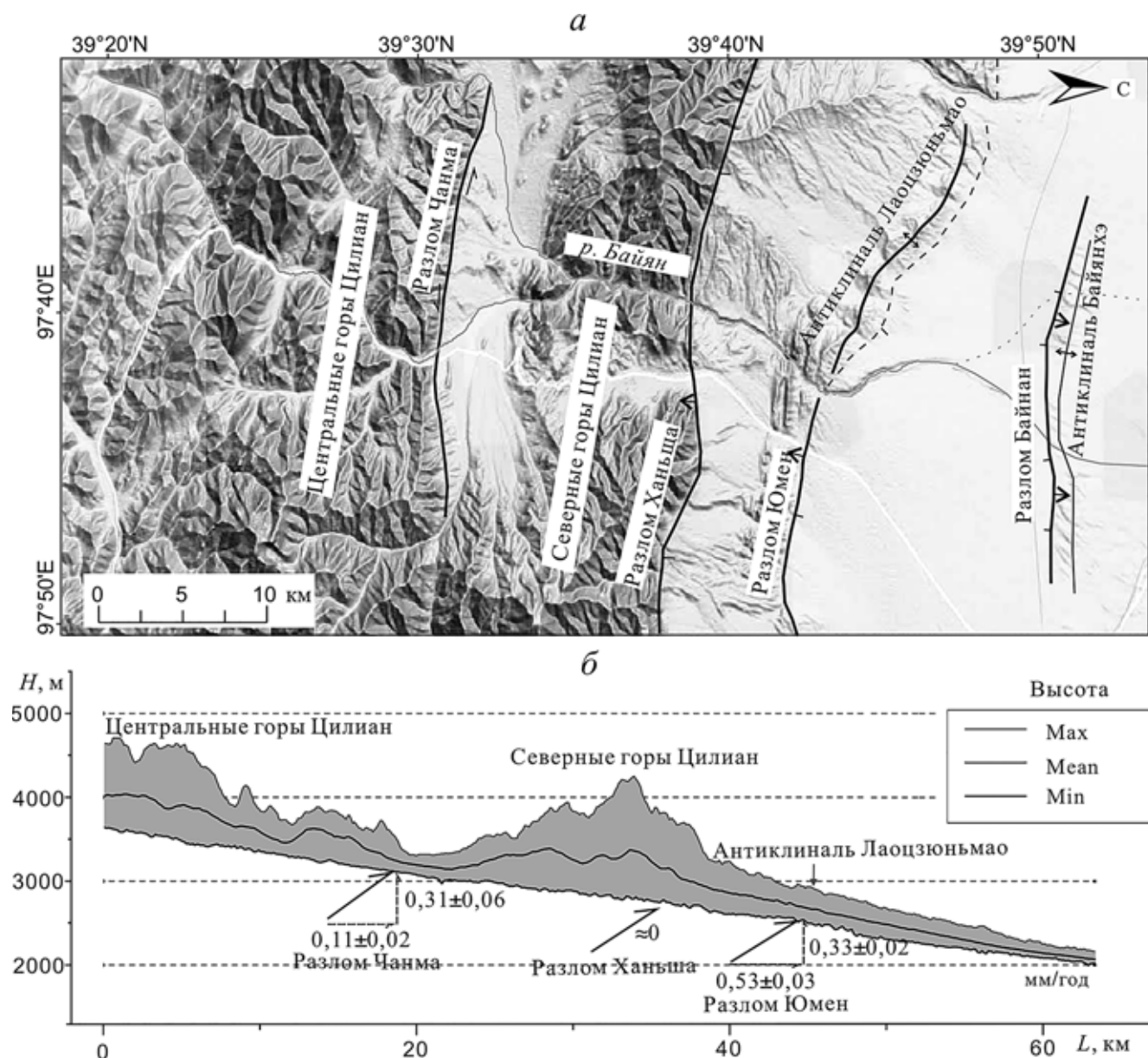


Рис. 5. Топографический профиль р. Байян: изображение реки Байян (а) и разрез рельефа в рассматриваемом районе (б)

Деформации речных террас особенно четко проявлены в долине р. Байян, где смещения выявлены в местах пересечения долин крупными взбросами. В зоне разлома Ханьша перемещение террас не везде было одинаковым, что свидетельствует о разных подвижках на левом и правом склонах долины р. Байян [Liu et al., 2017]. Очевидное вертикальное перемещение террас не произошло в ущелье р. Шию, расположенном на западной стороне долины р. Байян [Hetzl et al., 2006; Institute ..., 1993]. Это доказывает, что с позднего плейстоцена разлом Ханьша был относительно спокойным.

В зоне наиболее молодого северного разлома Юмен, который подрезает антиклиналь Лаоцзюньмао [Song et al., 1989], хорошо выражены деформации молодых террас в долинах р. Байян, увеличившиеся от низких к высоким террасам

(рис. 4), а возраст террас изменяется от $13,0 \pm 4,5$ до $64,4 \pm 9,0$ тыс. лет (таблица). За это время скорость вертикального смещения по разлому составила $0,68 \pm 0,09$ мм/год, а горизонтальное сокращение — $1,08 \pm 0,15$ мм/год. С $64,4 \pm 9,0$ тыс. лет скорость вертикального смещения по разлому Юмен составляла $0,33 \pm 0,02$ мм/год, а горизонтального сокращения — $0,53 \pm 0,03$ мм/год (рис. 5).

В результате детального изучения деформации речных террас по основным рекам, пересекающим горные хребты Цилиан, установлена величина смещения по данным GPS по главным разломам, представляющим собой крупные взбросы, а также точный возраст террас.

Скорость смещения по наиболее северному разлому — левому сдвигу — в его центральной части составляет 10 ± 2 мм/год, тогда как в восточном сегменте она уменьшается до 1–2 мм/год [Zhang

et al., 2004]. Геоморфологические методы дают несколько другие цифры. Так, в западной части сдвига Алтынтаг в четвертичное время скорость смещения составляет $17,5 \pm 2,2$ мм/год, а в восточной — $4,8 \pm 1$ мм/год и еще восточнее, в конце сдвига, — $2,2 \pm 0,2$ мм/год [Ху, 2004].

Сдвиг Чанма представляет собой границу между северными и центральными горными хребтами Цилиан, граничит на западе с разломом Алтынтаг и сливается с ним. С запада на восток по разлому Чанма увеличивается левосдвиговая компонента сдвига, которая составляет от $1,33 \pm 0,39$ мм/год на западе до $3,11 \pm 0,31$ мм/год в центре и до $3,68 \pm 0,41$ мм/год на востоке. Скорость вертикального смещения по сдвигу Чанма варьирует от $0,60 \pm 0,16$ мм/год на западе до $0,31 \pm 0,06$ мм/год на востоке (рис. 5) [Luo et al., 2013]. Эти данные получены для последних $59 \pm 9,47$ тыс. лет. Таким образом, скорость левостороннего смещения по сдвигу Чанма постепенно увеличивается с запада на восток, а скорость вертикального перемещения, наоборот, уменьшается. Разлом Юмен с позднего плейстоцена испытал сильную тектоническую деформацию и превратился в главную активную зону в северной части гор Цилиан. Скорость горизонтального смещения разломов в рассматриваемом районе составляет $0,64 \pm 0,05$ мм/год, что приблизительно равно 12% сокращения земной коры во всех горах Цилиан [Zhang et al., 2012].

Заключение. На основе полевых исследований и измерений GPS на террасах р. Байян в западной части и на севере гор Цилиан получены данные о деформации речных террас и их возрасте, в соответствии с которыми установлена активность разломов в рассматриваемом районе.

Геоморфологические характеристики террас р. Байян различны на разных отрезках ее течения и имеют тектоническую причину. В соответствии с геоморфологическими характеристиками террас р. Байян предварительно оценено, что скорость поднятия северных гор Цилиан с позднего плей-

стоцена больше, чем скорость поднятия центральных гор Цилиан.

Западный сегмент Цилианского северного разлома можно разделить на южную (разлом Ханьша) и северную (разлом Юмен) части. Хотя разлом Ханьша представляет собой главный граничный разлом между северными горами Цилиан и бассейном Цзюси, но вблизи разлома Ханьша не обнаружены явные деформации террас. Разлом Юмен — новейший разлом в процессе расширения северного Цилианского разлома на север и имеет явно вертикальную амплитуду. Главная область западного сегмента Цилианского северного разлома расширилась от основного граничного разлома до предгорного пояса разломов и складок.

Согласно рельефу и возрасту террас р. Байян установлена вертикальная скорость смещения и горизонтальная скорость сокращения земной коры в рассматриваемом районе. Сравниваются значения скорости смещения по каждому разлому, начиная с 60 тыс. лет назад. Скорость вертикального смещения восточного сегмента разлома Чанма составляет $0,31 \pm 0,06$ мм/год, а скорость горизонтального смещения — $0,11 \pm 0,02$ мм/год; скорость вертикального смещения по разлому Юмен составляет $0,33 \pm 0,02$ мм/год, а скорость горизонтального смещения — $0,53 \pm 0,03$ мм/год. Скорость горизонтального смещения по разломам в рассматриваемом районе определена в $0,64 \pm 0,05$ мм/год, что приблизительно равно 12% сокращения земной коры во всех горах Цилиан.

Согласно значениям скорости смещения по всем активным разломам скорость левостороннего смещения по разлому Чанма постепенно увеличивается с запада на восток, а скорость вертикального смещения уменьшается в этом же направлении. Скорость сокращения земной коры в районе Цилианского северного разлома гораздо больше, чем скорость разлома Чанма внутри гор Цилиан. Это указывает на то, что скорость поднятия северных гор Цилиан может быть больше, чем центральных гор Цилиан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Yin An, Harrison M.T. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2000. Vol. 28. P. 211–280.

England P., Molnar P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // Geophys. J. Int. 1997. Vol. 130. P. 551–582.

Hetzel R., Niedermann S., Tao M. et al. Low slip rates and long-term preservation of geomorphic features in Central Asia // Nature. 2002. Vol. 417. P. 428–432.

Hetzel R., Niedermann S., Tao M. et al. Climatic versus tectonic control on river incision at the margin of NE Tibet: ^{10}Be exposure dating of river terraces at the mountain front of the Qilian Shan // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. F03012.

Hou K., Zhang X., Liu X. et al. The neotectonic deformation mechanism of Qilianshan Structure Belt // South China J. Seismology. 1999. Vol. 19 (2). P. 50–61. (in Chinese).

Institute of Geology, China Earthquake Administration. Qilian Mountain-Hexi Corridor active fault zone. Beijing: Seismological Press, 1993. 343 p. (in Chinese).

Kong Q. Application of cosmogenic nuclides in the earth sciences // Earth Sci. Frontiers. 2002. Vol. 9, N 3. P. 41–48. (in Chinese).

Liu R., Li A., Zhang S. et al. The late quaternary tectonic deformation revealed by the terraces on the Baiyang river in the northern Qilian mountains // Seismology and Geology. 2017. V. 39, N 6. P. 1237–1255. (in Chinese).

Luo H., He W., Wang D. et al. Study of the slip rate of Changma fault in Qilian Mountains since late pleistocene // Seismology and Geology. 2013. Vol. 35, N 4. P. 765–777. (in Chinese).

Min W., Zhang P., He W. et al. Research on the active faults and paleoearthquakes in the western Jiuquan basin //

Seismology and Geology. 2002. Vol. 24, N 1. P. 35–44. (in Chinese).

Molnar P., Tapponnier P. The Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 189. P. 419–426.

Song T. Laojunmiao thrust fault belt and its evolution in the Jiuxi basin // Oil & Gas Geology. 1989. Vol. 10, N 1. P. 75–81. (in Chinese).

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and tectonics in China // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 2905–2930.

Xu X., Tapponnier P., Ryerson F. J. et al. Late Quaternary slip rates and discussion of the models of structural conversion of the Altyn Tagh fault // Science in China (ser. D). 2003. Vol. 33, N 10. P. 967–974. (in Chinese).

Zhang P., Shen Z., Wang M. et al. Kinematics of present-day tectonic deformation of the Tibetan Plateau and

its vicinities // Seismology and Geology. 2004. Vol. 26, N 3. P. 367–377. (in Chinese).

Zhang K., Wu Z., Lu D. et al. Review and progress of OSL dating // Geol. Bull. of China. 2015. Vol. 34, N 1. P. 183–203 (in Chinese).

Zhang H., Zhang P., Zhen D. et al. Tectonic geomorphology of the Qilian Shan: insights into the late cenozoic landscape evolution and deformation in the North–Eastern Tibetan Plateau // Quaternary Sci. 2012. Vol. 32, N 5. P. 907–920. (in Chinese).

Zhang P., Zheng D., Yin G. et al. Discussion on late cenozoic growth and rise of northeastern margin of the Tibetan Plateau // Quaternary Sciences. 2006. Vol. 26, N 1. P. 5–13. (in Chinese).

Поступила в редакцию 17.10.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 550.93:551.761:550.93:552.51:551.3(477.75)+621.384.83

**А.М. Никишин¹, Т.В. Романюк², Д.В. Московский³, Н.Б. Кузнецов⁴,
А.А. Колесникова⁵, А.С. Дубенский⁶, В.С. Шешуков⁷, С.М. Ляпунов⁸**

ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ ТОЛЩИ ГОРНОГО КРЫМА: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

ФГБУН Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, Б. Грузинская ул., 10, стр. 1

ФГБУН Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

*ФГАО ВО Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет)
имени И.М. Губкина, 119991, Москва, Ленинский пр-т, 65*

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, 123242, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya str., 10-1

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7

National University of Oil and Gas (Gubkin University), 119991, Moscow, Leninsky Prospekt, 65

Представлены первые результаты U-Pb-изотопного датирования детритовых цирконов (dZr) из двух проб, характеризующих таврическую и эскиординскую серии киммерийского структурного комплекса Горного Крыма. Сильное сходство наборов значений возраста dZr из нижнетааврической свиты таврической серии и салгирской толщи эскиординской серии подтверждает фациальный характер первичных взаимоотношений этих серий. Изученные верхнетриасовые песчаники имели единую питающую провинцию и формировались, скорее всего, в разных частях одного осадочного бассейна. Наиболее вероятно, что этот осадочный бассейн был частью континентальной окраины Балтики. Присутствие в пробах значительного числа dZr с очень древними значениями возраста >3,0 млрд лет (в том числе 3 зерна древнейших dZr с возрастом ~3,9 млрд лет) делает кристаллические комплексы, представленные в современной структуре Украинского щита, очень вероятными первичными источниками этих цирконов. Кристаллические комплексы с таким древним возрастом чрезвычайно редки в мире, однако широко представлены в Подольском и Приазовском блоках Украинского щита.

Ключевые слова: Горный Крым, поздний триас, нижнетааврическая свита таврической серии, салгирская толща эскиординской серии, детритовые цирконы, U-Pb датирование.

The first results of U-Pb dating of detrital zircons (dZr) from two samples characterizing the Taurica and Eski-Orda Groups of the Cimmerian structural complex of the Mountainous Crimea are presented. The strong similarity of the sets of ages of dZr from the Lower Taurica Formation of the Taurica Group and the Salgir strata of the Eski-Orda Group confirms the facial character of the primary relationships of these Groups. The studied Upper Triassic sandstones had a common feeding province and were formed, most likely, in different parts of the same sedimentary basin. It is most likely that this sedimentary basin was part of a continental margin of Baltica. The presence in samples of a significant number of dZr with very ancient ages >3.0 Ga (including 3 the oldest dZr grains with ages of ~3.9 Ga) makes the crystalline complexes represented in the present-day structure of the Ukrainian Shield as the very possible primary sources of these zircons. Crystalline complexes with such ancient ages are extremely rare over the world, but are widely represented in the Podolian and Cis-Azov blocks of the Ukrainian shield.

Keywords: Mountainous Crimea, Late Triassic, Lower Taurica Formation of the Taurica Group, Salgir stratum of the Eski-Orda Group, detrital zircons, U-Pb dating.

¹ Московский государственный университет имени Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, зав. кафедрой, докт. геол.-минер. н.; e-mail: amnikishin@gmail.com

² ФГБУН Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, лаборатория фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики, гл. науч. с., докт. физ.-мат. н.; e-mail: t.romanyuk@mail.ru

³ Московский государственный университет имени Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория тектоники консолидированной коры, и.о. мл. науч. с.; e-mail: decdench.k@gmail.com

⁴ ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория тектоники консолидированной коры, зав. лабораторией, докт. геол.-минер. н.; ФГАОУ ВО Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, кафедра теоретических основ поисков и разведки нефти и газа, профессор; e-mail: kouznidbor@mail.ru

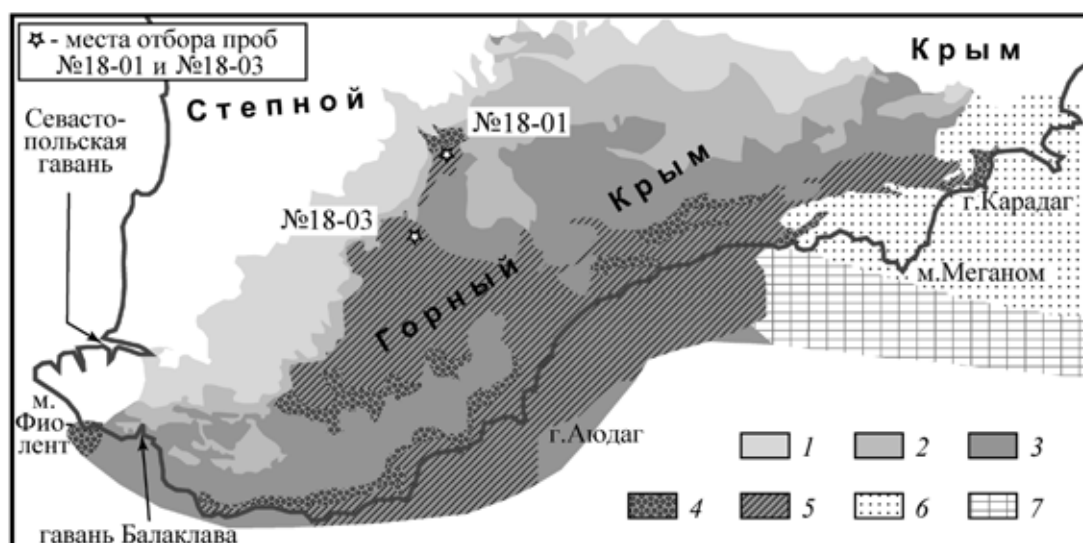
⁵ ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория геохимии изотопов и геохронологии, мл. науч. с.; e-mail: kdataginras@gmail.com

⁶ ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория химико-аналитических исследований, науч. с.; e-mail: alexchem@gmail.com

⁷ ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория химико-аналитических исследований, ст. научн. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: drv@yandex.ru

⁸ ФГБУН Геологический институт РАН, лаборатория химико-аналитических исследований, зав. лабораторией, канд. геол.-минер. н.; e-mail: lyapunov.48@mail.ru

Рис. 1. Геологическая схема Горного Крыма, по [Nikishin et al., 2015] с упрощениями и положением мест отбора проб: 1 — отложения шельфа (верхний мел—эоцен), 2 — отложения шельфа и континентального склона (нижний мел), 3 — отложения шельфа (келловей—берриас), 4 — среднеюрские комплексы (вулканогенно-осадочные отложения, моласса, шельфовые отложения), 5 — таврическая и эскиординская серии (верхний триас—нижняя юра), 6 — троговые и шельфовые отложения (келловей—неоген), 7 — деформированные шельфовые осадочные отложения (келловей—эоцен)



Введение. В последнее десятилетие в практику геологических исследований стали активно внедрять метод массового U-Pb изотопного датирования детритовых цирконов из осадочных толщ. Такие исследования позволяют получить новую надежную информацию о U-Pb возрасте первичных источников цирконов, которыми служат кристаллические комплексы различного происхождения (магматического, метаморфического, гидротермального и др.). Знание возраста детритовых цирконов из осадочной толщи в комплексе с другой информацией дает возможность определять источники сноса вещества для изученной толщи. Сопоставление наборов значений возраста детритовых цирконов из разных толщ позволяет проследить эволюцию питающих провинций и существенно дополняет палеогеографические реконструкции. Возраст группы самых молодых зерен циркона с хорошей аналитической погрешностью и приемлемой дискордантностью иногда удается использовать для ограничения максимального возраста осадочной толщи, из которой была отобрана изученная проба, что особенно важно, если толща фаунистически «немая».

К настоящему времени некоторые стратиграфические образования п-ова Крым уже охарактеризованы такими исследованиями. Так, в работе [Nikishin et al., 2015] представлены суммарные результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из набора проб песчаников с Южного берега Крыма, попадающих в стратиграфический интервал от средней юры до неогена. В работах [Никишин и др., 2016; Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019] приведены результаты изучения детритовых цирконов из юрских толщ. Однако верхнетриасовые—нижнеюрские флишевые толщи Крыма до сих пор не охарактеризованы исследованиями детритовых цирконов. В статье представлены результаты первых таких исследований цирконов

из двух проб, характеризующих таврическую и эскиординскую серии.

Общие сведения о геологическом строении Крымского п-ова. В геологическом строении п-ова Крым выделены два основных структурных элемента — складчатая область Горного Крыма и Степной Крым (рис. 1).

Степной Крым представляет собой часть Скифской плиты — эпигерцинской структуры с платформенным стилем строения, фундамент которой сложен докембрийскими и палеозойскими комплексами, неравномерно метаморфизованными и деформированными. Горный Крым — часть современного Альпийско-Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) коллизионного покровно-складчатого пояса. В Горном Крыму выделены киммерийский (киммериды) и альпийский (альпиды) структурные комплексы. Киммерийский структурный комплекс образован неравномерно дислоцированными образованиями, охватывающими стратиграфический интервал от верхнего триаса до начала келловей.

Граница между Степным Крымом и складчатой областью Горного Крыма проходит по Лозовской зоне смятия субширотного простирания, которая вскрыта бурением из-под мел-неогеновых толщ чехольного типа в окрестностях г. Симферополь [Юдин, 2011].

Верхнетриасово-нижнеюрские толщи киммерид Горного Крыма (общие сведения). Верхнетриасово-нижнеюрские толщи нижнего подкомплекса киммерийского структурного комплекса Горного Крыма сложены преимущественно терригенными обломочными и глинистыми породами. Это самые древние стратифицированные образования Горного Крыма, а их подошвы нигде не вскрыты. На основании различий, выявленных в литологических характеристиках отложений этого возраста, выделяются два их типа. Каждый из них выделен

в ранге разновозрастных или близко разновозрастных серий — таврической и эскиординской серий. Поля распространения пород таврической серии выделяются как Горно-Крымская структурно-фациальная зона, а поле распространения пород эскиординской серии — как Лозовская структурно-фациальная зона. Граница между зонами проводится по Бодракскому разлому [Болотов и др., 2004].

Таврическая серия. Таврическая серия представляет собой мощный слоистый комплекс флишевых отложений с очень четко проявленной ритмичностью. Таврическая серия довольно сильно дислоцирована. Сколь-нибудь протяженные и продолжительные разрезы серии фактически неизвестны. Находки ископаемой фауны в породах серии немногочисленны, что весьма существенно осложняет корреляцию разрозненных и тектонически обособленных (ограниченных) фрагментов разреза серии. Тем не менее, фаунистические находки, в том числе находки руководящей фауны, позволили составить сводный разрез таврической серии и показать, что в нем представлены образования карнийского, норийского, рэтского, синемюрского, плинсбахского и тоарского ярусов [Панов и др., 2011; Тевелев и др., 2012]. В объеме таврической серии выделяют нижнетаврическую и верхнетаврическую свиты [Панов и др., 2011], а также ченкскую толщу (иногда ее выделяют в ранге свиты), которую помещают в сводном разрезе серии между верхне- и нижнетаврической свитами [Панов и др., 2004, 2011; Стафеев и др., 2014]. Далее верхнетаврическая свита и ченкская толща не рассматриваются.

Нижнетаврическая свита развита в бассейнах рек Бодрак, Альма и Салгир. Разрез свиты характеризуется четко выраженным ритмичным строением флишевого типа. По находкам фауны возраст свиты считается норийско-рэтским. Ритмичное флишевое строение разрезов свиты и частое выпадение из разрезов отдельных ритмов и/или их нижних элементов, а также некоторые другие признаки, приведенные в работе [Панов и др., 2011], свидетельствуют о том, что нижнетаврическая свита — отложения дистального флиша. Они накапливались, очевидно, в глубоком бассейне, на значительном удалении от его борта и сопряженных с ним источников обломочного материала.

Эскиординская серия. Эскиординская серия сложена чередующимися песчаниками, алевроаргиллитами и аргиллитами. Местами для некоторых фрагментов разреза серии характерны элементы хаотического строения. Это выражается в присутствии в разрезах горизонтов дикого флиша, олистостромовых горизонтов, разноразмерных олистоплак и пластовых отторженцев, сложенных породами разного возраста и состава, представляющих собой, по-видимому, конседи-

ментационные покровы или отдельные экзотические (эратические) глыбы. Все это указывает на то, что эскиординская серия сформирована в обстановках, характерных для приближенных к источнику материала верхних частей борта бассейна (континентального склона и шельфа). По склону бассейна перемещались как турбидитовые потоки, которые переносили обломочный материал в глубоководную часть флишевого бассейна, так и сползали оползневые тела разного размера.

Поля распространения пород эскиординской серии пространственно совпадают с Лозовской зоной смятия, что обуславливает весьма сложное их строение и отсутствие протяженных ненарушенных разрезов серии. В целом породы эскиординской серии бедны находками палеонтологических остатков. В литературе описаны лишь единичные находки руководящей фауны, характерной для норийского, синемюрско-плинсбахского и тоарского ярусов. Кроме того, в породах серии выявлены палинологические остатки, характерные для разных интервалов ладинско(?)–нижнебайосского стратиграфического диапазона [Стафеев и др., 2015]. В целом эскиординская серия считается возрастным аналогом таврической серии. Сводная стратиграфическая последовательность серии восстановлена по ее отдельным тектонически обособленным фрагментам и расчленена на четыре основных подразделения: курцовская (ладин–норий), салгирская (рэт–синемюр), мендерская или саблынская (плинсбах–нижний тоар) и джидайская или лозовская (верхний тоар–нижний байос) толщи (свиты), между которыми стратиграфические соотношения не всегда достоверно установлены. Обычно контакты между толщами, включаемыми в эскиординскую серию, либо тектонические, либо не обнажены. Этим не в последнюю очередь объясняется тот факт, что термин «серия» применим к рассматриваемым образованиям условно. Далее описана только салгирская толща.

Салгирская толща представляет собой флишеидные отложения терригенного состава. Для пород салгирской толщи характерно наличие в ритмах крупных слоев песчаников и тонких алевролитовых и аргиллитовых прослоев. Ритмичность в этой толще выдерживается не всегда. В породах салгирской толщи были найдены *Monotis* sp., соответствующие норийскому возрасту [Болотов, Донт, 1999], другая фауна, соответствующая норий–рэтскому интервалу, а также полинокомплексы, характерные для рэта–нижнего синемюра [Стафеев и др., 2015].

Материалы и методы исследования. Характеристика мест отбора проб на детритовые цирконы. Пробы для выделения детритовых цирконов (dZr), результаты U–Pb изотопного датирования которых представлены в статье, отобраны летом 2018 г.

Проба № 18-01 отобрана из песчаников, слагающих нижний элемент одного из флишевых ритмов (в точке с координатами 44°49'43" с. ш.,

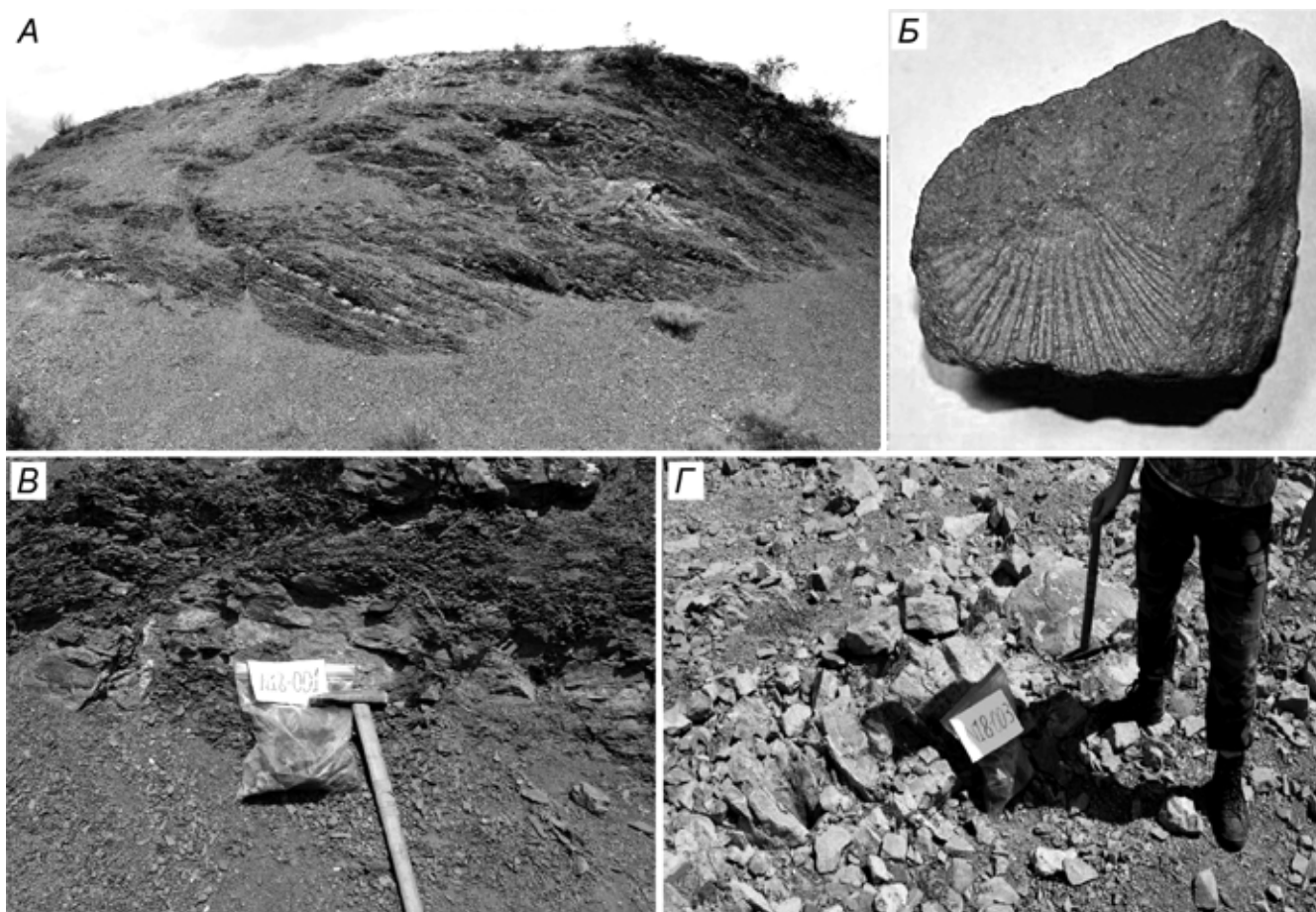


Рис. 2. Фото объектов исследования: А — общий вид обнажения в карьере Школьный; Б — место отбора пробы N18-001; В — отпечаток раковины *Monotis* sp. в породах салгирской толщи, на 400 м ниже по течению р. Бодрак от места отбора пробы N18-003; Г — место отбора пробы N18-003

34°4'33.5" в. д.) в разрезе нижнетаврической свиты таврической серии, вскрытом в северном борту карьера Школьный (рис. 2, А, Б). В этом разрезе известны обильные находки отпечатков, реже слепков и ядер двустворчатых моллюсков *Monotis* sp., что позволяет относить представленный здесь фрагмент разреза к норийскому ярусу верхнего триаса.

Проба № 18-03 отобрана из песчаников, обнаженных в русле р. Бодрак (в точке с координатами 44°46'58.32" с. ш., 33°59'44.96" в. д.), в 150 м на восток-северо-восток от моста через р. Бодрак на южной окраине с. Трудолюбовка (рис. 2, В). Песчаники участвуют в сложении верхнетриасового фрагмента разреза, принадлежащего салгирской толще эскиординской серии. Отнесение опробованного фрагмента разреза к верхнему триасу подтверждаются находкой отпечатка *Monotis* sp., сделанной в 2016 г. студентами РГУ НиГ имени И.М. Губкина А.Ю. Ковалевым и А.А. Захаренковой на левом борту долины р. Бодрак, в точке с координатами 44°47'02" с. ш., 33°59'33" в. д., расположенной всего лишь в 400 м ниже по течению р. Бодрак от места отбора пробы № 18-003 (неопубликованные данные Н.Б. Кузнецова, рис. 2, Г).

Методы исследования. U-Pb изотопное датирование цирконов методом масс-спектрометрии с

индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ISP-MS) выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Для лазерного отбора пробы использована система лазерной абляции NWR-213 («Electro Scientific Ind.»), совмещенная с магнитосекторным ИСП масс-спектрометром высокого разрешения «Element2» («Thermo Scientific Inc.»). Непосредственно перед измерением шашки с цирконами промывали в ультразвуковой ванне в 5%-ном растворе HNO₃, затем споласкивали в дистиллированной воде и сушили на воздухе. Перенос испаренного лазером вещества осуществлялся потоком гелия с последующим подмешиванием к нему газифицированного аргона. Для снижения уровня газового фона и повышения стабильности аналитического сигнала применялась тонкая фильтрация и перемешивание газовых потоков. При проведении изотопного анализа были использованы следующие операционные параметры.

Масс-спектрометр: измеряемые массы — 206, 207, 208, 232 и 238; время сканирования пика (sampling time) — 3, 4, 2, 2, 2 мс соответственно; доля ширины массового пика (mass window) — 8%; число сканирований в массовом пике (samples per peak) — 50; число сканов 800; время измерения фонового сигнала 15 с; время абляции 30 с; мощность

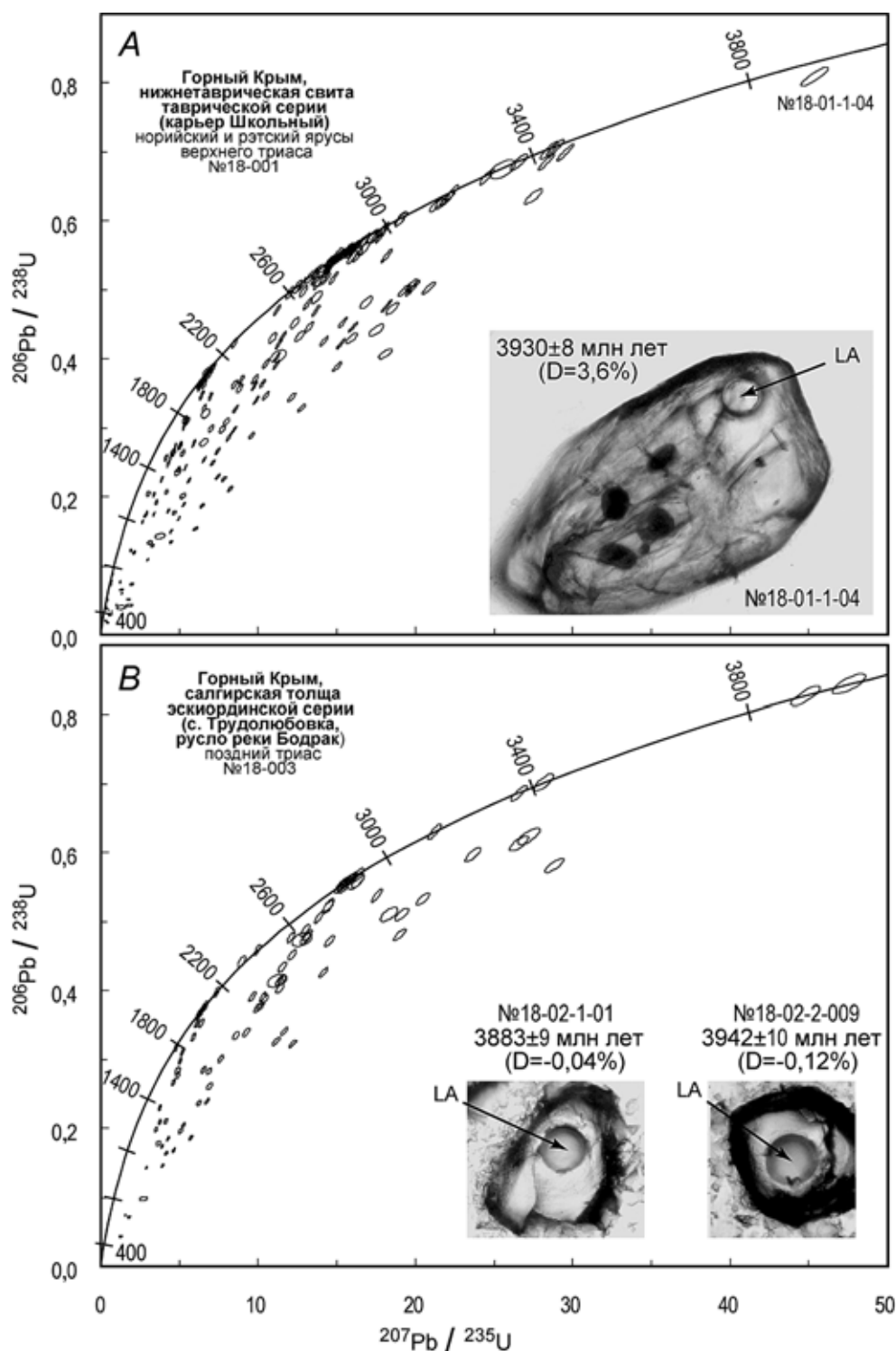


Рис. 3. Диаграммы с конкордией результатов изучения U-Pb изотопной системы детритовых цирконов из проб № 18-001 (А) и № 18-003 (Б). Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. На врезках показаны оптические изображения цирконов с наиболее древними значениями возраста, LA — положения кратеров абляции (диаметр 25 мкм)

RF-генератора 1100 Вт; расход подмешиваемого газа (Ar) 0,910 л/мин.

Лазер: диаметр пятна 25 мкм; частота 5 Гц; плотность излучения 6–8 Дж/см²; расход газаносителя (He) — 0,900 л/мин. Настройка масс-спектрометра состояла в достижении максимальной чувствительности измерения (по сигналу U⁺) и минимального уровня оксидов (по отношению UO⁺/U⁺) путем варьирования некоторых операционных параметров (скорость потоков газа, мощность генератора, положение горелки масс-спектрометра и т.д.).

Калибровка проводилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 с аттестованным по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастом 601,9±0,4 млн лет [Horstwood et al., 2016]. Стандарт предоставлен Национальным центром геохимической эволюции и металлогении континентов GEMOC Университета Маккуори (Сидней, Австралия). Качество анализа оценивалось путем одновременного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 и Plesovice с аттестованными по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U значениями возраста 1063,5±0,4

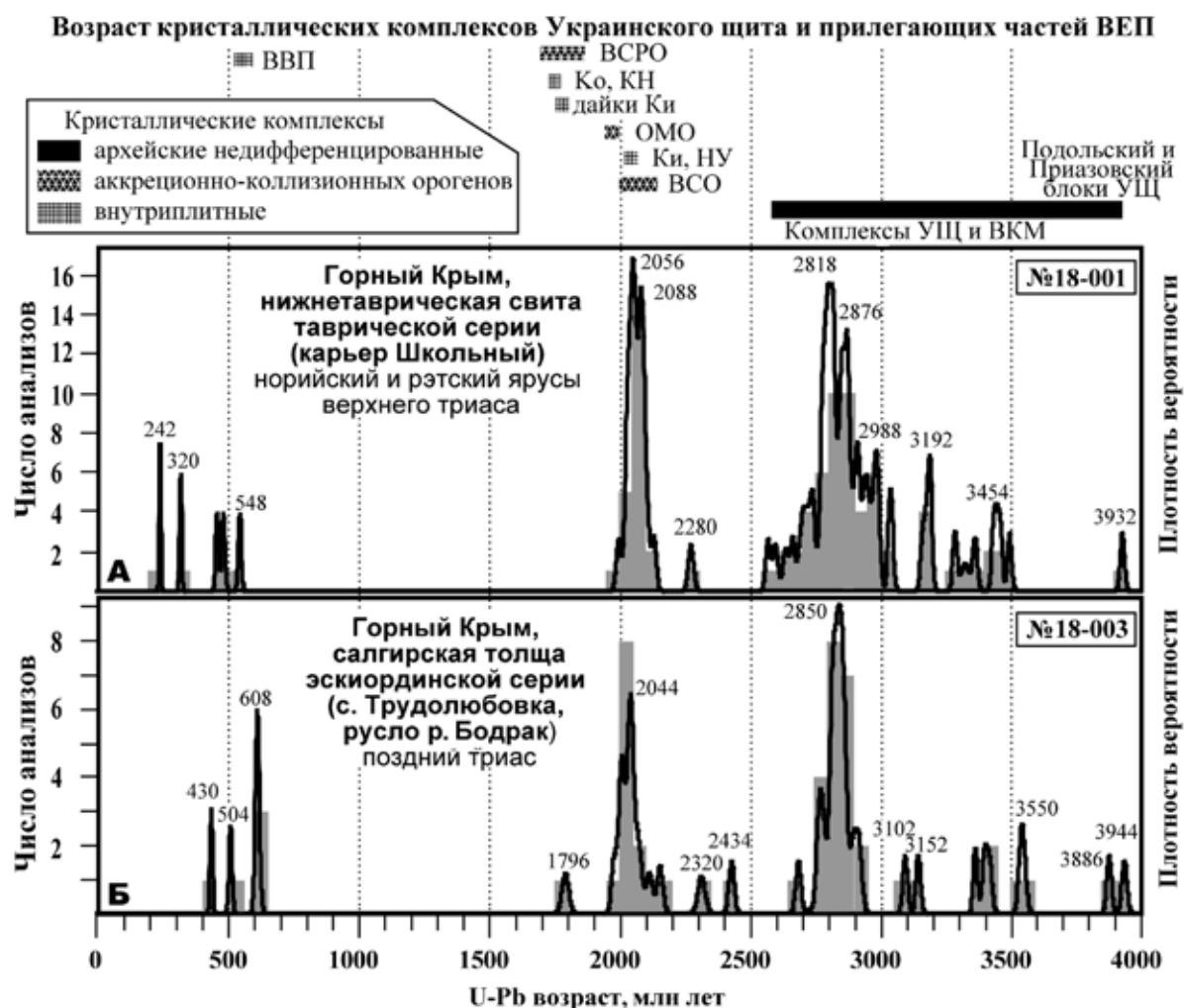


Рис. 4. Гистограммы и КПВ значений возраста dZr из проб № 18-01 (А) и № 18-03 (Б). В верхней части рисунка показана сводка известных значений возраста кристаллических комплексов фундамента юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП): УЩ — Украинский щит, ВКМ — Воронежский кристаллический массив, ВСО — Волго-Сарматский ороген (также фигурирует в литературе как Восточно-Сарматский или Волго-Донской ороген) [Бибикина и др., 2009; Terentiev et al., 2018], ВВП — Волынская вулканическая провинция [Shumlyansky et al., 2016], ОМО — аккреционный ороген Осниц-Микашевичи (2,0–1,95 млрд лет) [Шумлянский, Богданова, 2009], ВСРО — Волынь-Средне-Русский ороген (1,8–1,75 млрд лет) [Bogdanova et al., 2008]. Плутоны: Ки — Кировоградский (2,06–2,03 млрд лет), НУ — Ново-Украинский (2,04–2,03 млрд лет), КН — Корсунь-Новомиргородский (1,76–1,74 млрд лет), Ко — Коростеньский (1,74–1,8 млрд лет) [Shumlyansky et al., 2015a, 2017]. Дайки в Кировоградском массиве (1,81–1,77 млрд лет) по [Elming et al., 2010]

и $337,2 \pm 0,1$ млн лет соответственно [Horstwood et al., 2016]. Для этих контрольных стандартов в ходе измерений получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста (2σ) 1069 ± 6 и 339 ± 3 млн лет соответственно, что согласуется с приведенными выше аттестованными значениями, полученными методом CA-ID-TIMS [Horstwood et al., 2016].

Методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работе [Романюк и др., 2018]. Обработка выполнена с помощью коммерческой программы GLITTER [Griffin et al., 2008], приобретенной ГИН РАН, и программы [Ludwig, 2012], размещенной в свободном доступе.

Результаты исследований и их обсуждение.
Результаты изучения детритовых цирконов из таврической и эскиординской серий. Первичные аналитические данные. В пробе № 18-01 изучение

U-Pb изотопной системы выполнено для 204 зерен dZr (табл. 1, рис. 3, А). Для 117 зерен dZr анализы характеризуются сильной дискордантностью ($D > 10\%$). Они исключены из дальнейшего рассмотрения. Остальные 87 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) (рис. 5, А). Максимальный полученный возраст 3930 ± 8 ($D = 3,6\%$), минимальный — 241 ± 3 ($D = 3,3\%$) млн лет.

В пробе № 18-03 изучено 100 зерен dZr (табл. 2, рис. 3, Б), для 61 из них получены сильно дискордантные значения ($|D| > 10\%$), остальные 39 датировок использованы для построения гистограммы и КПВ (рис. 5, Б). Максимальный полученный возраст 3942 ± 10 ($D = -0,07\%$), минимальный — 430 ± 5 млн лет ($D = 4,0\%$).

Более половины анализов с сильно дискордантными значениями в обеих пробах свидетельствуют о том, что dZr были массово подвержены

Таблица 1

Результаты U-Pb изотопного (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из нижнетааврической свиты таврической серии (проба № 18-01), Горный Крым

№п/п	Номер анализа в пробе № 18-01	Измеренные отношения					Возраст, млн лет						D, %
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	RHO	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
1	1-01A	6,20341	0,07651	0,35989	0,00403	0,91	1982	19	2005	11	2029	9	2,7
2	1-01B	14,10322	0,17121	0,42618	0,00475	0,92	2288	21	2757	12	3120	8	31,6
3	1-01C	10,21447	0,12477	0,36519	0,00407	0,91	2007	19	2454	11	2850	8	34,3
4	1-02	6,6299	0,08374	0,37718	0,00424	0,89	2063	20	2063	11	2064	9	0,05
5	1-03A	24,46086	0,3028	0,66453	0,00742	0,90	3285	29	3287	12	3288	8	0,15
6	1-03B	21,93548	0,2755	0,6331	0,0071	0,89	3162	28	3181	12	3193	8	1,3
7	1-04	45,30156	0,5746	0,8099	0,0092	0,89	3825	33	3894	13	3930	8	3,6
8	1-06	15,13032	0,19936	0,55005	0,00628	0,86	2825	26	2823	13	2822	9	-0,13
9	1-07	7,05619	0,09009	0,2503	0,0028	0,87	1440	14	2119	11	2862	9	55,2
10	1-09	6,50807	0,0901	0,3638	0,0042	0,83	2000	20	2047	12	2095	10	5,3
11	1-11	8,84683	0,10657	0,30877	0,00345	0,69	1683	17	2191	15	2707	14	42,8
12	1-12	8,56045	0,10397	0,36444	0,00408	0,81	1997	19	2277	12	2539	9	24,8
13	1-14	15,20725	0,1883	0,55062	0,00622	0,91	2828	26	2828	12	2829	9	0,06
14	1-15	16,72576	0,21352	0,57291	0,00656	0,90	2920	27	2919	12	2919	9	-0,02
15	1-16	6,56143	0,0827	0,3752	0,0043	0,90	2054	20	2054	11	2055	9	0,05
16	1-17	16,65238	0,2141	0,5716	0,0066	0,89	2914	27	2915	12	2916	9	0,07
17	1-18	12,2642	0,15494	0,34672	0,00393	0,83	1911	19	2610	13	3208	9	46,5
18	1-20A	21,24573	0,27686	0,62421	0,00717	0,88	3127	28	3150	13	3165	9	1,5
19	1-20B	21,61141	0,29189	0,62892	0,00736	0,87	3145	29	3166	13	3180	9	1,4
20	1-20C	4,89218	0,06407	0,15	0,00171	0,43	811	10	1422	23	2511	35	71,9
21	1-21	16,7984	0,21846	0,56107	0,00655	0,83	2866	27	2916	13	2950	9	3,5
22	1-23A	19,67557	0,24583	0,50739	0,00579	0,91	2645	25	3076	12	3370	8	26,1
23	1-23B	7,41563	0,09306	0,23038	0,00263	0,90	1334	13	2157	11	3068	8	62,3
24	1-24	4,20347	0,05316	0,18009	0,00205	0,90	1067	11	1675	10	2551	9	62,9
25	1-25	15,44902	0,20423	0,55435	0,00644	0,88	2843	27	2843	13	2844	9	0,02
26	1-26	6,82638	0,09156	0,3826	0,00442	0,86	2088	21	2089	12	2090	10	0,09
27	1-27	7,75375	0,10059	0,22642	0,00259	0,88	1316	14	2203	12	3175	9	64,4
28	1-28A	4,396	0,05835	0,13497	0,00155	0,86	816	9	1712	11	3095	9	78,1
29	1-28B	3,56178	0,04726	0,1324	0,00152	0,67	784	9	1459	14	2652	14	74,6
30	1-29A	27,42597	0,36715	0,63586	0,0073	0,86	3173	29	3399	13	3535	9	13,0
31	1-29B	29,4762	0,35505	0,70003	0,008	0,95	3421	30	3470	12	3498	8	2,9
32	1-30	15,36441	0,18278	0,45363	0,00514	0,92	2409	22	2834	11	3152	8	28,2
33	1-31A	6,48806	0,07927	0,37326	0,00426	0,93	2045	20	2044	11	2044	9	-0,05
34	1-31B	5,2055	0,0633	0,30232	0,00344	0,94	1703	17	1854	10	2027	9	18,2
35	2-01	5,19812	0,06222	0,18945	0,00215	0,95	1118	12	1852	10	2818	8	65,5
36	2-02	18,11193	0,21897	0,55005	0,00629	0,95	2825	26	2996	12	3112	8	11,4
37	2-03	14,44939	0,17593	0,53331	0,0061	0,94	2755	26	2780	12	2797	8	1,9
38	2-04	6,15898	0,07582	0,36342	0,00415	0,93	1998	20	1999	11	1999	9	0,04
39	2-05	4,65126	0,05628	0,27386	0,00311	0,94	1560	16	1759	10	2003	9	24,9
40	2-06	7,10822	0,08795	0,38854	0,00445	0,93	2116	21	2125	11	2134	9	1
41	2-07A	19,82864	0,23861	0,50527	0,00575	0,95	2636	25	3083	12	3389	8	27,0
42	2-07B	6,22316	0,07481	0,1567	0,00178	0,76	925	11	1968	14	3360	10	77,5
43	2-08	15,11302	0,18258	0,39066	0,00446	0,90	2118	21	2811	12	3353	8	43,0
44	2-09	16,03012	0,19446	0,56283	0,00643	0,94	2878	27	2879	12	2879	8	0,03
45	2-10	1,51629	0,01833	0,08021	0,00091	0,66	480	5	788	10	1803	18	76,1
46	2-11	28,23101	0,33915	0,68568	0,0078	0,95	3366	30	3427	12	3463	8	3,6
47	2-12	6,98369	0,08669	0,38743	0,00444	0,92	2111	21	2109	11	2108	9	-0,16
48	2-13A	16,24896	0,20239	0,55051	0,00636	0,93	2827	26	2892	12	2937	8	4,6
49	2-13B	1,40202	0,01704	0,0415	0,00047	0,30	219	3	484	18	2068	65	90,8
50	2-14	3,80797	0,04739	0,22602	0,00259	0,92	1314	14	1594	10	1989	9	37,5

Продолжение табл. 1

№п/п	Номер анализа в пробе № 18-01	Измеренные отношения					Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	RHO	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	
51	2-15	5,02736	0,06037	0,27468	0,00315	0,79	1562	16	1812	13	2114	10	29,4
52	2-16	6,84592	0,08353	0,38413	0,00442	0,94	2096	21	2092	11	2088	9	-0,41
53	2-17	5,76896	0,06984	0,31647	0,00364	0,58	1752	19	1866	18	1995	20	13,9
54	2-18	17,74329	0,21513	0,579	0,00669	0,95	2945	27	2976	12	2997	8	2,2
55	2-19	2,62396	0,03178	0,1247	0,00143	0,51	729	9	1132	17	2016	26	67,4
56	2-20A	4,88561	0,05832	0,16897	0,00194	0,96	1006	11	1800	10	2903	8	70,3
57	2-20B	4,39188	0,05299	0,15066	0,00173	0,95	905	10	1711	10	2917	8	73,7
58	2-21	0,29255	0,00451	0,04078	0,00048	0,77	258	3	261	4	287	15	10,3
59	2-23	1,25343	0,01523	0,0369	0,00043	0,96	234	3	825	7	3162	8	94,2
60	2-24	4,37525	0,05282	0,25852	0,00297	0,95	1482	15	1708	10	1997	9	28,8
61	2-26	0,71374	0,01092	0,08857	0,00103	0,76	547	6	547	6	547	15	-0,06
62	2-27	3,29241	0,03881	0,175	0,00199	0,96	1040	11	1479	9	2183	9	56,6
63	2-28	2,72954	0,03214	0,06061	0,00069	0,49	324	5	1003	19	3101	30	91,6
64	2-29	6,41917	0,0775	0,37126	0,00424	0,95	2035	20	2035	11	2035	9	-0,03
65	2-30	9,14178	0,10684	0,3728	0,00423	0,88	2031	20	2324	12	2592	8	25,2
66	2-31	14,99303	0,18926	0,54722	0,00641	0,93	2814	27	2815	12	2816	9	0,1
67	2-32	18,11028	0,21319	0,47753	0,00544	0,97	2516	24	2996	11	3335	8	29,5
68	2-33	14,40149	0,17567	0,53804	0,00621	0,95	2775	26	2777	12	2778	9	0,12
69	2-34	6,48944	0,07587	0,25437	0,00288	0,97	1461	15	2044	10	2699	8	51,1
70	2-36	5,31242	0,06351	0,24321	0,0028	0,96	1403	15	1871	10	2439	9	47,1
71	2-38	0,5748	0,01225	0,07404	0,00093	0,60	460	6	461	8	465	25	0,9
72	2-39	14,51705	0,17808	0,53931	0,00628	0,95	2781	26	2784	12	2787	9	0,3
73	2-40A	12,43251	0,19226	0,50495	0,0065	0,83	2635	28	2638	15	2640	11	0,2
74	2-40B	11,93176	0,16755	0,49638	0,00609	0,87	2598	26	2599	13	2600	10	0,08
75	2-42	17,89769	0,2164	0,5885	0,00682	0,96	2983	28	2984	12	2985	8	0,08
76	2-44	5,23541	0,06213	0,07298	0,00084	0,36	270	7	1026	48	3453	77	94,0
77	2-45	15,96653	0,18949	0,4466	0,00513	0,97	2380	23	2875	11	3243	8	31,7
78	2-47	17,41897	0,2174	0,57816	0,0068	0,94	2941	28	2958	12	2970	8	1,2
79	2-48	14,709	0,18101	0,51751	0,00596	0,94	2689	25	2797	12	2876	8	7,8
80	2-49	11,48661	0,13695	0,43287	0,00492	0,95	2319	22	2563	11	2763	8	19,1
81	2-51	1,43713	0,01735	0,0618	0,0007	0,68	376	4	820	10	2346	15	86,3
82	2-53	16,32418	0,19649	0,56691	0,00647	0,95	2895	27	2896	12	2897	8	0,08
83	2-55	15,83791	0,23831	0,55729	0,0071	0,85	2855	29	2867	14	2875	10	0,9
84	2-56	4,60257	0,055	0,26598	0,00302	0,77	1515	15	1728	12	1996	11	27,0
85	2-57	4,97689	0,06013	0,27551	0,00314	0,94	1569	16	1815	10	2112	9	28,9
86	2-58	8,38048	0,10008	0,29724	0,00338	0,95	1678	17	2273	11	2862	8	46,8
87	2-60	11,13961	0,13645	0,47131	0,0054	0,94	2489	24	2535	11	2572	9	3,9
88	2-61	15,1187	0,18686	0,54899	0,00633	0,93	2821	26	2823	12	2824	8	0,2
89	2-62	13,5448	0,16448	0,51708	0,00593	0,94	2687	25	2718	11	2742	8	2,5
90	2-63	5,06642	0,06113	0,24191	0,00276	0,80	1388	14	1797	12	2311	10	44,3
91	2-64	13,61155	0,166	0,4705	0,0054	0,94	2486	24	2723	12	2904	8	17,3
92	2-65	19,63256	0,23539	0,49992	0,00571	0,95	2613	25	3073	12	3390	8	27,8
93	2-66	15,20196	0,18164	0,42256	0,00482	0,95	2272	22	2828	11	3252	8	35,6
94	2-67	9,96384	0,11939	0,29364	0,00335	0,85	1640	16	2388	12	3107	9	53,2
95	2-68	11,31393	0,13539	0,43517	0,00496	0,77	2311	23	2511	14	2676	10	16,2
96	2-69	5,84994	0,07081	0,27812	0,00318	0,94	1582	16	1954	10	2375	9	37,6
97	2-70	2,57989	0,03129	0,16407	0,00187	0,94	979	10	1295	9	1865	9	51,1
98	2-71	9,81319	0,11806	0,34098	0,0039	0,95	1891	19	2417	11	2896	8	39,9
99	2-72A	15,56529	0,19548	0,55608	0,00654	0,94	2850	27	2850	12	2851	9	0,02
100	2-72B	12,74572	0,16258	0,5092	0,00602	0,93	2653	26	2661	12	2667	9	0,7
101	2-73	1,52473	0,01891	0,04916	0,00057	0,44	276	4	651	14	2336	34	90,0
102	2-74	2,90996	0,03567	0,1092	0,00127	0,95	668	7	1385	9	2770	8	79,7

Продолжение табл. 1

№п/п	Номер анализа в пробе № 18-01	Измеренные отношения					Возраст, млн лет						D, %
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	RHO	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
103	2-75	5,5149	0,0678	0,2239	0,0026	0,95	1303	14	1903	11	2640	9	55,8
104	2-76	14,35176	0,18829	0,52754	0,00632	0,91	2731	27	2773	12	2804	9	3,2
105	2-77	11,0793	0,1356	0,3918	0,0046	0,96	2131	21	2530	11	2867	8	30,1
106	2-78A	11,24788	0,13792	0,42268	0,00492	0,95	2273	22	2544	11	2768	9	21,2
107	2-78B	13,63934	0,16976	0,52614	0,00616	0,94	2725	26	2725	12	2725	9	0,01
108	2-79	5,81937	0,07179	0,26972	0,00314	0,71	1509	16	1842	14	2242	14	36,6
109	3-01	14,17931	0,18628	0,52018	0,0061	0,89	2700	26	2762	12	2807	9	4,7
110	3-02	1,86814	0,02384	0,03078	0,00036	0,18	113	3	305	41	2279	226	95,9
111	3-04	12,70335	0,16317	0,32938	0,0038	0,90	1835	18	2658	12	3361	8	51,9
112	3-05	5,30458	0,07234	0,31042	0,00364	0,86	1743	18	1870	12	2014	10	15,4
113	3-06	6,9037	0,0913	0,3464	0,0040	0,88	1917	19	2099	12	2282	10	18,5
114	3-07	6,7325	0,0936	0,3798	0,0045	0,84	2075	21	2077	12	2079	10	0,2
115	3-08	0,37012	0,00624	0,05088	0,00061	0,71	320	4	320	5	318	18	−0,5
116	3-09	18,79086	0,25571	0,45405	0,00529	0,74	2362	25	2960	16	3397	12	36,2
117	3-10	4,5830	0,0628	0,2638	0,0031	0,81	1508	15	1742	12	2035	10	29,0
118	3-11	13,70082	0,17757	0,50974	0,00594	0,90	2656	25	2729	12	2784	9	5,7
119	3-13	15,91174	0,20853	0,54795	0,00642	0,89	2817	27	2872	13	2910	9	4,0
120	3-14	20,79164	0,26607	0,50352	0,00582	0,90	2629	25	3129	12	3468	8	29,3
121	3-15	12,80854	0,16731	0,49849	0,00579	0,89	2607	25	2666	12	2710	9	4,6
122	3-16	5,76699	0,12037	0,24504	0,00352	0,53	1370	18	1788	23	2318	27	45,3
123	3-17	15,78649	0,20778	0,55873	0,00648	0,88	2861	27	2864	13	2866	9	0,2
124	3-18A	13,1632	0,1759	0,4465	0,0052	0,87	2380	23	2691	13	2935	9	22,5
125	3-18B	8,14012	0,10906	0,21188	0,00246	0,87	1239	13	2247	12	3355	9	69,0
126	3-19	19,0062	0,2625	0,6037	0,0071	0,85	3045	29	3042	13	3040	9	−0,2
127	3-20	17,2436	0,2444	0,5784	0,0069	0,84	2942	28	2948	14	2953	10	0,5
128	3-21A	15,6146	0,2053	0,5569	0,0066	0,90	2854	27	2854	13	2853	9	−0,02
129	3-21B	13,05545	0,16702	0,48021	0,0056	0,91	2528	24	2684	12	2803	9	11,9
130	3-22	15,6676	0,2413	0,5580	0,0072	0,83	2858	30	2857	15	2856	11	−0,11
131	3-24	5,46071	0,06995	0,31073	0,00362	0,91	1744	18	1894	11	2063	10	17,6
132	3-25	6,7719	0,0869	0,3813	0,0045	0,91	2083	21	2082	11	2082	9	−0,03
133	3-26	6,34521	0,08563	0,3478	0,00411	0,88	1924	20	2025	12	2129	10	11,1
134	3-27	19,2181	0,2494	0,5000	0,0059	0,91	2614	25	3053	13	3356	9	26,8
135	3-28	22,23396	0,28566	0,64124	0,00751	0,91	3194	29	3194	12	3194	8	0,02
136	3-29	2,93303	0,03756	0,17503	0,00204	0,64	1031	12	1340	14	1876	17	48,7
137	3-30	2,4936	0,0320	0,1286	0,0015	0,53	746	9	1054	15	1762	27	61,0
138	3-31	6,4905	0,0934	0,3287	0,0038	0,79	1832	18	2045	13	2266	11	22,0
139	3-32	1,6342	0,02384	0,06938	0,0008	0,46	409	5	795	14	2117	31	83,2
140	3-33	12,26698	0,17889	0,45288	0,0052	0,79	2408	23	2625	14	2797	10	16,6
141	3-34	12,57893	0,18817	0,43345	0,00503	0,78	2321	23	2649	14	2909	10	24,0
142	3-35	8,74978	0,13144	0,35793	0,00414	0,77	1972	20	2312	14	2628	11	28,9
143	3-36	5,4518	0,0826	0,2044	0,0024	0,57	1185	13	1844	18	2699	19	61,2
144	3-37	18,0273	0,27536	0,40773	0,00471	0,76	2205	22	2991	15	3573	10	45,0
145	3-38	6,45818	0,10079	0,36935	0,00429	0,74	2026	20	2040	14	2054	12	1,6
146	3-39	3,4744	0,0551	0,1923	0,0022	0,73	1134	12	1521	13	2112	13	50,4
147	3-40	13,6467	0,2197	0,49019	0,00574	0,73	2571	25	2726	15	2842	12	11,5
148	3-41	6,72606	0,20847	0,38018	0,00565	0,48	2077	26	2076	27	2078	31	0,2
149	3-43	11,19611	0,31898	0,40448	0,0058	0,50	2190	27	2540	27	2834	26	26,8
150	3-44A	13,94543	0,36793	0,51797	0,0073	0,53	2691	31	2746	25	2789	24	4,4
151	3-44B	4,80357	0,1134	0,15325	0,00205	0,32	865	14	1569	43	2710	62	72,5
152	3-45	25,474	0,54293	0,67559	0,00877	0,61	3327	34	3327	21	3327	17	0,05
153	3-46	13,8293	0,2654	0,5274	0,0067	0,66	2730	28	2738	18	2745	15	0,7
154	3-47	4,0596	0,0698	0,2566	0,0032	0,72	1473	16	1646	14	1876	14	24,1
155	3-48	14,51595	0,22524	0,5403	0,00654	0,78	2785	27	2784	15	2784	11	0,0

Окончание табл. 1

№п/п	Номер анализа в пробе № 18-01	Измеренные отношения					Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	RHO	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	
156	3-49	13,2249	0,1861	0,5192	0,0062	0,84	2696	26	2696	13	2696	10	0,04
157	3-50	19,0148	0,2514	0,6031	0,0071	0,89	3042	29	3043	13	3043	9	0,03
158	3-51	15,0687	0,1980	0,5484	0,0065	0,90	2819	27	2820	13	2820	9	0,08
159	3-52	8,0097	0,1022	0,3337	0,0039	0,49	1796	21	2058	24	2330	28	26,2
160	3-53	6,1548	0,0788	0,0830	0,0010	0,25	254	10	805	87	2970	194	93,1
161	3-54	7,53817	0,09858	0,28848	0,00338	0,53	1587	19	2042	22	2539	24	42,1
162	3-55A	7,35829	0,09651	0,26695	0,00312	0,89	1525	16	2156	12	2826	9	51,5
163	3-55B	8,0639	0,1074	0,2864	0,0034	0,88	1624	17	2238	12	2860	9	48,7
164	3-57	7,1701	0,0951	0,3016	0,0035	0,74	1689	17	2104	14	2537	12	37,9
165	3-58A	17,2541	0,2340	0,4863	0,0057	0,78	2538	25	2924	15	3202	10	25,0
166	3-58B	16,4500	0,2234	0,4356	0,0051	0,80	2309	23	2870	14	3292	10	35,4
167	3-59	6,57911	0,09488	0,37505	0,00446	0,82	2053	21	2057	13	2060	11	0,4
168	3-60A	9,93668	0,13113	0,37253	0,00432	0,83	2033	20	2409	12	2745	9	30,2
169	3-60B	14,9856	0,20027	0,55212	0,00643	0,87	2834	27	2814	13	2800	9	-1,5
170	3-61	0,61635	0,00936	0,07805	0,00092	0,78	484	6	488	6	502	15	3,7
171	3-62A	26,50737	0,35974	0,68528	0,00801	0,86	3365	31	3365	13	3366	9	0,06
172	3-62B	18,74845	0,2562	0,4763	0,00556	0,82	2500	24	3014	14	3377	9	31,2
173	3-63	6,38421	0,08862	0,18797	0,0022	0,84	1110	12	2030	12	3161	9	70,3
174	3-64	3,65401	0,05116	0,21091	0,00246	0,47	1201	13	1393	19	1701	30	32,2
175	3-65	6,87142	0,09806	0,3842	0,00451	0,82	2096	21	2095	13	2094	11	-0,08
176	3-66	2,94718	0,04203	0,08297	0,00097	0,39	458	7	1072	25	2694	42	85,8
177	3-67	0,39144	0,00598	0,03756	0,00044	0,77	238	3	335	4	1084	13	79,5
178	3-68	3,10172	0,03959	0,17937	0,00208	0,81	1052	11	1370	11	1909	11	48,6
179	3-69	1,31443	0,01716	0,06553	0,00076	0,89	409	5	852	8	2293	9	84,7
180	3-70	28,44865	0,36729	0,70326	0,00818	0,90	3433	31	3435	13	3436	8	0,11
181	3-71	15,73524	0,20578	0,55847	0,00651	0,89	2860	27	2861	12	2861	9	0,05
182	3-72A	10,41613	0,1366	0,39334	0,00457	0,89	2138	21	2472	12	2760	9	26,4
183	3-72B	10,40934	0,13821	0,3471	0,00405	0,88	1921	19	2472	12	2962	9	40,5
184	3-73	1,1441	0,0154	0,02896	0,00034	0,13	134	3	212	30	1198	280	89,7
185	3-74	17,86972	0,24242	0,58724	0,00687	0,86	2978	28	2983	13	2986	9	0,3
186	3-75	14,89517	0,20338	0,5459	0,00637	0,85	2808	27	2809	13	2809	10	0,04
187	3-76A	6,75491	0,09325	0,38079	0,00444	0,84	2080	21	2080	12	2080	10	-0,01
188	3-76B	6,56619	0,07954	0,37586	0,00434	0,95	2057	20	2055	11	2053	9	-0,2
189	3-77	0,26862	0,0055	0,03807	0,00047	0,60	241	3	242	4	249	24	3,3
190	3-78A	9,69014	0,11728	0,36139	0,00418	0,96	1989	20	2406	11	2780	9	33,0
191	3-78B	11,10687	0,13485	0,4031	0,00467	0,95	2183	21	2532	11	2825	8	26,7
192	3-79	1,50662	0,01844	0,03776	0,00044	0,22	183	3	390	27	1930	119	91,8
193	3-80	8,15227	0,09783	0,31125	0,00359	0,73	1736	18	2220	15	2702	12	40,6
194	3-81A	4,49316	0,05405	0,25058	0,00289	0,85	1428	15	1673	11	1996	10	31,6
195	3-81B	3,72064	0,04497	0,20769	0,00239	0,78	1197	13	1480	11	1914	12	41,0
196	4-01	4,74492	0,05948	0,21279	0,00246	0,68	1214	13	1656	14	2273	15	51,0
197	4-02	6,51568	0,08702	0,37421	0,0044	0,88	2049	21	2048	12	2047	10	-0,12
198	4-03	8,48883	0,10678	0,3281	0,00379	0,92	1829	18	2285	11	2722	9	37,6
199	4-04	16,02352	0,20523	0,5622	0,00653	0,91	2876	27	2878	12	2880	9	0,2
200	4-05	28,81602	0,36989	0,70644	0,00822	0,91	3445	31	3447	13	3449	8	0,15
201	4-06	8,41852	0,12037	0,42398	0,00509	0,84	2279	23	2277	13	2276	10	-0,12
202	4-07	4,75588	0,06264	0,17883	0,00208	0,71	1053	12	1747	14	2721	13	66,2
203	4-08	6,63366	0,08751	0,37795	0,00439	0,88	2067	21	2064	12	2061	10	-0,3
204	4-09	6,28746	0,08363	0,36397	0,00423	0,87	2001	20	2017	12	2033	10	1,8

Примечания. Полу жирным шрифтом выделены значения, принятые за возраст циркона (при возрасте <1 млрд лет для вычисления возраста использованы отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, при возрасте ≥1 млрд лет — отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Подчеркнуты — минимальный и максимальный возраст цирконов в пробе. D — дискордантность датировок. Датировки (курсив) со степенью дискордантности |D|>10% или большой аналитической ошибкой не учитывались в гистограммах, *K/Pb* и тесте Колмогорова-Смирнова.

Таблица 2

**Результаты U-Pb изотопного (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из салгирской толщи эскиординской серии
(проба № 18-03), Горный Крым***

№ п/п	Номер анализа в пробе № 18-03	Измеренные отношения					Возраст, млн лет						D, %
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	RHO	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
1	1-1	26,58676	0,34382	0,68606	0,00779	0,88	3368	30	3368	13	3369	8	0,1
2	1-10	15,5896	0,21691	0,55652	0,00627	0,81	2852	26	2852	13	2852	10	0,0
3	1-11	4,40326	0,05717	0,21232	0,00238	0,71	1229	13	1660	13	2260	13	51,8
4	1-12A	17,55764	0,22668	0,5377	0,00608	0,88	2774	25	2966	12	3099	9	12,9
5	1-12B	14,14641	0,18059	0,42605	0,00477	0,88	2288	22	2760	12	3126	9	31,7
6	1-13A	10,29848	0,136	0,39038	0,00441	0,86	2125	20	2462	12	2754	9	26,8
7	1-13B	2,5096	0,03236	0,07774	0,00087	0,51	446	5	1044	16	2672	25	87,3
8	1-14	12,09105	0,1654	0,477	0,00545	0,84	2514	24	2611	13	2688	10	7,8
9	1-15	8,7872	0,11761	0,33608	0,00378	0,70	1860	19	2297	15	2712	13	36,5
10	1-16	14,55673	0,19859	0,47211	0,00535	0,83	2493	23	2787	13	3007	9	20,6
11	1-17	4,78185	0,07471	0,31657	0,00371	0,75	1773	18	1782	13	1792	13	1,2
12	1-18	44,8139	0,62059	0,82684	0,00935	0,82	3885	33	3883	14	3883	9	0,0
13	1-19	3,90341	0,04891	0,17401	0,00193	0,89	1034	11	1614	10	2484	9	63,0
14	1-2	5,07775	0,0676	0,28491	0,00321	0,55	1608	17	1800	18	2031	22	25,5
15	1-20	5,20825	0,07227	0,31087	0,00354	0,82	1745	17	1854	12	1979	10	13,5
16	1-21	2,90853	0,03722	0,14298	0,00159	0,87	861	9	1384	10	2318	9	67,0
17	1-22A	6,11472	0,0844	0,35254	0,004	0,82	1947	19	1992	12	2040	10	5,3
18	1-22B	5,09361	0,06783	0,29781	0,00332	0,81	1679	16	1829	11	2004	10	18,9
19	1-23	13,16875	0,17952	0,48001	0,00541	0,83	2527	24	2692	13	2818	9	12,5
20	1-24	11,34766	0,16043	0,41462	0,00473	0,81	2236	22	2552	13	2814	10	24,3
21	1-25	5,71524	0,08003	0,12382	0,0014	0,31	601	11	1333	44	2838	70	83,7
22	1-26	5,2682	0,07682	0,20528	0,00234	0,78	1204	13	1864	12	2708	10	60,7
23	1-26A	6,53752	0,09706	0,28483	0,00325	0,77	1616	16	2051	13	2523	11	40,5
24	1-27	6,30577	0,09585	0,23741	0,00279	0,71	1370	14	2010	14	2752	12	55,7
25	1-28	12,20511	0,16852	0,45183	0,00505	0,78	2402	22	2617	13	2788	10	16,7
26	1-29	3,51254	0,0626	0,198	0,00243	0,69	1165	13	1530	14	2080	15	48,0
27	1-3	15,72009	0,2123	0,55883	0,00641	0,85	2862	27	2860	13	2859	9	-0,1
28	1-30	15,82913	0,23019	0,55995	0,0064	0,79	2866	26	2867	14	2867	10	0,0
29	1-31A	7,0265	0,10275	0,2843	0,00323	0,70	1606	16	2095	14	2617	12	44,0
30	1-31B	4,90976	0,08863	0,27746	0,00342	0,68	1579	17	1804	15	2075	15	27,0
31	1-32	5,18915	0,07865	0,19697	0,00225	0,66	1154	12	1833	15	2725	14	63,0
32	1-33	0,84232	0,03088	0,09874	0,0015	0,41	607	9	620	17	670	49	9,9
33	1-34	6,3001	0,11575	0,36663	0,00453	0,67	2014	21	2018	16	2024	15	0,6
34	1-35	6,63331	0,10619	0,37739	0,00435	0,72	2064	20	2064	14	2064	13	0,0
35	1-36	6,50132	0,08383	0,37365	0,00418	0,87	2047	20	2046	11	2046	10	0,0
36	1-37	21,22162	0,28039	0,62993	0,00721	0,87	3149	29	3149	13	3149	9	0,0
37	1-38	11,66443	0,15001	0,34059	0,00381	0,87	1890	18	2578	12	3175	9	46,5
38	1-39	15,56732	0,21658	0,45213	0,00527	0,42	2234	29	2540	33	2795	37	29,2
39	1-4	6,75388	0,0894	0,23897	0,00269	0,85	1381	14	2080	12	2866	9	57,3
40	1-40	18,7043	0,28791	0,5136	0,0064	0,68	2658	29	3007	19	3250	14	22,3
41	1-41	19,0144	0,25749	0,48099	0,00544	0,84	2532	24	3043	13	3400	9	30,8
42	1-42	28,84797	0,39839	0,58111	0,00662	0,82	2953	27	3448	14	3750	9	26,4
43	1-43	0,84269	0,01563	0,09849	0,00116	0,64	606	7	621	9	676	20	11,0
44	1-44	14,44683	0,22233	0,52122	0,0062	0,77	2704	26	2780	15	2835	11	5,6
45	1-45	4,61845	0,07012	0,2664	0,00307	0,76	1523	16	1753	13	2039	12	28,4
46	1-46	4,16596	0,05725	0,16403	0,00184	0,82	979	10	1667	11	2691	10	68,3
47	1-47	3,73697	0,05587	0,20908	0,0024	0,77	1224	13	1579	12	2093	12	45,5
48	1-48	9,97051	0,14138	0,45863	0,00518	0,80	2434	23	2432	13	2431	10	-0,1
49	1-49	7,36954	0,10874	0,39772	0,00455	0,78	2159	21	2157	13	2156	11	-0,1

Окончание табл. 1

№ п/п	Номер анализа в пробе № 18-03	Измеренные отношения					Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	RHO	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	
50	1-5	0,64361	0,01371	0,0813	0,00099	0,57	504	6	505	8	508	25	0,8
51	1-50	0,53168	0,01022	0,06902	0,00081	0,61	430	5	433	7	448	22	4,0
52	1-51	8,96872	0,16202	0,44169	0,00558	0,70	2358	25	2335	17	2315	14	-2,2
53	1-52	19,15012	0,28269	0,51033	0,0058	0,77	2658	25	3049	14	3319	10	24,2
54	1-53	11,52884	0,17183	0,43334	0,00491	0,76	2321	22	2567	14	2768	11	19,2
55	1-55	13,01122	0,20084	0,47519	0,00546	0,74	2506	24	2680	15	2815	11	13,2
56	1-56	16,21392	0,3315	0,55837	0,00797	0,70	2860	33	2889	20	2910	16	2,2
57	1-57	6,38078	0,10391	0,35248	0,00426	0,74	1946	20	2030	14	2115	13	9,3
58	1-58	12,2036	0,15777	0,32269	0,0036	0,86	1803	18	2620	12	3331	8	52,3
59	1-59	13,87896	0,18341	0,50617	0,00566	0,85	2640	24	2741	13	2817	9	7,6
60	1-6	15,92985	0,22723	0,56163	0,00657	0,82	2873	27	2873	14	2872	10	0,0
61	1-60	4,26079	0,05761	0,18488	0,00206	0,82	1094	11	1686	11	2529	10	61,5
62	1-62	23,65681	0,33335	0,59695	0,00695	0,83	3018	28	3254	14	3404	9	14,2
63	1-63	5,88628	0,08782	0,3325	0,00381	0,77	1850	18	1959	13	2076	12	12,5
64	1-64	11,1432	0,15868	0,32574	0,00371	0,80	1818	18	2535	13	3173	10	48,8
65	1-65	27,5631	0,43189	0,62653	0,00779	0,74	3124	31	3392	17	3554	11	15,2
66	1-7	6,26459	0,0884	0,36654	0,00417	0,81	2013	20	2014	12	2014	11	0,1
67	1-8	4,65081	0,06324	0,16854	0,00189	0,82	1004	10	1758	11	2827	10	69,4
68	1-9	15,44172	0,21626	0,55431	0,00631	0,81	2843	26	2843	13	2843	10	0,0
69	2-1	4,08038	0,05745	0,18213	0,00201	0,47	1059	12	1564	20	2333	28	61,2
70	2-10	16,34999	0,25669	0,5588	0,00649	0,74	2862	27	2897	15	2922	11	2,6
71	2-11	2,44174	0,03703	0,05335	0,0006	0,33	273	5	832	29	2931	58	92,9
72	2-12	13,48818	0,21318	0,47998	0,00547	0,43	2501	29	2664	31	2791	33	13,9
73	2-13	10,41929	0,14509	0,38677	0,00441	0,82	2108	20	2473	13	2788	10	28,5
74	2-14A	3,94669	0,05484	0,14575	0,00165	0,80	877	9	1621	11	2793	10	73,2
75	2-14B	20,48534	0,28054	0,53261	0,006	0,82	2752	25	3115	13	3357	9	22,1
76	2-15	7,22809	0,10124	0,26381	0,00299	0,66	1496	16	2101	16	2760	14	51,8
77	2-17	6,50063	0,09674	0,37408	0,00431	0,77	2049	20	2046	13	2043	11	-0,3
78	2-18	0,82376	0,01951	0,09916	0,00125	0,53	609	7	610	11	613	28	0,6
79	2-2	10,14999	0,15	0,37682	0,00425	0,76	2061	20	2449	14	2788	11	30,4
80	2-20	6,19411	0,0909	0,36409	0,00414	0,77	2002	20	2004	13	2006	11	0,3
81	2-21	6,43795	0,09648	0,3711	0,00424	0,76	2035	20	2037	13	2041	12	0,3
82	2-22	26,59908	0,39967	0,6131	0,00706	0,77	3082	28	3369	15	3544	10	16,3
83	2-23	11,38545	0,17439	0,40334	0,00464	0,75	2184	21	2555	14	2864	11	27,9
84	2-24	5,72875	0,07879	0,18611	0,00213	0,83	1100	12	1936	12	3004	9	68,7
85	2-25	15,35216	0,21376	0,55245	0,00635	0,83	2835	26	2837	13	2839	10	0,2
86	2-26	9,62559	0,14019	0,39105	0,00458	0,80	2128	21	2400	13	2639	10	22,7
87	2-27	9,26326	0,14463	0,33939	0,00412	0,78	1884	20	2364	14	2810	11	37,9
88	2-28	15,57337	0,22751	0,5562	0,00649	0,80	2851	27	2851	14	2851	10	0,0
89	2-29	12,97504	0,19113	0,48663	0,00567	0,79	2556	25	2678	14	2771	10	9,4
90	2-3	15,20143	0,21235	0,55036	0,00622	0,81	2827	26	2828	13	2829	10	0,1
91	2-30	9,96904	0,15472	0,37465	0,00447	0,77	2051	21	2432	14	2768	11	30,1
92	2-31	1,54757	0,02301	0,07412	0,00086	0,78	461	5	950	9	2362	11	83,3
93	2-32	3,76911	0,05688	0,23034	0,00267	0,77	1336	14	1586	12	1937	12	34,3
94	2-33	15,46738	0,25957	0,55147	0,00685	0,74	2831	28	2844	16	2854	12	1,0
95	2-4	8,0948	0,11382	0,30481	0,00343	0,73	1695	17	2187	14	2687	11	43,1
96	2-5	14,48329	0,22106	0,52357	0,00618	0,77	2714	26	2782	14	2831	11	5,1
97	2-6	28,1685	0,40562	0,70215	0,008	0,79	3429	30	3425	14	3423	10	0,2
98	2-7	16,35707	0,24942	0,56751	0,00662	0,76	2898	27	2898	15	2898	11	0,0
99	2-8	11,52058	0,17171	0,41512	0,00472	0,76	2238	22	2566	14	2836	11	24,9
100	2-9	47,57682	0,70803	0,84403	0,00961	0,77	3945	34	3943	15	3942	10	-0,1

*См. примечания к табл. 1.

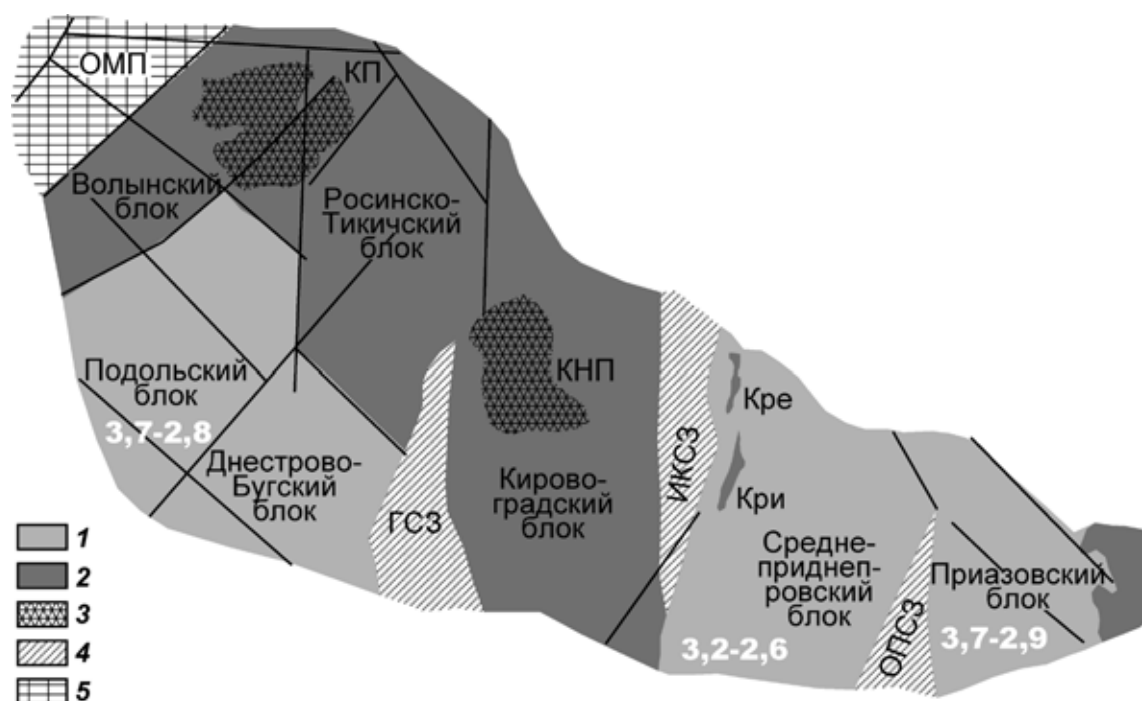


Рис. 5. Тектоническая схема Украинского щита, по [Савко и др., 2019]: белыми цифрами показаны интервалы известных древнейших значений возраста архейских кристаллических пород в млрд лет. Подольский и Приазовский блоки Украинского щита характеризуются наличием в их строении очень древних пород со значениями кристаллизационного возраста до 3,7 млрд лет и модельного возраста субстрата до 3,9 млрд лет. ОМП — аккреционный ороген Осницко-Микашевичи, ИКСЗ — Ингулец-Павлоградская сутурная зона, ГСЗ — Голованевская сутурная зона, ОПСЗ — Орехово-Павлоградская сутурная зона, КНП — Корсунь-Новомиргородский плутон, КП — Корсунский плутон, Кре — Кременчугская структура, Кри — Криворожская структура; 1 — архей, 2 — протерозой, 3 — плутоны, 4 — сутурные зоны, 5 — комплексы окраинно-континентального пояса

термальному и/или метаморфическому воздействию, возможно неоднократному, которое в разной степени нарушило U-Pb изотопную систему в них, в том числе и очень существенно ($D > 10\%$). В породах, из которых отобраны пробы, не выявлено явных следов метаморфического или метасоматического изменения. Поэтому вероятнее, что dZr были рециклированы из более древних пород, подвергнувшихся термальному и/или метасоматическому воздействию. В некоторых dZr выявлены отдельные участки (области), которые можно трактовать как инхеритное (унаследованное, древнее) ядро и более молодую оболочку. Однако по причине маленького размера этих областей или наличия нарушений в них изучить хотя бы в одном dZr и ядро, и оболочку (чтобы оценить время воздействия на dZr) не удалось.

Сопоставление U-Pb изотопных значений возраста детритовых цирконов из таврической и эскиординской серий.

Наборы значений возраста dZr из обеих проб показывают сильное визуальное сходство (подтверждаемое количественно тестом Колмогорова-Смирнова: величина коэффициента p равна 0,59), проявляющееся в следующем.

1. В обеих пробах значения возраста моложе криогения получены только для единичных зерен (6 зерен dZr в пробе № 18-01 и 5 зерен dZr в пробе № 18-03) с U-Pb изотопными датировками, рассеянными в интервале от эдиакария до триаса.

2. Средний и ранний неопротерозой (криогений и тоний) и мезопротерозой не представлены ни одним зерном, а доминируют dZr с палеопротерозойскими и неоархейскими значениями возраста. При этом самые яркие (самые интенсивные) частотные пики на *КПВ* для обеих проб (палеопротерозойские — 2029 и 2052 млн лет и архейские — 2850 и 2806 млн лет) фактически совпали.

Столь сильное сходство убедительно доказывает, что верхнетриасовые песчаники из разрезов нижнетааврической свиты таврической серии и салгирской толщи эскиординской серии имели единую питающую провинцию. Эти толщи формировались, скорее всего, в разных частях одного и того же осадочного бассейна на континентальной окраине.

Результаты исследований и их обсуждение. Первичными источниками палеопротерозойских и архейских dZr в изученных пробах могли быть только древнейшие кристаллические комплексы Земли, т.е. кристаллические комплексы фундамента кратонов. Наличие только единичных dZr древнее криогения и отсутствие (средне-+позднее-) неопротерозойских и мезопротерозойских dZr в изученных пробах указывает на то, что вряд ли палеопротерозойские и архейские dZr были рециклированы через (мезо-+нео-)протерозойские (мета)осадочные толщи. Гораздо вероятнее, что палеопротерозойские и архейские dZr попали в верхнетриасовые толщи Горного Крыма вместе с прямыми продуктами разрушения палеопротеро-

зойских и неоархейских кристаллических комплексов кратона (цирконы 1-го цикла седиментации) и/или были рециклированы через палеопротерозойские (мета)осадочные комплексы этого же кратона, который находился на относительно небольшом удалении от области седиментации (места отбора образцов).

Ближайшие к Крыму древнейшие кратонные коровые блоки находятся в это юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (Сарматия). На современном эрозионном срезе здесь экспонируются выступы кристаллического фундамента ВЕП: Украинский щит и Воронежский кристаллический массив [Shchipansky, Bogdanova, 1996; Gornostayev et al., 2004; Щипанский и др., 2007; Бибикина и др., 2008, 2009, 2013; Bogdanova et al., 2006, 2008; Щербак и др., 2008; Claesson et al., 2006, 2014; Щербак, Артеменко, 2014; Terentiev et al., 2016, 2017, 2018; Terentiev, Santosh, 2016; Савко и др., 2014, 2017, 2018, 2019], архейские и палеопротерозойские кристаллические комплексы которых могли быть первичными источниками архейских и палеопротерозойских dZr в изученных пробах.

В пробах из верхнетриасовых толщ Горного Крыма зафиксировано значительное число dZr (14 зерен dZr в пробе № 18-01 и 10 зерен dZr в пробе № 18-03) с очень древними значениями возраста ($>3,0$ млрд лет), среди них 3 древнейших зерна dZr с возрастом $\sim 3,9$ млрд лет. Комплексы с такими значениями возраста чрезвычайно редки в мире, однако широко представлены на Украинском щите (УЩ). Так, Подольский и Приазовский блоки Украинского щита характеризуются наличием в их строении очень древних пород со значениями кристаллизационного возраста вплоть до 3,7 млрд лет и модельного возраста субстрата вплоть до 3,9 млрд лет [Щербак и др., 2003, 2009; Claesson et al., 2006, 2014; Бибикина и др., 2012, 2015; Щербак и Артеменко, 2014; Лобач-Жученко и др. 2014, 2017; Lobach-Zhuchenko et al., 2016] (рис. 4).

В фундаменте юго-западной части ВЕП также широко представлены палеопротерозойские кристаллические комплексы аккреционно-коллизионного происхождения: реликты Волго-Сарматского (2,2–2,0 млрд лет) и Волынь-Средне-Русского (1,7–1,75 млрд лет) коллизионных орогенов, а также реликты аккреционного орогена Осницк-Микашевичи ($\sim 1,95$ –2,0 млрд лет). Крупные внутриплитные интрузии в пределах УЩ представлены плутонитами Коростеньского и Кировоградского массивов (1,74–2,06 млрд лет) и прорывающими их дайками (1,88–1,77 млрд лет). Сводка известных архейских и палеопротерозойских возрастов кристаллических комплексов в юго-западной части ВЕП показана в верхней части рис. 5 — очевидно хорошее соответствие возрастных диапазонов палеопротерозойских и архейских кристаллических комплексов юго-западной части ВЕП и соответствующих популяций детритовых цирконов из проб № 18-01 и № 18-03.

К настоящему времени уже накоплен представительный объем U-Pb изотопных датировок dZr из неопротерозойских метасадочных пород УЩ [Бибикина и др., 2012, 2013; Claesson et al., 2014; Shumlyansky et al., 2015b]. Количественное сопоставление полученных нами наборов U-Pb изотопных значений возраста dZr из указанных проб >1 млрд лет с суммарными аналогичными данными для юго-западной части ВЕП, представленными в работе [Shumlyansky et al., 2015b], выполнено с помощью теста Колмогорова–Смирнова с использованием программы [Guynn, Gehrels, 2010], размещенной в свободном доступе.

Применение этого теста используется для того, чтобы определить, подчиняются ли два эмпирических распределения одному закону, либо определить, подчиняется ли полученное распределение предполагаемой модели. Обычно стандартный уровень значимости теста принимается равным 95%. Это означает, что, если величина коэффициента p превышает пороговое значение 0,05, то тестируемая гипотеза весьма вероятна (95%). Для рассмотренных нами проб получены значения коэффициента p , равные 0,064 и 0,47 соответственно. Это свидетельствует о том, что кристаллические комплексы, аналогичные тем, которые представлены в современной структуре УЩ, и/или древнейшие палеопротерозойские осадочные толщи, в которых продукты эрозии архейских и палеопротерозойских кристаллических комплексов в юго-западной части ВЕП были аккумулярованы, могли быть поставщиками кластики в верхнетриасовые толщи Горного Крыма.

Выводы. 1. Сильное сходство спектров значений возраста dZr из изученных проб убедительно доказывает, что породы таврической и эскиординской серий в позднем триасе имели единую питающую провинцию, что подтверждает фациальный характер их первичных взаимоотношений.

2. Присутствие в пробах значительного числа dZr с очень древними значениями возраста ($>3,0$ млрд лет, в том числе 3-х древнейших зерен dZr с возрастом $\sim 3,9$ млрд лет) указывает на то, что кристаллические комплексы, представленные в современной структуре Украинского щита, могли быть очень вероятными первичными источниками этих цирконов. Кристаллические комплексы с такими древними значениями возраста цирконов чрезвычайно редки в мире, однако широко представлены в Подольском и Приазовском блоках Украинского щита.

3. В позднем триасе Таврический осадочный бассейн формировался на континентальной окраине Восточно-Европейского континента (или Балтики).

Финансирование. Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме Госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, а также частично поддержаны проектами РФФИ (№ 18-05-00495 и № 19-05-00284).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биби́кова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 3–16.
- Биби́кова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия. 2013. № 2. С. 99–118.
- Биби́кова Е.В., Федотова А.А., Клаэссен С. и др. Ранняя кора Приазовского домена Украинского щита: изотопно-геохронологическое и геохимическое изучение терригенных цирконов метаосадочных пород Федоровской структуры // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 2. С. 13–26.
- Биби́кова Е.В., Федотова А.А., Клаэссен С., Степанюк Л.М. Ранняя кора Подольского домена Украинского щита: изотопный возраст терригенных цирконов из кварцитов бугской серии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23, № 6. С. 3–15.
- Болотов С.Л., Донт А.В. О новой находке *Monotis Bronn*, 1830 (*Monotidae*, *Bivalvia*) в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 71–74.
- Болотов С.Н., Панов Д.И., Ярошенко О.П. Новые данные о палинологической характеристике триасовых и лейасовых отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 3. С. 13–19.
- Ипполитов А.П., Яковищина Е.В., Бордунов С.И., Никишин А.М. Эскиординская «свита» Горного Крыма — тектонический меланж. Новые находки макрофауны против классической схемы расчленения // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, А.П. Ипполитова. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 144–148.
- Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Корешкова М.Ю. и др. Палеоархейские ортопироксениты побужской гранулитогнейсовой области Украинского щита // Докл. РАН. 2017. Т. 474, № 6. С. 731–736. DOI: 10.7868/S0869565217180165.
- Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р. и др. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 20–27.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 21–31.
- Панов Д.И., Панченко И.В., Косоруков В.Л. Нижнетагарская свита (верхний триас) на Качинском полуострове Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 2. С. 13–21.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37. DOI: 10.5800/GT-2018-9-1-0335.
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. DOI: 10.31857/S0016-853X2019536-61.
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // Докл. РАН. 2018. Т. 483, № 3. С. 306–309. DOI: 10.31857/S086956520003254-2.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. Мезоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации Восточной Сарматии: возраст и геологическое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27, № 5. С. 4–18.
- Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В. и др. Новые данные о геологии Лозовской зоны (поздний триас — средняя юра) Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 21–33.
- Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В. и др. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 40–48.
- Тевелев Арк.В., Коварская В.Е., Татаринова Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 14–24.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАПИ, 2011. 336 с.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precamb. Res. 2008. Vol. 160, N 1–2. P. 23–45. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.04.024.
- Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L. et al. The oldest crust in the Ukrainian Shield — Eoarchean U–Pb ages and Hf–Nd constraints from enderbites and metasediments // Continent Formation Through Time: Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2014. Vol. 389, N 1. P. 227–259.
- Elming S.-Å., Shumlyanskyy L., Kravchenko S. et al. Proterozoic basic dykes in the Ukrainian Shield: a paleomagnetic, geochronologic and geochemical study — the accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia // Precamb. Res. 2010. Vol. 178, N 1–4. P. 119–135. DOI: 10.1016/j.precamres.2010.02.001.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G. et al. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb geochronology — Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostandards and Geoanalytical Res. 2016. Vol. 40, N 1. P. 311–332. DOI: 10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Intern. J. Earth Sci. 2019. Vol. 108, N 7. P. 2407–2428. DOI: 10.1007/s00531-019-01770-2.
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2015. Vol. 428. DOI: 10.1144/SP428.1.
- Shumlyanskyy L., Ernst R., Billstrom K. A U–Pb Baddeleyite age of the Davydky gabbro-syenite massif of the Korosten plutonic complex // Geochemistry and ore formation. 2015a. Vol. 35. P. 37–42.

Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Billström K. et al. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // *Precamb. Res.* 2017. Vol. 292. P. 216–239. DOI: 10.1016/j.precamres.2017.02.009.

Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Dhuime B. et al. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic // *Precamb. Res.* 2015b. Vol. 260. P. 39–54. DOI: 10.1016/j.precamres.2015.01.007.

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billstrom K. et al. The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // *GFF.* 2016. Vol. 138, N 1. P. 1–14. DOI: 10.1080/11035897.2015.1123289.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Post-collisional two-stage magmatism in the East Sarmatian orogen, East European craton: evidence from the Olkhovsky ring complex // *J. Geol. Soc.* 2018. Vol. 175, N 1. P. 86–99. DOI: 10.1144/jgs2017-017.

Поступила в редакцию 01.10.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 563.12:551.79 (261.1)

Л.А. Киреенко¹, Л.Ф. Копаевич², А.Г. Матуль³**ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР***Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, 36**ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Shirshov Institute of Oceanology, RAS, 117997, Moscow, Nakhimovsky prospekt, 36**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Глубоководные колонки, отобранные на станциях АМК 5536 и 5524 в 68-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш», из северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна исследованы с помощью седиментологических и микропалеонтологических методов. Рассмотрены изменения сообществ бентосных фораминифер в акватории Норвежского моря, их изменения во времени, что дает возможность провести палеоокеанологические реконструкции и связать их с морскими изотопными стадиями (MIS).

Ключевые слова: палеоокеанологические реконструкции, четвертичные отложения, бентосные фораминиферы, морские изотопные стадии, Норвежское море.

Deep-water cores selected at AMK 5536 and 5524 stations on the 68th cruise of the research vessel «Academik Mstislav Keldysh» from the north-eastern part of the Norwegian-Greenland basin were investigated by sedimentological and micropaleontological methods. Changes in benthic foraminifera communities in the Norwegian Sea, their changes in time, which make it possible to use paleoceanological reconstructions and associate them with marine isotope stages are considered.

Key words: paleoceanological reconstructions, Quaternary stratigraphy, benthic foraminifera, marine isotopic stages, Norwegian Sea.

Введение. Изменение климата на Земле привлекает большое внимание широкой научной общественности. Характерная черта изменения климата в четвертичном периоде — ритмичная смена ледниковых и межледниковых этапов. Эти изменения ученые пытаются объяснить с помощью колебания солнечной радиации с точки зрения орбитальной теории для больших промежутков времени, которые называют циклами Миланковича. В ледниковые периоды эксцентриситет орбиты Земли достигал минимальных значений, существенно усиливались планетарное похолодание и рост ледникового покрова, а межледниковые периоды, наоборот, характеризовались максимумами эксцентриситета, тепловой режим становился более благоприятным, а ледниковые щиты сокращались или полностью исчезали [Безверхний, 2013].

Норвежско-Гренландский бассейн (Nordic seas) представляет собой место активных геологических и биологических работ российских и зарубежных ученых. Предыдущие исследования микрофоссилий в Норвежско-Гренландском районе внесли значительный вклад в изучение морских изотопных стадий (MIS) и палеоклиматических

реконструкций. Однако в большинстве работ приводятся описания комплексов планктонных фораминифер в качестве наиболее распространенной группы микроорганизмов, построенные по ним палеотемпературные кривые, с которыми коррелируют морские изотопные стадии, а также рассматриваются особенности отдельных стадий или подстадий. Предлагаемая статья восполняет этот пробел, предлагая данные исследований, проведенных путем анализа комплексов бентосных фораминифер.

В статье представлены данные, полученные в 68-м рейсе научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Мстислав Келдыш», состоявшемся летом 2017 г. Сотрудниками Института океанологии имени П.П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН) были отобраны 4 колонки на двух станциях в восточной (норвежской) части Норвежско-Гренландского бассейна (рис. 1). На основе исследования нескольких групп бентосных фораминифер и их изменений во времени удалось восстановить климатические флуктуации и палеогеографические обстановки за последние 140 тыс. лет.

¹ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, лаборатория палеоэкологии и биостратиграфии, инженер-исследователь; e-mail: liubov.kireenko1996@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: lfkoपाевич@mail.ru

³ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, лаборатория палеоэкологии и биостратиграфии, заведующий лабораторией, докт. геол.-минер. н.; e-mail: amatul@mail.ru

Материалы и методы исследования.

Станция АМК 5536 (73° 34,9' с. ш.; 7° 52,5' в. д.; глубина 2168 м) находится вблизи рифтовой долины хр. Мона, который служит северным продолжением Срединноатлантической спрединговой системы. На станции АМК 5524 (71° 51,3' с. ш.; 12° 7,19' в. д.; глубина 1992 м), расположенной на юге от о-ва Медвежий, материал отобран у западного подножия континентального склона Баренцева моря, причем значительную площадь склона образует мощный конус выноса.

Материалом для исследования послужили 125 проб донных осадков в 4 колонках на двух станциях в Норвежском море. Разрезы получены с помощью ударной трубки большого диаметра (ТБД), дночерпателя (ДЧ) и мультикорера (МК). Длина колонок на станциях составляет: на АМК 5536—4,37 м (ТБД) и 0,15 м (ДЧ), а на АМК 5524—3,5 м (ТБД) и 0,29 м (МК). Для исследования пробы из колонок ТБД отбирали по 1 см с интервалом 10 см, а для колонок МК и ДЧ — по 1 см непрерывно на протяжении всего керна.

Все пробы первично обработаны по единой методике: образцы донных осадков сначала высушивали, взвешивали, затем с помощью кисточки промывали в сите с диаметром ячейки 63 мкм и затем снова высушивали.

Для микропалеонтологического анализа сухой промытый осадок помещали на черную пластину, квартовали и делили на сплиты. Затем выбирали раковины бентосных фораминифер под биноклем (при увеличении ×100) вручную при помощи препаровальной иглы и тонкой кисточки. При определении видов использована литература о систематике фораминифер [Jones 1994; Holbourn et al., 2013]. В комплексе бентосных фораминифер выделено 55 видов, которые представляют 6 крупных отрядов. На основе микропалеонтологического анализа построены графики изменения численности фораминифер, процентного содержания видов, доминирующих и сопутствующих таксонов. Построение графиков позволило реконструировать такие параметры, как глубина, температура, соленость, влияние течений.

Для изучения грубообломочного материала ледового и айсбергового разноса, обозначенного IRD (ice and iceberg rafted debris), сухой промытый образец просеивали через сито диаметром 100 мкм. Затем в крупной фракции (аналогично методике микропалеонтологического анализа) подсчитывали терригенные обломочные зерна. Результаты анализа соотношения IRD показывают усиление и ослабление влияния ледниковой деятельности, тем самым указывая на колебания климата [Taldenkova et al., 2016].

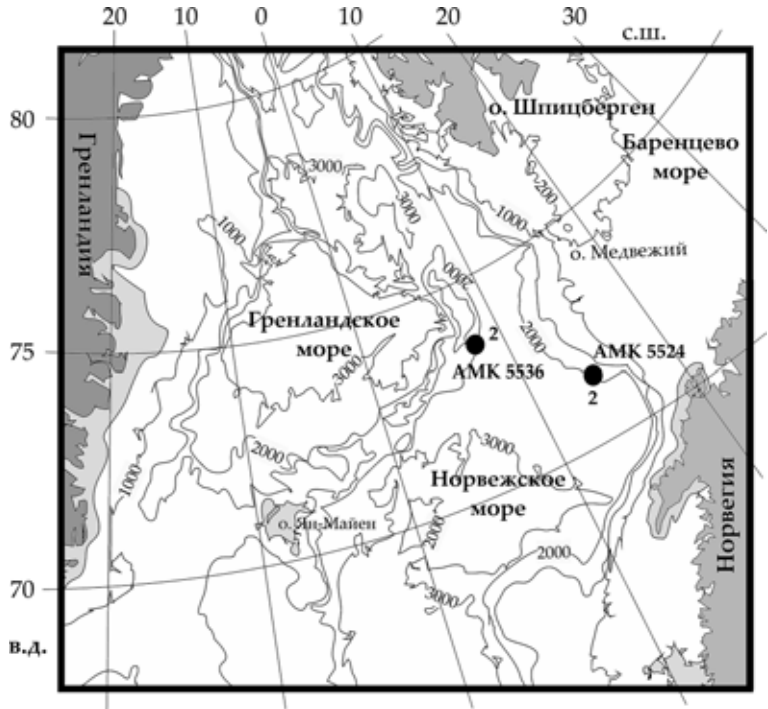


Рис. 1. Карта расположения станций в Норвежском море. Число колонок обозначено цифрами рядом с точкой станции

Достоверный расчет процентного содержания фораминифер и IRD в образце проводился до 150–300 экземпляров/обломков. Показатели двух методов пересчитывали как процент и число экземпляров/обломков на 1 грамм сухого непромытого осадка в пробе (экз./г сухого осадка или обл./г сухого осадка).

Датирование карбонатных остатков из колонок выполнялось радиоуглеродным методом определения возраста [Bronk, Allen, 1995]. Для этого отбирали планктонные фораминиферы вида *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861), размер навески которых составлял не менее 5 мг. Результаты AMS-датирования (Accelerator Mass Spectrometry) получены в Институте исследования океана Пекинского университета (Institute of Ocean Research, Peking University, China). Затем с помощью программы Radiocarbon calibration program (CALIB7) радиоуглеродный возраст был пересчитан в календарный (таблица).

Радиоуглеродные датировки и пересчет в календарный возраст для осадков изучаемых колонок АМК 5536 и 5524 ТБД в Норвежском море

Станция	Глубина в колонке, см	Материал датирования	Датировки по ¹⁴ C, л. н.		Календарный возраст, кал. л. н.
				±	
5536	25–26	N. pach	15 140	60	17 853
	49–50	N. pach	26 200	190	29 930
	100	N. pach	33 980	490	37 752
5524	0–1	N. pach	3886	25	3766
	10–11	N. pach	6235	25	6604

Результаты исследований и их обсуждение.
Данные о распределении бентосных форамини-

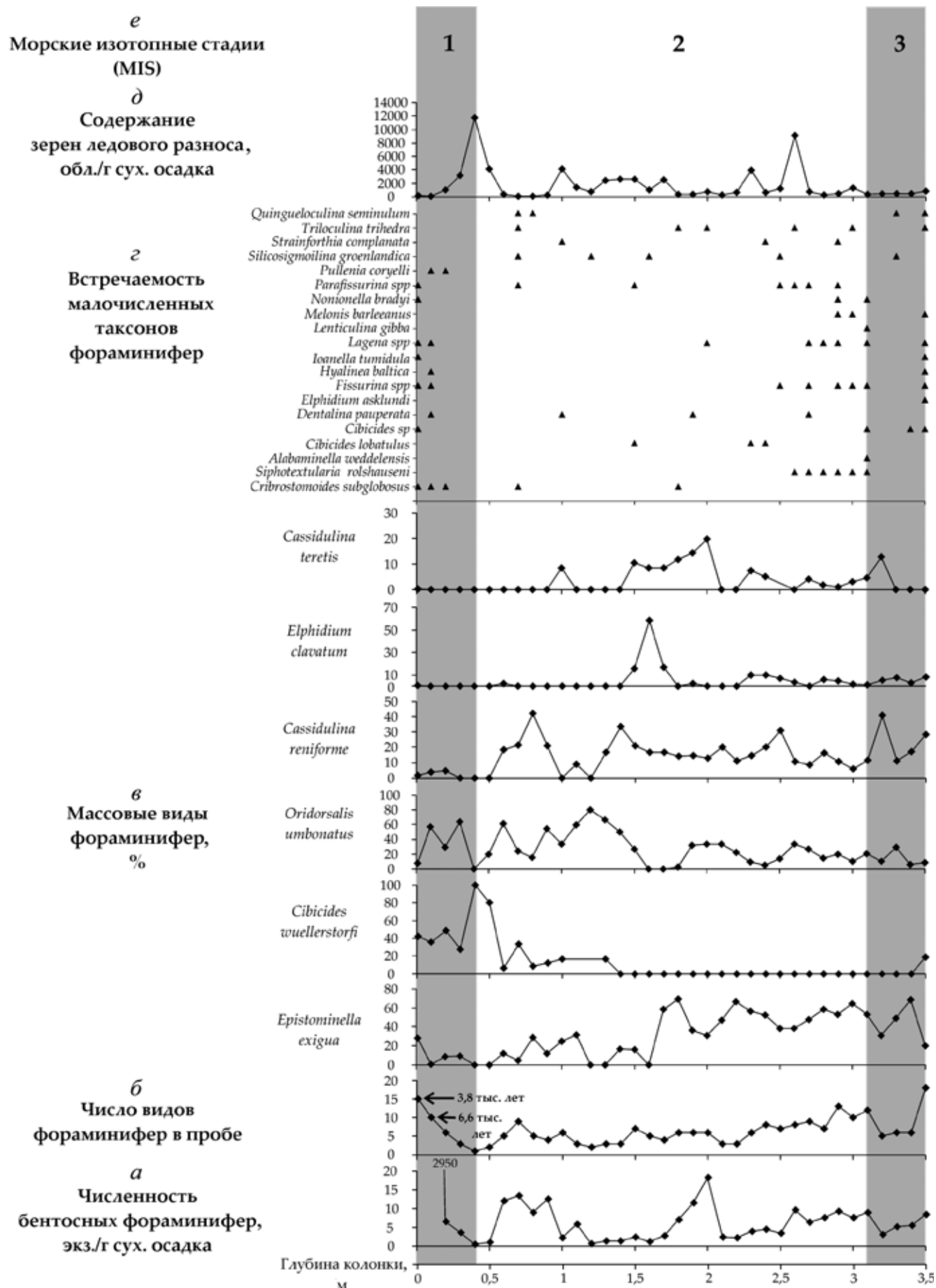


Рис. 3. Колонка 5524 ТБД АМК-68 с подножия Баренцевоморского континентального склона (конус выноса о-ва Медвежий) и характеристики ее разреза

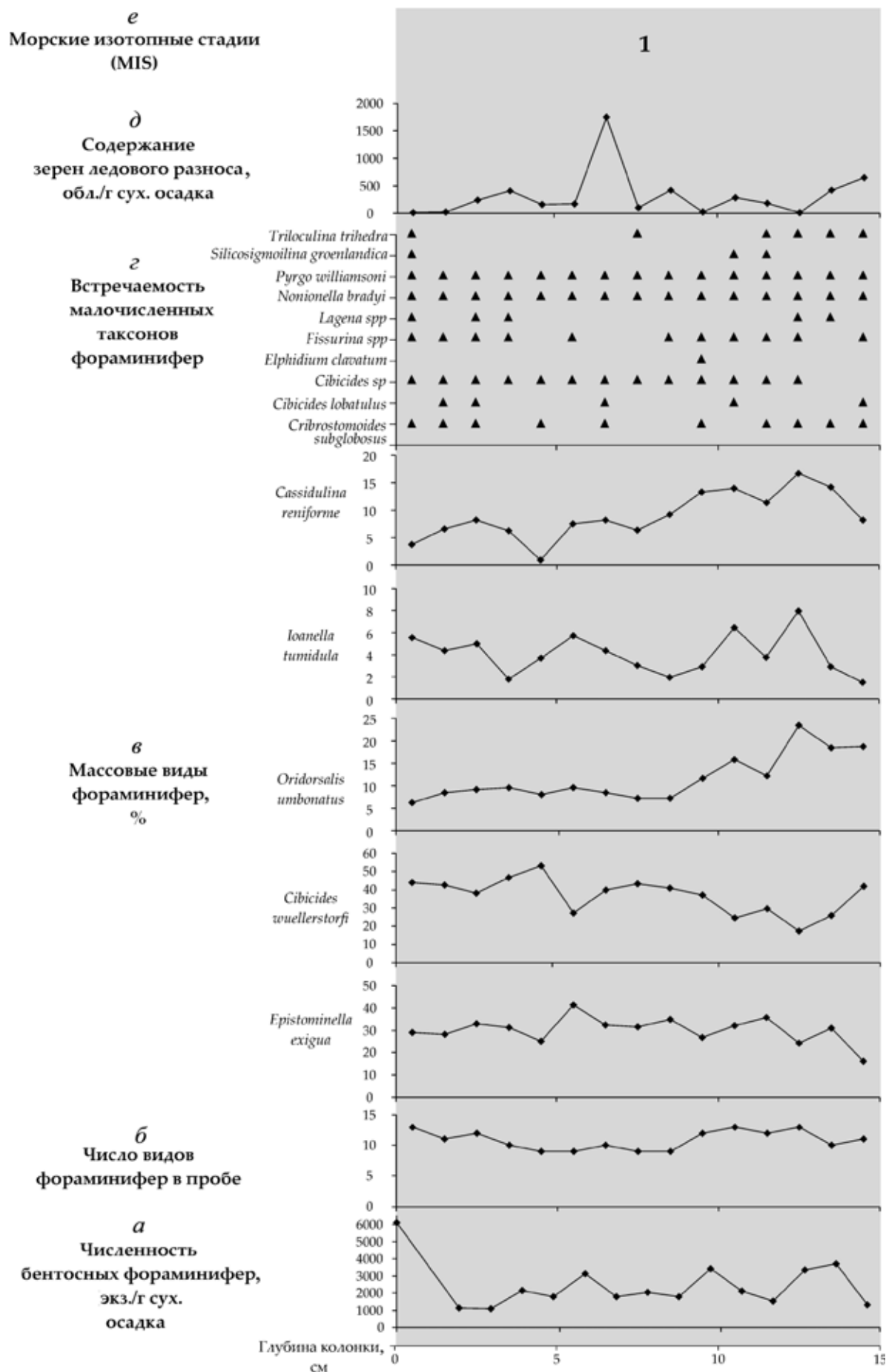


Рис. 4. Сообщество бентосных фораминифер колонки-дночерпателя на станции 5536 АМК-68

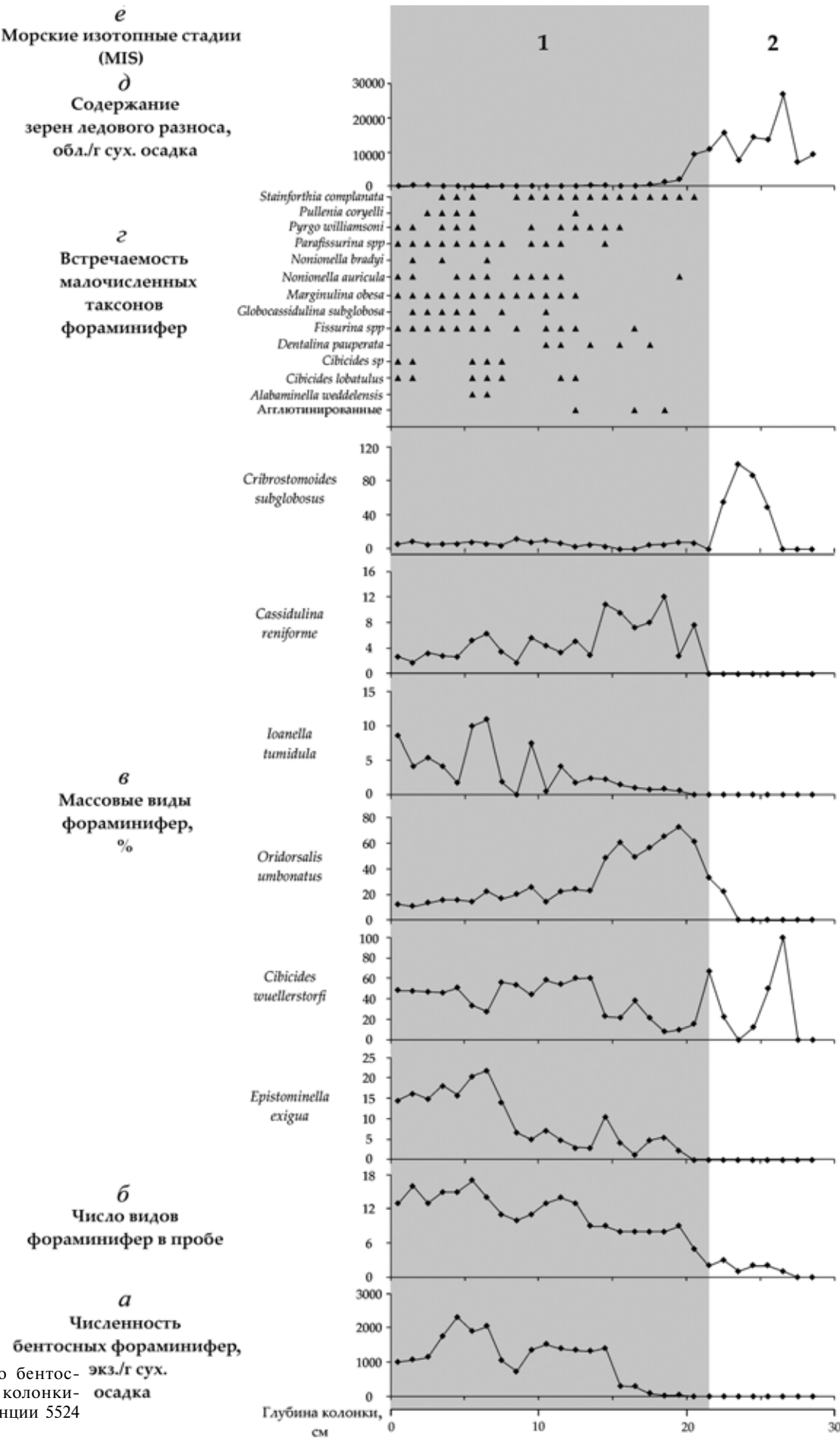


Рис. 5. Сообщество бентосных фораминифер колонки-мультикорера на станции 5524 АМК-68

фер, IRD и возрастные привязки представлены на рис. 2–5.

Совокупность седиментологических и микропалеонтологических данных, полученных для колонок АМК 5536 и АМК 5524, позволила выделить 6 комплексов, которые отвечают морским изотопным стадиям MIS (marine isotope stages), а также сделать стратиграфические привязки и реконструировать серию параметров палеосреды. Возрастные границы стадий MIS даны в соответствии с данными работы [Lisiecki, Raymo, 2005].

Отложения морских изотопных стадий MIS 6, 5 и 4 вскрыты только в колонке 5536 ТБД (рис. 2).

Стадия MIS 6 (140–130 тыс. л. н.) выделена на основе отсутствия раковин бентосных фораминифер. Этот слой характеризуется также высоким содержанием IRD (50 000–60 000 обл./г сух. осадка). Эти значения IRD отвечают отложениям стадии MIS 6 в колонках пролива Фрама [Bylinskaya et al., 2016].

Стадия MIS 6 выделена в разрезе как ледниковая эпоха среднего плейстоцена. Начало оледенения привело к гляциоэвстатической регрессии и увеличению площади Северо-Евразийского ледникового щита, захватывавшего большую часть Евразии и прилегающие к ее границам окраинные моря. Это отразилось в пелагической и батиальной частях бассейна резким снижением биопродуктивности вплоть до полного отсутствия раковин бентосных фораминифер.

В статье [Bylinskaya et al., 2016] указано, что стадия MIS 6 имеет большую мощность, а в ее отложениях отмечено обильное присутствие раковин бентосных фораминифер. В нашем случае изученный интервал стадии в колонке АМК 5536 имеет маленькую мощность и находится в терминальных слоях колонки, вследствие чего бентосные фораминиферы могли отсутствовать. Таким образом, соответствующий вывод, который был сделан ранее, относится только к верхней части стадии MIS 6.

Стадия MIS 5 (130–71 тыс. л. н.) характеризуется увеличением численности бентосных фораминифер до 100–500 экз./г сух. осадка. Затем она достигла максимума (более 3000 экз./г сух. осадка) и сохранила свои высокие значения до конца стадии. Увеличилось таксономическое разнообразие бентосных фораминифер: с одной стороны, появились массовые виды *Epistominella exigua* (Brady, 1884), *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager, 1866), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss, 1851), *Ioanella tumidula* (Brady, 1884) и *Cassidulina reniforme* (Nørvang, 1945), а с другой — малочисленные таксоны, сообщества которых подробно указаны на рис. 2–5. Внутри комплекса массовых и малочисленных форм отмечены стратиграфически важные виды *Pullenia bulloides* (d'Orbigny, 1846) и *Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881), которые маркируют начало и окончание стадии MIS 5 и ограничивают

этот интервал временным отрезком 130–71 тыс. л. н. [Bylinskaya et al., 2016; Struck, 1997]. Среди массовых видов фораминифер в начале горизонта отмечено доминирование вида *O. umbonatus*, который характерен для условий с низким потоком органического вещества [Rathmann, Kuhnert, 2008]. Затем его содержание постепенно снижается и к числу доминантов присоединяется другой массовый вид — *C. wuellerstorfi*, распространение которого указывает на активные гидрологические условия у дна и постоянный поток органического углерода (C_{org}) [Gottschalk et al., 2016]. Содержание IRD в этом интервале неравномерное: в начале комплекса фиксируется резкий пик концентрации материала ледового разноса, а затем внутри интервала содержание IRD падает до минимальных значений.

Стадию MIS 5 делят на подстадии, где MIS 5a, 5c и 5e — теплые интервалы, а MIS 5b и 5d — холодные. Можно предположить, что этот комплекс по свойствам и параметрам соответствует интервалу подстадии MIS 5a [Bylinskaya et al., 2016; Struck, 1997]. Отсутствие остальных подстадий можно объяснить перерывом в осадконакоплении, произошедшим в результате активизации рифтовой зоны хр. Мона, и непосредственной близостью места отбора колонки АМК 5536 к этой зоне [Пейве и др., 2009].

С началом стадии MIS 5a началось потепление климата, в ходе которого происходило сокращение ледникового щита, и его границы постепенно отступали к континентальной части Евразии. Водные потоки, образующиеся за счет таяния льда и усиления речного выноса, способствовали подъему уровня моря и изменению гидрологического режима. Открытые морские и хорошо аэрированные придонные условия привели к смене экологической обстановки и стимулировали периодическое «цветение» фитопланктона в пелагической части бассейна. Увеличение потока органического вещества и активная гидродинамика в придонной части бассейна создали благоприятные условия для роста популяции бентосных фораминифер.

Стадия MIS 4 (71–57 тыс. л. н.) по своим свойствам похожа на стадию MIS 6 и характеризуется отсутствием раковин бентосных фораминифер. Это подтверждается довольно большим привносом IRD, что указывает на развитие ледника.

В течение стадии MIS 4 отмечен резкий переход к новому ледниковому периоду, тренд к более суровым температурным условиям. Таким образом, климатические условия и палеоокеанологическая обстановка стали аналогичны таковым в предыдущем ледниковом периоде MIS 6, в результате чего создались «голодные» и/или «мертвые» условия для обитания на дне бассейна бентосных фораминифер [Беляева и др., 1994].

Стадия MIS 3 (57–29 тыс. л. н.). Отложения стадии MIS 3, которая в полном объеме вскрыта

только в колонке АМК 5536, отличаются от нижежащего горизонта увеличением численности фораминифер (200–300 экз./г сух. осадка) и таксономического разнообразия, однако существенное повышение не наблюдается. Соотношение массовых видов и концентрация малочисленных таксонов фораминифер остаются аналогичны таковым в стадии MIS 5, но встречаемость фораминифер на порядок меньше. Единичные находки раковин реофильного вида *C. wuellerstorfi* и выход на передний план доминанта *O. umbonatus* указывают на пассивную гидродинамику придонных вод и низкий поток органического вещества. Среди доминантов в свою очередь отмечен вид *C. reniforme* — типичный представитель морей в западной части Северного Ледовитого океана, и он появляется в связи с активизацией трансарктического дрефта в Атлантическом бассейне [Polyak et al., 2002]. Также наблюдается первое появление малочисленного вида *Cassidulina teretis* (Tarpan, 1951), который маркирует активное проникновение трансформированных атлантических водных масс в Арктический бассейн [Овсепян и др., 2015]. Отметим, что в начале стадии фиксируются высокие значения содержания IRD (40 000–50 000 обл./г сух. осадка), которые затем быстро падают до минимальных.

Стадия MIS 3 характеризует интерстадиал (межстадиал) в последнем ледниковом периоде позднего плейстоцена. Климатические условия были менее теплыми, чем в межледниковый период. Во время кратковременного потепления возобновился активный водообмен между Арктическим и Атлантическим океанами. Однако в придонном слое гидрологический режим оставался пассивным. Все перечисленные условия способствовали увеличению биопродуктивности в бассейне и возобновлению развития бентосных фораминифер. Тем не менее на дно поступало гораздо меньше пищи в виде планктона, и сообщество бентосных фораминифер имело невысокую численность.

Стадия MIS 2 (29–11,7 тыс. л. н.) выделяется по радиоуглеродным датировкам и появлению в нижней части комплекса стратиграфического вида *Siphotextularia rolshauseni* (Phleger & Parker, 1951), который маркирует начало стадии MIS 2 [Struck, 1997]. Комплекс характеризуется низкой численностью бентосных фораминифер (10–20 экз./г сух. осадка), но видовое разнообразие и роль доминирующих видов сохраняются, в том числе и арктического вида *C. reniforme*. Вид-индикатор *C. teretis* распространен в течении всего этого интервала, а на станции АМК 5524 даже входит в состав массовых видов бентосных фораминифер. Содержание IRD в комплексе довольно высокое, но при этом сильно варьирует (от 500 до 12 000 обл./г сух. осадка): в районе хр. Мона снос практически прекратился, а в районе о-ва

Медвежий — продолжался, достигнув максимума к окончанию стадии.

Во время стадии MIS 2 произошло похолодание, которое привело к расширению ледового покрова, гляциоэвстатическому понижению уровня моря и уменьшению или прекращению притока органического вещества из поверхностного слоя воды. Наряду с похолоданием климата и ледниковой деятельностью в районе продолжалось взаимодействие между арктическими и атлантическими водными массами. Можно предположить, что активный водообмен между Арктикой и Атлантикой не давал возможности разрастаться ледниковому щиту в глубоководную часть бассейна, а атлантические и арктические течения приносили с собой фитопланктон, который формировал низкий поток органического вещества в придонную часть бассейна и обеспечивал сохранение популяции бентосных фораминифер в эту ледниковую эпоху.

В связи с небольшой скоростью осадконакопления в Норвежском море и дискретностью отбора образцов в колонке ТБД детально рассмотреть верхний (последний) комплекс оказалось возможно с помощью колонок дночерпателя и мультиторера (рис. 4, 5).

Стадия MIS 1 характеризуется резким ростом численности (2000–6000 экз./г сух. осадка), таксономического разнообразия бентосных фораминифер и резким уменьшением содержания IRD. Содержание массовых видов увеличивается, в их составе наблюдается новое появление доминанта — *C. wuellerstorfi*. Встречаемость малочисленных видов тоже увеличивается, наблюдается появление новых таксонов бентосных фораминифер, которые ранее не встречались (рис. 4, 5).

Ранняя фаза дегляциации MIS 1 соответствует границе (11,7 тыс. л. н.) [Бараш и др., 1987] окончания холодного позднего плейстоцена и начала теплой эпохи голоцена, которая продолжается до настоящего времени. Потепление климата сопровождалось сокращением ледникового щита, границы которого отступали на ближайшие острова и континент, а затем исчезли. Таяние ледникового щита спровоцировало постледниковую трансгрессию и постепенное затопление шельфа. В результате эти условия привели к смене гидрологического режима и изменению экологической обстановки как в пелагической, так и в придонной части бассейна. Потепление и отсутствие ледника сформировали постоянный вертикальный поток органического вещества, а активная гидродинамика и благоприятные придонные условия стимулировали развитие и появление новых видов бентосных фораминифер в бассейне Норвежского моря.

Выводы. 1. В Норвежском море на основе седиментологических и микропалеонтологических данных удалось выделить шесть комплексов, соответствующих морским изотопным стадиям MIS 6–MIS 1 в возрастном диапазоне 140 тыс.

л. н. — настоящее время. Они охватывают три геохронологических интервала (средний плейстоцен, поздний плейстоцен и голоцен) и совпадают с ледниковыми и межледниковыми периодами позднечетвертичного времени.

2. Присутствие атлантического вида *Cassidulina teretis* указывает на внедрение атлантических водных масс в Арктический бассейн, и, напротив, арктический вид *Cassidulina reniforme* маркирует проникновение в Атлантический океан вод транс-полярного течения. Совместное доминирование этих видов-индексов в Норвежском море во время последней ледниковой стадии указывает на активный водообмен между Арктическим и Атлантическим океанами.

3. Подобно рассмотреть голоценовые осадки удалось с помощью колонок МК и ДЧ, данные которых хорошо коррелируют с показателями колонки ТБД. Начало голоцена во всех изученных колонках четко прослеживается по резкому возрастанию численности бентосных фораминифер и стремительному уменьшению IRD. Отметим, что в голоценовом комплексе

бентосных фораминифер появляются новые сопутствующие виды.

Таким образом, проведенные исследования глубоководных осадков из четырех колонок Норвежского моря позволили восстановить природные условия на современном этапе геологической истории Земли.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору Л. Чжоу за предоставленные данные по AMS-датировкам, М.Д. Кравчишиной, А.Н. Новигатскому и Е.А. Новичковой за помощь в отборе проб и обсуждение полученных результатов, а также экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Финансирование. Экспедиционные исследования выполнены при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и Российского научного фонда (проект № 19-77-10044). Лабораторные исследования и подготовка статьи проводились в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № 0149-2019-0007), а также проектов РФФИ (№ 18-05-70011, № 18-05-00503).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бараш М.С., Купцов В.М., Оськина Н.С. Атлантический океан: новые данные по хронологии событий позднего плейстоцена и голоцена // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1987. № 56. С. 3–16.

Безверхний В.А. Проявление характерных периодов колебаний орбитальных параметров Земли в палеоклиматических данных // Докл. РАН. 2013. Т. 451, № 3. С. 327–331.

Беляева Н.В., Хусид Т.А., Чеховская М.П. Климатические события и изменения циркуляции в плейстоцене в центральной части Северного Ледовитого океана // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1994. № 61. С. 5–13.

Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена — голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23, № 6. С. 96–112.

Пейве А.А., Добролюбова К.О., Сколотнев С.Г. и др. Строение области сочленения хребтов Книповича и Мона (Северная Атлантика) // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 3. С. 355–360.

Bronk R.C., Allen M.J. Analysis of the radiocarbon dates and their archaeological significance // Stonehenge in its landscape: twentieth century excavations. L.: English Heritage, 1995. P. 526–535.

Bylinskaya M.E., Golovina L.A., Radionova E.P. et al. Paleoenvironments in the Fram Strait during marine isotope stages 2–6 based on planktonic paleobiological and stable-isotope proxies and ice-rafted debris // Quaternary Intern. 2016. N 420. P. 272–279.

Gottschalk J., Riveiros N., Waelbroeck C. et al. Carbon isotope offsets between benthic foraminifer species of the genus *Cibicides* (*Cibicidoides*) in the glacial sub-Antarctic Atlantic // Paleooceanography. 2016. Vol. 31, N 12. P. 1583–1602.

Holbourn A., Henderson A., Macleod N. Atlas of Benthic Foraminifera. N.Y.: Wiley, 2013. 654 p.

Jones R.W. The Challenger foraminifera. Oxford: Oxford University Press, 1994. 149 p.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // Paleooceanography. 2005. Vol. 20. PA1003.

Polyak L., Korsun S., Febo L. et al. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river influenced Arctic marine environment // Foraminiferal Res. 2002. Vol. 32, N 3. P. 252–273.

Rathmann S., Kuhnert H. Carbonate ion effect on Mg/Ca, Sr/Ca and stable isotopes on the benthic foraminifera *Oridorsalis umbonatus* off Namibia // Marine Micropaleontology. 2008. Vol. 66, N 2. P. 120–133.

Struck U. Paleoecology of benthic foraminifera in the Norwegian–Greenland Sea during the past 500 ka // Contrib. to the Micropaleontology and Paleooceanography of the North Atlantic. Grzybozusi Fozindatiolz Spec. Pliobl. 1997. N 5. P. 51–83.

Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Stepanova A.Y. et al. Neopleistocene stratigraphy and paleogeography of the Amerasian Arctic Ocean basin inferred from lithological and paleontological data // Moscow University Bull. Geography. 2016. N 6. P. 3–17.

Поступила в редакцию 30.08.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 551.734.333 (477.75)

Л.Ф. Копаевич¹, П.А. Прошина², И.П. Рябов³, М.Н. Овечкина⁴, Н.О. Гречихина⁵
НОВЫЕ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПОЛОЖЕНИИ
ГРАНИЦЫ САНТОНА И КАМПАНА В РАЗРЕЗЕ АЛАН-КЫР
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Геологический институт Российской Академии наук, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского,
 410012, Саратов, ул. Астраханская, 83

Геологическая служба Израиля, Микрорепалеонтологическая лаборатория, 9692100, Иерусалим, Йешайху Лебовиц, 32
 Школа сельскохозяйственных наук, наук о Земле и окружающей среде Университета Квазулаталь, Дурбен, ЮАР
 Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Pyzhevsky 7

Saratov State University, 410012, Saratov, Astrakhanskaya Street, 83

Geological Survey of Israel, 9692100, Jerusalem, Yesha'yahu Leibowitz, 32

School of agricultural, Earth and environmental Sciences of University of Kwazulu-Natal, Durbn, RSA

Приведены результаты определений фораминифер и нанопланктона из разреза верхнемеловых отложений г. Алан-Кыр (Центральный Крым). Интерпретация данных в совокупности с палинологическими и палеомагнитными материалами, полученными ранее для этого разреза, позволяет обосновать возраст вмещающих отложений. В нижней части разреза выделены слои по планктонным фораминиферам, отвечающие сантонской части зоны *Dicarinella asymetrica*. Выделенные здесь по бентосным фораминиферам слои также принадлежат к сантонскому интервалу и позволяют дать более детальное его деление. По нанопланктону удалось установить комплекс переходной зоны CC17, соответствующей верхнему сантону—нижнему кампану. В пределах этих отложений находится подошва вероятного аналога магнитного хрона C33r, которую предлагается использовать в качестве первичного признака для определения нижней границы кампанского яруса.

Ключевые слова: граница сантона и кампана, Горный Крым, разрез Алан-Кыр, фораминиферы, нанопланктон.

The article presents the results of the determinations of foraminifera and nannoplankton from the section of Upper Cretaceous deposits Alan-Kyr (Central part of Crimea Mountains). Interpretation of these data together with the palinological and paleomagnetic materials obtained earlier in this section allows to justify the age of deposits. In the lower part of the section planktonic foraminifera assemblages are correlated with the Santonian part of the *Dicarinella asymetrica* Zone. The benthic foraminiferal assemblages also show on the Santonian interval and allow it to be divided in more detail. On the nannoplankton data it was possible to identify fossils of the transition Zone CC17, corresponding to Upper Santonian—Lower Campanian. Within these deposits is the base of a probable magnetic chron analogue C 33r, which is proposed to be used as a primary feature to define the lower boundary of the Campanian.

Key words: Santonian—Campanian boundary, Mountain Crimea, Alan-Kyr section, foraminifera, nannoplankton.

Введение. Разрез верхнего мела, вскрытый в одном из оврагов у подножия г. Алан-Кыр, около с. Лечебное Белогорского района Республики Крым (рис. 1) ранее изучали Л.Г. Брагина с коллегами [Брагина и др., 2016; Беньямовский, Копаевич, 2016], которые обосновали присутствие в нем пород коньякского, сантонского и кампанского возраста. Разрез представлен пелагическими

известняками, мергелями и известковыми глинами с конкрециями кремней. Слои наклонены на северо-восток (азимут падения варьирует от 40 до 60°) под углом от 10 до 30°.

В 2017–2018 гг. проведено доизучение этого разреза, включающее описание и отбор (по системе «образец в образец») палеомагнитных, палинологических и микрорепалеонтологических (диноцисты,

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: lfkoapevich@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; e-mail: grnatusik@yandex.ru

³ Геологический институт Российской Академии наук, лаборатория микрорепалеонтологии, мл. н. с.; e-mail: lina.not@mail.ru

⁴ Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, кафедра исторической геологии и палеонтологии, аспирант; e-mail: gyaboff.il@yandex.ru

⁵ Геологическая служба Израиля, Микрорепалеонтологическая лаборатория, исследователь, канд. геол.-минер. н.; e-mail: saccamina@gmail.com

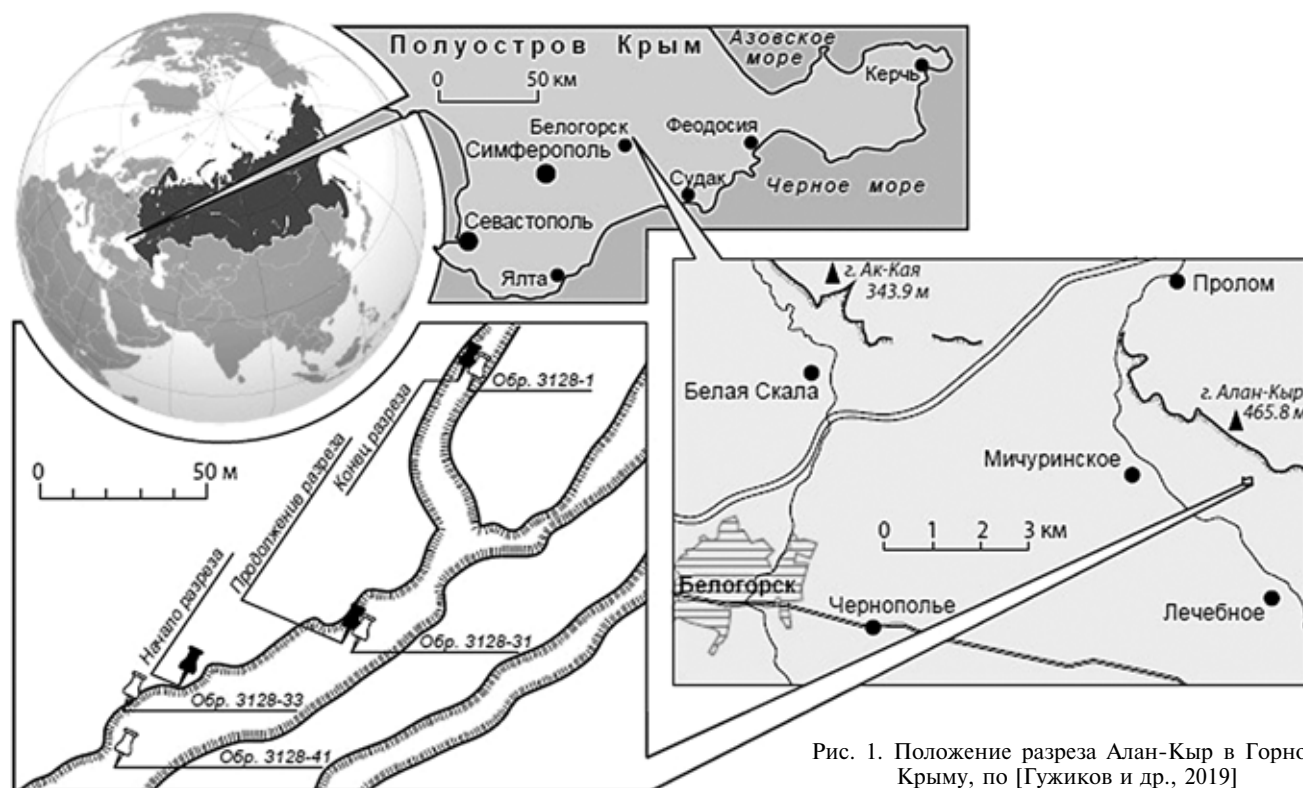


Рис. 1. Положение разреза Алан-Кыр в Горном Крыму, по [Гужиков и др., 2019]

нанопланктон, фораминиферы) проб [Гужиков и др., 2019]. Седиментологические, палеомагнитные данные, определения диноцист и нанопланктона для этого разреза планировалось получить впервые. Изучение бентосных и планктонных фораминифер предполагалось провести повторно, поскольку предыдущие аналогичные исследования были выполнены для небольшого числа проб. Кроме того, раковины выделяли из кремнистых конкреций, а не из вмещающих пород. С учетом возможности неточного определения некоторых событийных уровней и границ в работе [Беньямовский, Копаевич, 2016, с. 12], было отмечено: «Положение сантонско-кампанской границы в разрезе Алан-Кыр пока остается неопределенным. Необходимо дальнейшее исследование этого разреза, в котором следовало бы провести магнитостратиграфические исследования, а также попытаться обнаружить вид *Dicarinella asymetrica* (Sigal), другие планктонные формы и макрофауну», что частично сделано нами и публикуется в этой статье.

В результате палеомагнитных и палинологических исследований [Гужиков и др., 2019] было дополнено представление о стратиграфической характеристике отложений. В нижней части разреза выявлены две зоны обратной полярности, разделенные перерывом в обнаженности (~35 м), которые предположительно можно сопоставить с низами и верхами магнитного хрона C33r (рис. 2), соответствующего в Международной стратиграфической шкале раннему и началу среднего кампана [Ogg et al., 2016]. В отложениях, обладающих обратной полярностью, палиноморфы, к сожалению,

не обнаружены, но комплексы диноцист, встречающихся выше по разрезу, указывают на кампанский возраст вмещающих пород [Александрова, Гужиков, 2019; Гужиков и др., 2019].

В статье приводятся обновленные результаты о распространении планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ), а также предварительные данные о нанопланктоне из разреза Алан-Кыр. Анализ полученных материалов в совокупности с микропалеонтологической и палеомагнитной информацией позволил достаточно аргументированно судить о возрасте отложений и взаимоотношениях стратиграфических границ, обоснованных по данным разных методов [Брагина и др., 2016; Беньямовский, Копаевич, 2016; Гужиков и др., 2019].

Материалы и методы исследований. Послойное описание разреза Алан-Кыр, выполненное Е.Ю. Барабошкиным, приведено в публикации [Гужиков и др., 2019]. Техническая обработка образцов для изучения раковин фораминифер выполнена в микропалеонтологической лаборатории Геологического института РАН П.А. Прошиной и в лаборатории стратиграфии и палеонтологии Нижне-Волжского Научно-исследовательского института геологии и геофизики (НВНИИГГ) в Саратове И.П. Рябовым. Образцы для изучения нанофоссилий обрабатывали в Микропалеонтологической лаборатории геологической службы Израиля (Micropaleontological Lab Geological Survey of Israel) М.Н. Овечкиной. И.П. Рябовым отмыто 13 образцов, 9 из которых происходят из пачки 1. Остальные 4 образца характеризуют последовательно 2–5-ю пачки. Все образцы обработаны с использо-

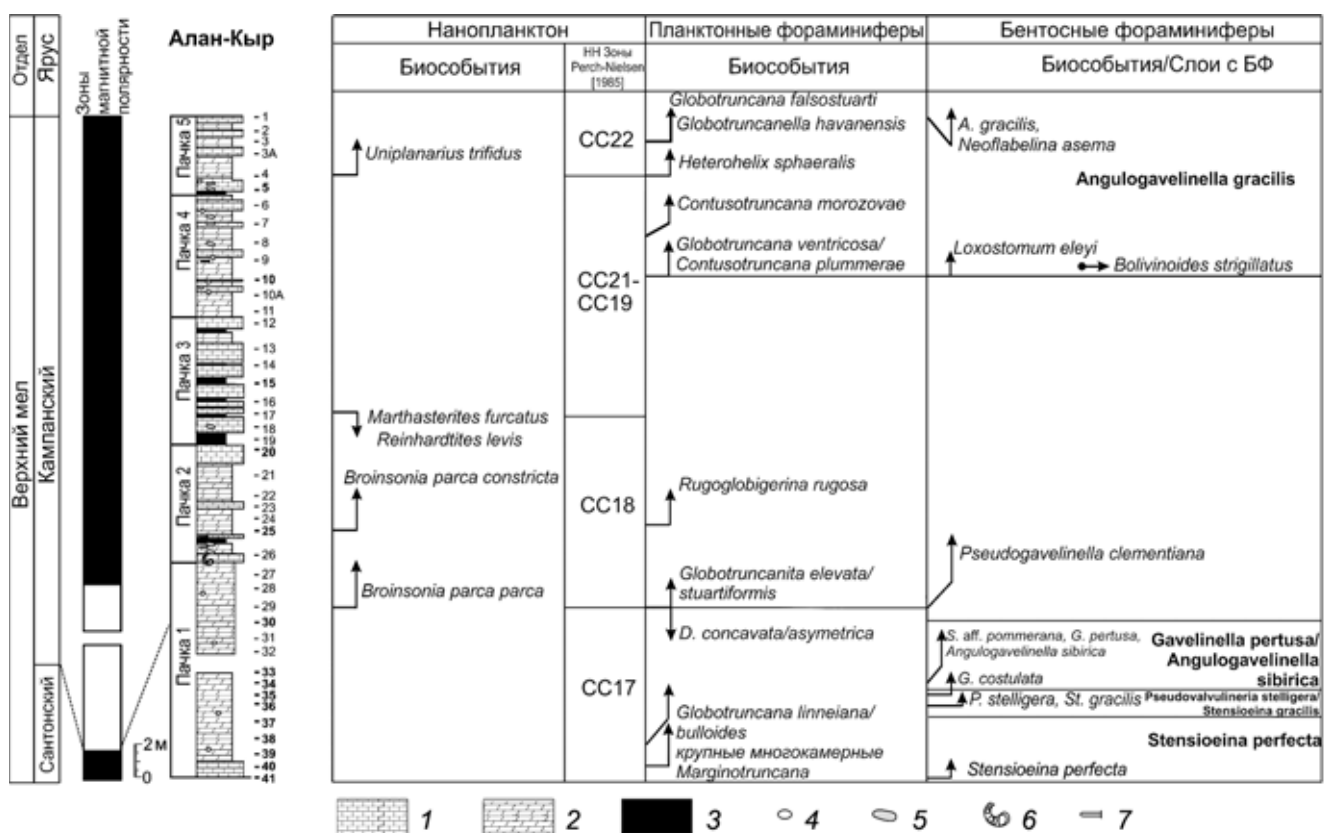


Рис. 2. Расчленение разреза Алан-Кыр по планктонным, бентосным фораминиферам, нанопланктону и главные биособытия

ванием ледяной уксусной кислоты. Отбор раковин выполнен Н.О.Гречихиной и И.П.Рябовым. П.А. Прошиной обработано и отобрано 9 образцов, взятых через каждые 5 м. Образцы отмывали по методике сплавления с гипосульфитом (тиосульфатом натрия) с последующей обработкой в ультразвуковой ванне. Таким образом, образцы 1, 10, 20, 30, 35 и 40 были отмывы в соответствии с двумя методиками, причем независимо. ПФ со спирально-конической и спирально-плоскостной раковиной изучали Л.Ф. Копаевич и Н.О. Гречихина, со спирально-винтовой — П.А. Прошина, БФ изучены И.П. Рябовым.

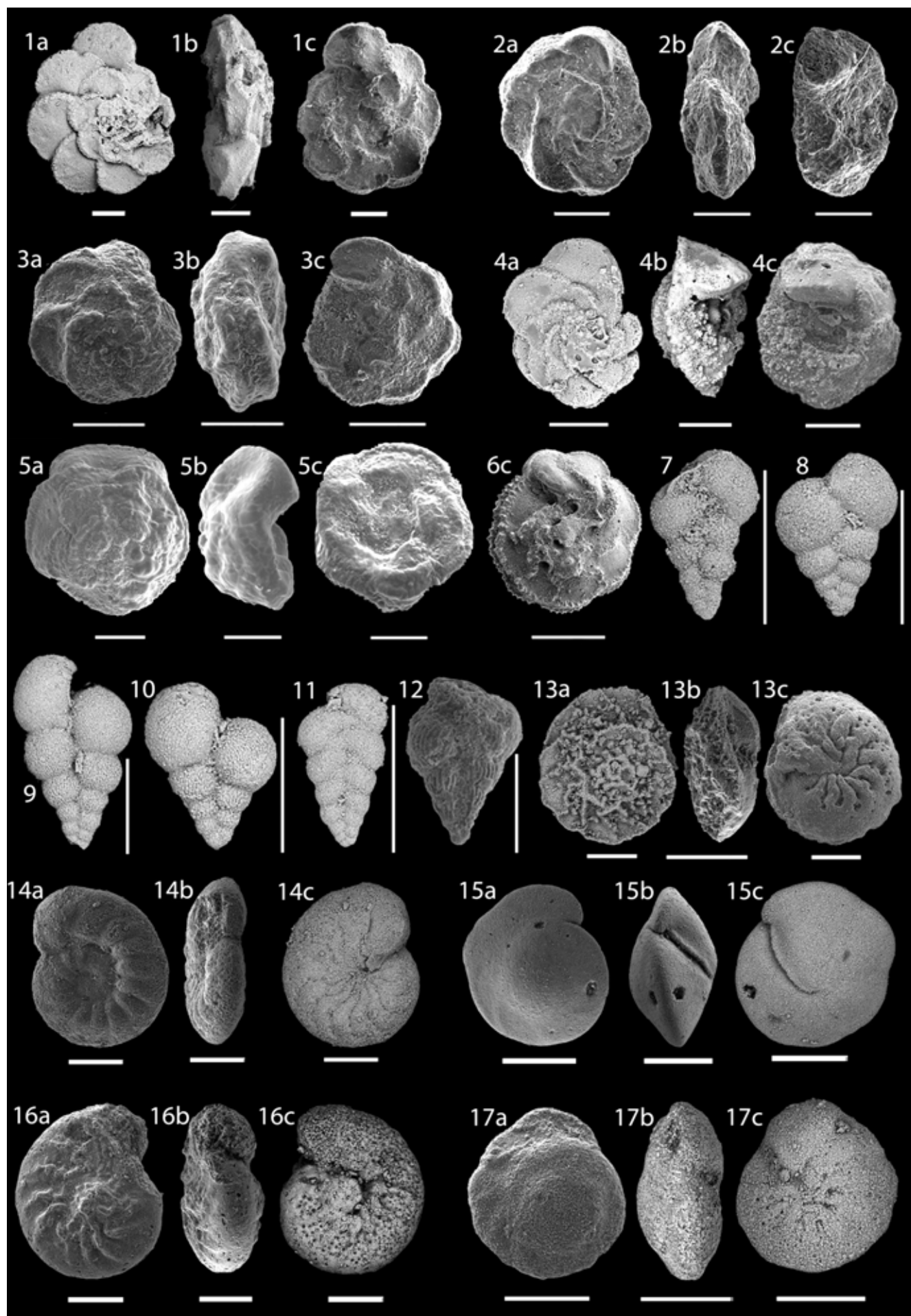
Материалом для исследования нанофоссилий послужили 39 образцов, техническая обработка которых проводилась согласно стандартной методике [Bown, Young, 1998]. Препараты исследовали в световом микроскопе «Zeiss Axiolab» при увеличении 1200.

Виды-индексы ПФ сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе «Tescan 2300» в режиме BSE-детектора в Геологическом институте РАН, а также на кафедре петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на электронном микроскопе «JEOL JSM-6480LV». Руководящие виды БФ были изучены и сфотографированы в лаборатории диагностики наноматериалов и структур Образовательно-научного института наноструктур и биосистем Саратовского госуниверситета с использованием автоэмиссионного сканирующего электронного микроскопа

«MIRA 2 LMU» («Tescan»). Изображения видов-индексов приведены на рис. 3.

Результаты исследований и их обсуждение.
Планктонные фораминиферы. Комплекс спирально-конических ПФ представлен в нижней части разреза (обр. 40 и 39) преимущественно раковинами рода *Marginotruncana* Hofker, 1956. Среди них со значительным перевесом преобладают крупные формы многокамерных таксонов *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945) и *M. marginata* (Reuss, 1845). Наряду с ними присутствуют единичные экземпляры *Globotruncana linnei* (d'Orbigny, 1839). Появление этого вида приурочено уже к сантонским отложениям [Корпачев и др., 2007; Lamolda et al., 2007, 2014; Coccioni, Premoli Silva, 2015, p. 6; Корпачев, Vishnevskaya, 2016; Türk Öz et al., 2016, 2018]. На этом основании самые нижние пробы 39 и 40 из пачки 1 отнесены к сантонским отложениям.

В интервале проб 38–33 наряду с предшествующими формами присутствуют раковины умбиликально-выпуклых *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934), а начиная с пробы 37 — *D. asymetrica* (Sigal, 1952) и дорзально-выпуклых *Contusotruncana fornicata* (Plummer, 1931) ПФ. Присутствуют также представители родов *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967 и *Whiteinella* Pessagno, 1967. Комплекс ПФ позволяет отнести вмещающие отложения к сантонской части зоны *Dicarinella asymetrica* [Coccioni, Premoli Silva, 2015]. Присутствие вида-индекса *D. asymetrica* не типично или крайне ограничено для



разрезов Крыма [Маслакова, 1978; Копачевич, 2010; Корчагин и др., 2012], однако в пробах 38–31 из разреза Алан-Кыр он присутствует постоянно, правда, в единичных экземплярах. Встречены эти раковины также в единичных экземплярах в сантонском интервале разреза Шах-Богота п-ова Мангышлак [Корачевич et al., 2007], где возраст датирован дополнительно находками макрофауны [Marcinowski et al., 1996; Walaszczyk et al., 2015]. К сожалению, в материале из Крыма сохранность раковин очень плохая, они хрупкие, ломаются от прикосновения кисточки.

В пробе 30 встречены первые экземпляры *Globotruncanella elevata* (Brotzen, 1934) и *G. stuartiformis* (Dalbiez, 1955) очень плохой сохранности, а также первые представители *Globotruncana arca* (Cushman, 1926). В то же время раковины *Dicarinella concavata* и *D. asymetrica* отсутствуют. Это позволяет именно здесь установить границу между сантонским и кампанским ярусами, так как она совпадает с исчезновением из разрезов указанных видов [Маслакова, 1978; Caron, 1985; Premoli Silva, Sliter, 1995; Petrizzo, 2003; Robaszynski, Caron, 1995; Petrizzo et al., 2011; Coccioni, Premoli Silva, 2015; Корачевич, Vishnevskaya, 2016].

В пробе 10 появляются первые редкие экземпляры видов *Globotruncana ventricosa* (White, 1928) и *Contusotruncana plummerae* (Gandolfi, 1955). В целом комплекс ПФ меняется незначительно, однако следует отметить постепенное уменьшение числа раковин *Marginotruncana marginata* вплоть до их отсутствия в пробе 5. Интервал от пробы 10 до пробы 5 содержит комплекс фораминифер, отвечающий зоне *Globotruncana ventricosa*, которая выделяется обычно в средней части кампанских отложений [Caron, 1985; Premoli Silva, Sliter, 1995; Petrizzo et al., 2011; Coccioni, Premoli Silva, 2015].

В пробе 5 появляются единичные раковины *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk, 1937), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, 1952, увеличивается количество экземпляров *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1927) и планоспиральных раковин рода *Globigerinelloides* (Cushman & Ten Dam, 1948). Виды предыдущего комплекса проходят в этот интервал, меняются только их количественные соотношения от образца к образцу. Систематический состав ПФ позволяет выделить в интервале проб 3–5 отложения зоны *Globotruncanella havanensis*.

В представленном в статье материале среди ПФ по всему разрезу существенно преобладают спи-

рачно-винтовые формы семейства *Heterohellicidae* Cushman, 1927 хорошей сохранности, в то время как в материале, опубликованном в 2015 г., они отсутствуют. Однако комплекс гетерогелицид демонстрирует невысокое разнообразие таксонов и представлен исключительно двурядными формами рода *Heterohelix* Ehrenberg, 1843. При их определении была использована прикладная систематика [Georgescu, 2016]. В нижней части разреза (пробы 41 и 40) установлены обильные мелкие *Heterohelix reussi* (Cushman, 1938) и *H. striata* (Cushman, 1938), наряду с ними присутствуют крупные таксоны *H. papula* (Belford, 1960). В образцах 36–38 зафиксированы *Heterohelix directa* (Aliyulla, 1965), *H. planata* (Cushman, 1938) и *H. plummerae* (Sandidge, 1932). На протяжении всего изученного стратиграфического интервала таксономический состав гетерогелицид меняется незначительно; все установленные выше формы имеют широкое стратиграфическое распространение (от турона до маастрихта включительно). Совместно с ними на уровне пробы 5 появляются раковины среднекампанского (при трехчленном делении яруса)—маастрихтского вида *H. sphaeralis* (Georgescu, 2014) плохой сохранности.

Бентосные фораминиферы. В пределах изучаемого разреза установлены следующие подразделения по БФ в ранге слоев (рис. 2): слои с *Stensioeina incondita/perfecta* (нижний—средний сантон); слои с *Pseudovalvulineria stelligera/Stensioeina gracilis* (средний—верхний сантон); слои с *Gavelinella pertusa/Angulogavelinella sibirica* (верхний сантон); слои с *Pseudogavelinella clementiana* (нижний кампан); слои с *Angulogavelinella gracilis* (верхний кампан).

Слои с *Stensioeina incondita/perfecta* установлены по присутствию вида-индекса в интервале проб 37–41. Комплекс таксономически разнообразен и представлен преимущественно известковистыми БФ хорошей сохранности. Наибольшее стратиграфическое значение имеет вид *Stensioeina perfecta* Koch, 1977, который впервые был установлен в северо-западной части Германии в среднем сантоне [Koch, 1977], где была выделена одноименная зона [Schönfeld, 1990]. Аналогичная зона выделена в нижнем сантоне Западной Украины [Dubicka, Peryt, 2014]. Поэтому интервал слоев с *Stensioeina perfecta* можно отнести к нижнему—среднему сантону.

Слои с *Pseudovalvulineria stelligera/Stensioeina gracilis* выделены в интервале проб 35–36 по появ-

Рис. 3. Планктонные и бентосные фораминиферы из разреза Алан-Кыр. У всех раковин: а — дорзальная сторона, на которой видны все обороты; б — боковая сторона; с — умбиликальная сторона, на которой виден последний оборот раковины и различимо строение устья. Мерная линейка 200 мкм.

Планктонные фораминиферы: 1а–с — *Marginotruncana coronata* (Bolli), обр. 40; 2а–с — *Dicarinella concavata* (Brotzen), обр. 38; 3а–с — *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), обр. 38; 4а–с — *Globotruncanella elevata* (Brotzen), обр. 30; 5а–с — *Contusotruncana plummerae* (Gandolfi), обр. 10; 6с — *Globotruncana falsostuarti* (Sigal), обр. 1; 7 — *Heterohelix directa* (Aliyulla), обр. 37; 8 — *H. striata* (Cushman), обр. 34; 9 — *H. plummerae* (Sandidge), обр. 33; 10 — *H. reussi* (Cushman), обр. 33; 11 — *H. planata* (Cushman), обр. 35; 12 — *H. sphaeralis* (Georgescu), обр. 5.

Бентосные фораминиферы: 13а–с — *Stensioeina perfecta* Koch, обр. 35; 14 а–с — *Pseudovalvulineria stelligera* (Marie), обр. 35; 15 а–с — *Angulogavelinella sibirica* обр. 34; 16 а–с — *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), обр. 30; 17а–с — *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), обр. 3а

лению видов-индексов. Наиболее стратиграфически значимы здесь виды *Pseudovalvulineria stelligera* (Marie, 1941) и *Stensioeina gracilis* Brotzen, 1945, которые используются как зональные виды-индексы в ряде схем [Беньямовский, 2008; Walaszczyk et al., 2016]. Согласно представлениям цитируемых авторов эти отложения можно датировать средним–поздним сantonом.

Слои с *Gavelinella pertusa*/*Angulogavelinella sibirica* установлены по появлению видов-индексов, которые используются как зональные для ряда биостратиграфических схем [Беньямовский, 2008; Вишневская и др., 2018; Dubicka, Peryt, 2014; Walaszczyk et al., 2016], что позволяет интервал проб 34–40 датировать поздним сantonом.

Слои с *Pseudogavelinella clementiana* установлены по присутствию вида-индекса в интервале проб 10–30. Первые экземпляры зонального вида обнаружены в верхней части пачки 1 (проба 30). По его появлению на Восточно-Европейской платформе проводится граница между сantonским и кампанским ярусами [Вишневская и др., 2018].

Слои с *Angulogavelinella gracilis* выделены по присутствию вида-индекса в интервале проб 1–10. В предыдущих работах [Брагина и др., 2016; Беньямовский, Копачев, 2016] также были выделены одноименные слои и дана характеристика сообщества БФ. По данным, полученным в результате текущей работы, установлен сходный комплекс. Появление стратиграфически важного вида *Angulogavelinella gracilis* (Marsson, 1878) позволяет относить этот интервал к верхнему кампану.

Нанопланктон. Для биостратиграфического расчленения разреза была выбрана стандартная шкала У. Сиссинга [Sissingh, 1977] с дополнениями К. Перч-Нильсен [Perch-Nielsen, 1985]. Выделенный комплекс содержит нанофоссилии плохой и средней сохранности и насчитывает более 60 видов.

В нижней части разреза (пачка 1, обр. 30–41) выделена переходная зона СС17 верхнего сanton–нижнего кампана. Зона СС17 определяется как интервал от появления *Calculites obscurus* Deflandre, 1959 до появления *Broinsonia parca parca* (Stradner, 1963).

Выше по разрезу (пачки 1–3, обр. 17–29) выделена зона нижнего кампана СС18. Она устанавливается как интервал от появления *Broinsonia parca parca* до исчезновения *Marthasterites furcatus* (Deflandre in Deflandre, Fert, 1954). Расчленив зону СС18 не удалось. В образце 25, немного выше перерыва в осадконакоплении, наблюдается появление *Br. parca constricta* Hattner et al., 1980. Подобное его появление непосредственно выше появления *Br. parca parca* в разрезе закономерно и определяет нижнюю границу подзоны СС18b, что отмечено многими авторами. Однако в этом разрезе на уровне обр. 25 зафиксировано также появление *Reinhardtites levis* Prins & Sissingh in Sissingh, 1977,

которое, по данным работы [Perch-Nielsen, 1985], должно быть гораздо выше, т.е. уже в верхнем кампане. Тем не менее в публикации Р. Барнетт [Burnett, 1998] отмечено, что появление *R. levis* может быть зафиксировано и в раннем кампане. Скорее всего, интервал обр. 25–27 соответствует значительному перерыву в осадконакоплении, который не позволяет проследить четкую последовательность появления видов. Интервал обр. 5–16 (пачки 1–3) соответствует нерасчлененным зонам СС19–21, которые выделяются на уровне нижнего–верхнего кампана при его двучленном делении. Более точное подразделение на зоны затруднено из-за отсутствия зональных видов-индексов. Верхняя часть разреза (пачка 1) соответствует зоне СС22 верхнего кампана, нижняя граница которой устанавливается по появлению *Uniplanarius trifidus* (Stradner in Stradner, Papp, 1961) в обр. 4.

Распределение в разрезе Алан-Кыр раковин фораминифер и нанофоссилий позволило выделить несколько уровней биособытий (рис. 3).

Выводы. 1. Важные биособытия связаны с уровнем обр. 30, к нему приурочена граница между сantonским и кампанским ярусами, датированная видами-индексами ПФ и БФ. Этому не противоречат данные о нанопланктоне, так как в обр. 29 зафиксировано появление вида *Broinsonia parca parca* (Stradner), что уверенно указывает на кампанский возраст вмещающих пород.

2. Выделяемая ниже зона СС17 содержит переходный сanton–кампанский комплекс нанофоссилий. В то же время присутствие ПФ *Dicarinella concavata* (Brotzen) и *D. asymetrica* (Sigal) датирует этот интервал как верхнесantonский.

3. Комплексы БФ позволили датировать интервал проб 30–39 как ранний, ранний–средний и поздний сanton (рис. 2).

4. Границы магнитных зон С34n и С33r проходит на уровне пробы 39, т.е. внутри сanton–кампанского интервала по нанопланктону и сantonского по ПФ и БФ [Guzhikov et al., 2019; Гужинов и др., 2019]. В то же время в классическом разрезе Губбио (Италия) она совпадает с границей между зонами *Dicarinella asymetrica* и *Globotruncanella elevata* [Coccioni, Premoli Silva, 2015], а следовательно, совпадает с границей между сantonским и кампанским ярусами.

5. Выделенные в вышележащих отложениях событийные уровни позволили установить присутствие нижнего, среднего и верхнего кампана (рис. 2, а также рис. 3 с изображениями раковин ПФ и БФ). Кроме того, в разрезе предполагается перерыв в осадконакоплении, установленный по данным изучения нанопланктона и БФ.

Благодарности. Авторы благодарны своим коллегам А.Ю. Гужинову, Е.Ю. Барабошкину, Г.Н. Александровой, Л.Г. Брагиной, Н.Ю. Брагину и В.Н. Беньямовскому за совместную работу и обсуждение материалов. Ценные смысловые

и редакционные замечания А.М. Никишина, В.С. Вишневецкой, Р.Р. Габдуллина помогли улучшить содержание статьи. Авторы благодарны А.М. Захаревичу (лаборатория диагностики наноматериалов и структур Образовательно-научного института наноструктур и биосистем СГУ за помощь в фотографировании БФ на СЭМ, а также В.А. Мусатову (отдел стратиграфии и палеонтологии НВНИИГГ). Авторы искренне признательны сотрудникам лаборатории локальных

методов изучения вещества кафедры петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова за возможность постоянной совместной работы и получения качественных изображений раковин фораминифер.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований РФФИ (проекты № 18-05-00503-а, 18-05-00495-а, 18-05-00784-а), а также в рамках госзадания № 0135-2018-0036 (ГИН РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Гужиков А.Ю. Предварительные палинологические и магнитостратиграфические данные по разрезу коньяка–кампа «Алан-кыр» (Центральный Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы IX Всеросс. совещ., 17–23 сентября 2018, НИУ БелГУ. Белгород, 2018. С. 24–28.

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

Беньямовский В.Н., Копачев Л.Ф. Коньяк–кампанский разрез Алан–Кыр, Горный Крым: аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.

Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Копачев Л.Ф. Радиоларии, фораминиферы и биостратиграфическое расчленение коньяка–кампа разреза Алан–Кыр, Горный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44–53.

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

Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю. Новые седиментологические, био-магнитостратиграфические и палинологические данные о верхнемеловых отложениях разреза Алан–Кыр (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6 (в печати).

Копачев Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, вып. 5. С. 40–52.

Корчагин О.А., Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Планктонные фораминиферы и радиоларии из коньяк–сантонских отложений горы Ак–Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 1. С. 1–25.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 168 с.

Bown P.R., Young J.R. Techniques // Calcareous nanofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Brown. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 16–28.

Burnett J.A. Upper Cretaceous // Calcareous nanofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. 1998. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 132–198.

Caron M. Cretaceous planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.

Coccioni R., Premoli Silva I. Revised upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy

and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newsl. Stratigr. 2015. Vol. 48, N 1. P. 47–90.

Dubicka Z., Peryt D. Classification and evolutionary interpretation of Late Turonian–Early Campanian Gavelinella and Stensioeina (Gavelinellidae, benthic foraminifera) from Western Ukraine // Foraminiferal Res. 2014. Vol. 44, N 2. P. 151–176.

Georgescu M.D. Taxonomic revision of Planoglobulina Cushman, 1927 as directional lineage in evolutionary classification. Evolutionary classification and english-based nomenclature in Cretaceous Planktic Foraminifera // Nova Sci. Publish. Inc. N.Y., 2014. P. 73–92.

Georgescu M.D. Handbook of Late Cretaceous Planktic Foraminifera (Practical Classification, Biostratigraphy) // Nova Sci. Publish. Inc. N.Y., 2016. 320 p.

Koch W. Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und taxonomie von Foraminiferen // Geol. Jahr. 1977. A. 38. P. 11–123.

Kopachev L.F., Beniamovskiy V.N., Sadekov A.Yu. Middle Coniacian–Santonian foraminiferal bioevents around the Mangyshlak Peninsula and Russian Platform // Cret. Res. 2007. N 28 (1). P. 108–118.

Kopachev L.F., Vishnevskaya V.S. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea–Caucasus area: Palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2016. Vol. 441, Spec. Iss. P. 493–515.

Lamolda M.A., Paul C.R. C., Peryt D., Pons J.M. The Global Boundary Stratotype and Section Point (GSSP) for the base of the Santonian Stage, «Cantera de Margas», Olazagutia, Northern Spain // Episodes. 2014. N 37. P. 2–13.

Lamolda M.A., Peryt D., Ion J. Planktonic foraminiferal bio-events in the Coniacian/Santonian boundary interval at Olazagutia (Navarra province), Spain // Cret. Res. 2007. Vol. 28 (1). P. 18–29.

Marcinowski R., Walaszczyk I., Olszewska-Nejbert D. Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (Upper Albian through Coniacian) of the Mangyshlak Mountains, Western Kazakhstan // Acta Geologica Polonica. 1996. Vol. 46. P. 1–60.

Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A Concise geologic time scale. Amsterdam: Elsevier, 2016. 242 p.

Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils. Plankton Stratigraphy. Cambridge. UK: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 427–554.

Petrizzo M. R. Late Cretaceous planktonic foraminiferal bioevents in the Tethys and in the Southern ocean record: an overview // J. Foram. Res. 2003. Vol. 23. P. 330–337.

Petrizzo M. R., Falzoni F., Premoli Silva I. Identification of the base of the lower-to-middle Campanian Globotrunc-

cana ventricosa Zone: Comments on reliability and global correlations // *Cret. Res.* 2011. Vol. 32. P. 387–405.

Premoli Silva I., Sliter, W.V. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy // *Palaeontog. Italica.* 1995. Vol. 82. P. 1–89.

Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planctoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee // *Bull. Soc. Geol. France.* 1995. Vol. 166, N 6. P. 681–692.

Schönfeld J. Zur Stratigraphie und Okologiebenthischer Foraminiferen im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein // *Geol. Jb.* 1990. A 117. P. 3–151.

Sissingh W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // *Geologie en Mijnbouw.* 1977. Vol. 56. P. 37–65.

Türk Öz E., Kopaevich L., Vishnevskaya V., Çapkinoglu Ş. Biostratigraphy of the Macka Region: first records of

Upper Cretaceous planktonic foraminifera and radiolarians from the eastern Pontides (Macka, Trabzon, Turkey) // *Stratigr. Geol. Correlation.* 2016. Vol. 24. N 2. P. 167–187.

Türk Öz E., Vishnevskaya V., Kopaevich L., Çapkinoglu Ş. Turonian-Santonian radiolarians and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous sequences between Trabzon and Giresun areas in the Eastern Pontides, NE Turkey // *Palaeoworld.* 2018. Vol. 27. P. 117–144.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Beniamovski V.N. Inoceramid and foraminiferal record and biozonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyshlak MTS., Western Kazakhstan // *Acta Geologica Polonica.* 2013. Vol. 63, N 4. P. 469–487.

Walaszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Reimin Z. Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland // *Acta Geologica Polonica.* 2016. Vol. 66. N 3. P. 313–350.

Поступила в редакцию 09.09.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 550.93, 552.4

А.А. Краснобаев¹, П.М. Вализер², Е.В. Медведева³, А.Б. Немов⁴, А.Л. Перчук⁵**U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ И МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД
ВИШНЕВОГОРСКОЙ ТОЛЩИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)***Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15**Ильменский государственный заповедник, 456317, Челябинская область, Миасс, Ильменский заповедник
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Институт экспериментальной минералогии РАН,
142432, Московская область, Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, 4
Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,
620016, Ekaterinburg, Akademika Vonsovskogo str., 15**Ilmen State Reserve, 456317, Chelyabinsk region, Miass, Ilmen Reserve
Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences,
142432, Moscow region, Chernogolovka, Akademika Osiyana str., 4*

Представлены результаты U-Pb датирования цирконов, а также петролого-геохимического изучения вмещающих образцов гранат-биотитового плагиогнейса и кварц-плагиоклаз-амфиболового гранофельса из вишневогорской толщи — древнейших пород Восточного домена Южного Урала. Возрастные определения цирконов получены с помощью ионного микрозонда (SHRIMP II). Максимальный возраст субстрата плагиогнейсов вишневогорской толщи не моложе 2700 млн лет, а гранулитовый метаморфизм плагиогнейса приходится на протерозойский возрастной диапазон 1740–2220 млн лет. Датировки, полученные для плагиогнейса и гранофельса вишневогорской толщи, отражают все основные (PR₁–P₁) возрастные рубежи развития Урала. Многие из датированных событий проявлены лишь в генерациях цирконов и никак не отражены в минеральных парагенезисах изученных пород.

Ключевые слова: циркон, U-Pb возраст, гранат-биотитовый гнейс, гранофельс, вишневогорская толща.

In the article present results of U-Pb — dating of zircons and petrologic-geochemical study of garnet-biotite plagiogneises and quartz-plagioclase-amphibole granofels host rocks samples from Vishnevogorsky sequence of the oldest rocks of the southern Urals Eastern domain are presented. U-Pb-dating of zircons were obtained by ion microprobe (SHRIMP II). The maximum age of the substrate plagiogneises Vishnevogorsky sequence not younger than 2700 Ma, and granulitic metamorphism plagiogneises falls on the Proterozoic age range 1740–2220 Ma. The dates obtained for plagiogneises and granofels Vishnevogorsky sequence reflect all major (PR₁–P₁) age stages of the Urals development. Many of the dated events are manifested only in the zircons generation and are not reflected in the mineral parageneses of the studied rocks.

Key words: zircon, U-Pb-dating, garnet-biotite gneiss, granofels, Vishnevogorsky sequence.

Введение. Ильмено-вишневогорский комплекс (Южный Урал) находится в коллизионной «зоне смятия» шириной 20–25 км и протяженностью несколько сотен километров. В строении комплекса, ограниченного с запада и востока тектоническими сдвигами, совмещены как магматические (сиениты, миаскиты, мафит-ультрамафиты, гранитоиды), так и метаморфические (гнейсы, амфиболиты, сланцы, кварциты) породы широкого возрастного диапазона — от архея до палеозоя [Баженов и др., 1992; Русин и др., 2006; Ленных, Вализер, 2006].

Стратиграфическое расчленение метаморфических пород ильмено-вишневогорского комплекса рассмотрено в ряде работ и основано на представлении об их осадочном происхождении. Породы обладают «градационной слоистостью» и слагают ритмично построенные горизонты, объединенные в толщи [Левин, 1974; Левин и др., 1977; Баженов и др., 1992]. Все толщи выделены по литолого-петрографическим признакам и по пространственно разобранному разрезам, что открывает широкие возможности для различных

¹ Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: krasnobaeval@igg.uran.ru

² Ильменский государственный заповедник, Миасс, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

³ Ильменский государственный заповедник, Миасс, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: mev_62@inbox.ru

⁴ Ильменский государственный заповедник, Миасс, мл. науч. с.; e-mail: ya.andrew808@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, зав. кафедрой, докт. геол.-минер. н.; Институт экспериментальной минералогии РАН, вед. науч. с.; e-mail: alp@geol.msu.ru

корреляций [Русин и др., 2006; Ленных и др., 2006; Дегтярев и др., 1997; Рассказова, 1992].

В настоящее время древнейшими образованиями Восточного домена Урала считаются породы селянkinской серии, которые подразделены на нижнюю толщу — селянkinскую и верхнюю — вишневогорскую. Селянkinская толща сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами, графитистыми кварцито-гнейсами и амфиболитами, имеет первично микроконтинентальную природу и представляет собой фрагмент раннепротерозойской континентальной коры [Пучков, 2010]. Геохронологические исследования пород селянkinской толщи показали широкий спектр значений возраста, в частности, U-Pb возраст по цирконам, составляющий 2081 ± 15 млн лет и интерпретируемый как ранний этап метаморфизма амфиболитовой фации [Краснобаев и др., 2001], а также значения возраста 323 ± 28 и 275 ± 22 млн лет (Th-U-Pb по монациту) и 468 и 276 млн лет (Sm-Nd изохроны), определяющие этапы метаморфизма [Иванов, Ерохин, 2015; Иванов и др., 2016]. Породы вишневогорской толщи, представленные биотитовыми гнейсами, кианит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами и кварцито-гнейсами с графитом, телами амфиболитов, кальцифиров и мраморов, согласно залегают на породах селянkinской толщи, но имеют другую историю метаморфизма [Дегтярев и др., 1997]. Данных о возрасте пород толщи нет. Для определения возрастных этапов эволюции вишневогорской толщи отобраны основные типы пород (гранат-биотитовый плагиогнейс и кварц-плагиоклаз-амфиболовый гранофельс) и использованы возможности цирконологии, объединяющей информацию о минералогических, геохимических и возрастных свойствах цирконов.

Материалы и методы исследования. Цирконы выделены из объемных проб (30–50 кг) плагиогнейса (K-1444) и гранофельса (K-1445). Силикатный анализ пород выполнен на спектрометрах CPM-18 (Россия) и EDX-900 HS («Shimadzu», Япония), а редкие (РЭ) и редкоземельные (РЗЭ) элементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе «ELAN 9000» («Perkin Elmer», Канада) в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором. Ускоряющее напряжение 20 кВт, ток на образце $n \cdot 10^{-10}$ А, стандарты ASTIMEX Scientific Limited, MINM 25–35 Mineral Mount serial № 01–044. Изотопные анализы выполнены на ионном микрозонде «SHRIMP II» в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [Williams, 1998], анализы РЗЭ и РЭ в цирконах — методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе «Cameca IMS-4F» в Институте микроэлектроники и информатики РАН. Измерения включали

5 повторяющихся циклов накопления сигнала. Время накопления определялось автоматически в зависимости от его интенсивности. О точности и пределах определения элементов можно судить по анализам эталона 91500 (ppm): La $0,02 \pm 0,01$; Ce $3,4 \pm 0,1$; Sm $0,48 \pm 0,05$; Nd $0,18 \pm 0,01$; Gd $2,3 \pm 0,2$; Dy 11 ± 1 ; Eu 32 ± 2 ; Yb 78 ± 4 . Измерения РЗЭ и РЭ в кристаллах проводились в тех же точках (кратерах), что и при U-Pb-датировании.

Результаты исследований и их обсуждение.

Минералого-геохимические и петрологические особенности пород. Метаморфические породы вишневогорской толщи являются вмещающими для Вишневогорского щелочного массива (рис. 1). Гранат-биотитовые плагиогнейсы слагают зоны мощностью несколько десятков метров среди мигматизированных биотит-плагиоклаз-полевошпат-кварцевых blastsмилонитов. Для гранат-биотитового плагиогнейса характерна полосчатая и линзовидно-полосчатая текстура, порфиробластовая структура. Порфиробласты размером 1–5 мм представлены гранатом, а основная ткань липидогранобластовой структуры сложена биотитом и плагиоклазом. В породе встречаются прожилки и линзы (до 10 см), образованные калиевым полевым шпатом, альбитом и фенгитом. Кристаллы граната имеют зональное строение. От центра к краю зерен увеличивается содержание Mn, снижаются магнезиальность и в меньшей степени кальциевость (центр $\text{Py}_{19}\text{Alm}_{62-65}\text{Sps}_{10-11}\text{Grs}_{6-9}$, #Mg = 0,20; край $\text{Py}_{13-15}\text{Alm}_{62-63}\text{Sps}_{18-20}\text{Grs}_{4-5}$, #Mg = $0,13 \div 0,15$) (табл. 1). В краевых зонах наблюдаются включения кварца и биотита. Биотит приближается по составу к флогопит-анниту, его магнезиальность во включениях меняется от 0,48 до 0,55, содержание титана — от 0,21–0,29 до 0,13–0,14 к.ф. (коэффициенты формулы). Биотит основной ткани менее магнезиальный (#Mg=0,45÷0,46) при содержании титана 0,20–0,22 к.ф. Плагиоклаз (олигоклаз An_{24-30}) характеризуется незначительными вариациями состава. Фенгит (#Mg=0,67; $\text{Si}^{4+}=3,32$ к.ф.) магнезиальный с низким содержанием кремнезема (табл. 1). Температура образования гранат-биотитовых плагиогнейсов, полученная по включению биотита в гранате и граната с биотитом из матрикса, оценивается по Gt-Bt геотермометру [Perchuk, 1990] в 700–680 и 675–630 °С соответственно. По гранат-фенгитовому геотермометру [Ravna, Paquin, 2003] температура по каймам зерен составляет 546 °С. По составу минералов и температуре образования плагиогнейсы вишневогорской толщи обычно сопоставляются с мигматизированными гранат-биотитовыми гнейсами селянkinского блока [Краснобаев и др., 2001].

Кварц-плагиоклаз-амфиболовые гранофельсы образуют среди гранат-биотитовых гнейсов прослои и линзы мощностью несколько десятков сантиметров. Структура представительного образца этой породы мелко-среднезернистая

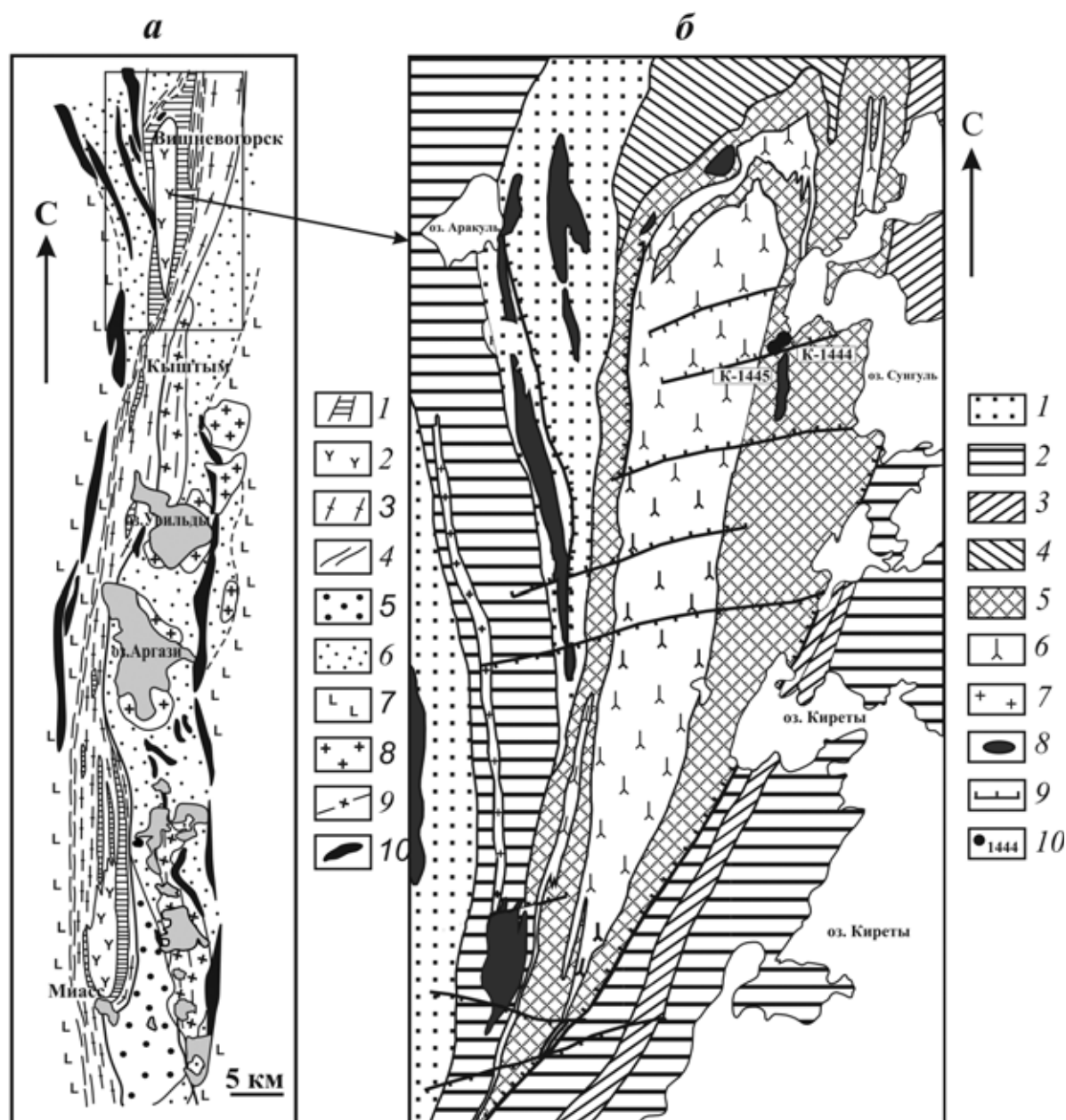


Рис. 1. Геологическая схема ильмено-вишневогорского комплекса (а) и геологическая схема вишневогорской части ильмено-вишневогорского комплекса (б), по [Левин и др., 1997]: а: 1 — селянкинская толща: амфиболиты, гнейсы, мигматиты (AR–PR₁); 2 — массивы миаскитов (O₃); 3 — милониты гранитоидного и сиенитового состава (P₂–T₁?); 4 — милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 — еланчиковская толща: тектониты гранитоидного состава; 6 — сайтовская метатерригенная толща; 7 — зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 8 — увильдинский монзонит-гранитный комплекс (PZ₃); 9 — гнейсовидные граниты кисегачского комплекса, 10 — метагипербазиты; б: 1 — сайтовская толща: кварциты, плагиосланцы; 2 — аракульская толща: плагиосланцы и плагиогнейсы гранат-биотитовые, амфиболовые; 3 — кыштымская толща: амфиболиты с прослоями плагиогнейсов, кварцитов и мраморов; 4 — ильменогорская толща: амфиболиты с прослоями плагиогнейсов, кварцитов; 5 — вишневогорская толща: ритмичное переслаивание плагиогнейсов, гранофельсов, кварцитов и мраморов; 6 — миаскиты; 7 — граниты; 8 — метаультрамафиты; 9 — тектонические разломы; 10 — место отбора проб

гранонематобластовая, текстура полосчатая. Минеральный состав: амфибол, плагиоклаз, кварц, биотит и акцессорные (ильменит, циркон, магнетит). Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой ($\#Mg=0,54\pm0,67$), с вариацией содержания Si^{4+} от 6,73 до 7,34 к.ф., Al^{VI} от 0,33 до 0,51 к.ф. и Na от 0,21 до 0,58 к.ф., которая по краям зерен часто замещена куммингтонитом

($\#Mg=0,59$, $Si^{4+}=7,95$ к.ф.) и биотитом ($\#Mg=0,38$, $Ti=0,33$ к.ф.). Плагиоклаз соответствует олигоклазу № 27–30 (табл. 1). Температура образования гранофельса определена по составу амфибола и плагиоклаза [Blundy, Holland, 1990] и соответствует 560–640 °C и давлению 6–8 МПа.

Состав петрогенных оксидов в гранат-биотитовом плагиогнейсе и кварц-плагиоклаз-

Таблица 1

Химический состав (масс.%) и кристаллохимические формулы минералов пород вишневогорской толщи

Компонент	Плаггиогнейс (К-1444)						Гранофельс (К-1445)				
	Grt		Bt		Pl	Ph	Hbl			Pl	Cum
SiO ₂	37,82	37,39	36,27	35,65	61,20	50,40	46,57	47,86	50,84	60,57	54,60
TiO ₂	0,00	0,00	4,51	3,49	0,00	1,48	0,81	0,70	0,35	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	21,35	21,17	18,73	19,14	24,35	30,46	10,05	8,65	6,55	24,67	0,70
FeO	29,6	27,94	16,00	18,64	0,00	1,39	14,86	14,12	12,93	—	21,93
MnO	4,70	7,91	0,08	0,20	0,00	—	0,18	0,04	0,03	—	0,47
MgO	4,80	3,68	11,20	8,89	0,00	1,61	12,62	13,32	14,48	—	17,85
CaO	1,69	1,49	0,00	0,00	5,57	0,00	10,64	10,87	10,68	5,65	1,27
Na ₂ O	—	—	0,00	0,00	8,14	0,18	1,41	1,29	0,76	8,12	0,54
K ₂ O	—	—	8,76	9,23	0,32	10,12	0,27	0,27	0,17	0,21	0,00
Сумма	99,96	99,58	95,55	95,14	99,58	95,64	97,41	97,12	96,79	99,22	97,42
Si	3,00	3,00	2,69	2,70	2,73	3,32	6,76	6,94	7,34	2,70	7,95
Ti	0,00	0,00	0,25	0,20	0,00	0,07	0,09	0,08	0,04	—	0,01
Al	2,00	2,00	1,64	1,71	1,28	2,36	1,72	1,48	1,17	1,30	0,12
Fe	1,96	1,88	0,99	1,18	0,00	0,08	1,80	1,71	1,56	—	2,67
Mn	0,32	0,54	—	0,01	0,00	—	0,02	—	—	—	0,06
Mg	0,57	0,45	1,24	1,00	0,00	0,16	2,73	2,88	3,12	—	3,87
Ca	0,15	0,13	0,00	0,00	0,27	0,00	1,66	1,69	1,65	0,27	0,20
Na	—	—	0,00	0,00	0,70	0,02	0,40	0,36	0,21	0,72	0,15
K	—	—	0,83	0,89	0,02	0,85	0,05	0,05	0,03	0,01	—
Сумма	8,00	8,00	7,64	7,69	5,00	6,86	15,23	15,20	15,07	5,00	15,02
#Mg	0,20	0,16	0,55	0,46	—	0,67	0,60	0,63	0,67	—	0,59
#Ca	0,05	0,04	—	—	—	—	0,79	0,80	0,87	—	—

Примечания. Индексы минералов: Grt — гранат, Bt — биотит, Hbl — роговая обманка, Pl — олигоклаз, Ph — фенгит, Cum — куммингтонит. Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны на: Grt — 8 катионов, Pl — 5 катионов, Bt и Ph — 11 атомов кислорода; Hbl, Cum — 23 атома кислорода. #Mg=Mg/(Mg+Fe), #Ca=Ca/(Mg+Fe+Mn+Ca) для Grt, #Ca=Ca/(Ca+Na+K) для Hbl.

амфиболовом гранофельсе (масс.%) SiO₂=62,6 и 49,9; TiO₂=0,89 и 1,37; Al₂O₃=15,6 и 15,2; FeO=7,57 и 13,1; MnO=0,08 и 0,16; MgO=3,31 и 5,58; CaO=1,59 и 8,84; Na₂O=3,55 и 2,61; K₂O=2,33 и 0,53 соответственно). Протолитом плаггиогнейсов могли служить осадочные породы, образованные при эрозии натриевых гранодиоритов, а гранофельсов — умеренно-глиноземистое габбро [Неелов, 1980; Богатилов и др., 1981]. Плаггиогнейс имеет повышенное содержание ΣРЗЭ при ЛРЗЭ > ТРЗЭ (табл. 2, рис. 2), характерная особенность — наличие отрицательной (Eu/Eu*=0,74) европиевой аномалии. По геохимическим параметрам плаггиогнейсы сопоставимы с гранат-биотитовыми гнейсами селянkinской толщи (табл. 2). Гранофельс имеет низкое содержание ΣРЗЭ (до 19 г/т) при уплощенном спектре (La/Yb)_n≈2,4, (La/Sm)_n=1,5, рис. 2). По петрохимическим параметрам он близок к амфиболитам селянkinской толщи.

Геохронология. Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона. Цирконы плаггиогнейсов вишневогорской толщи многообразны (рис. 3, I). В качестве наиболее типичных, объединяющих сочетания различных признаков, приведены кристаллы А–Г, каждый из которых может служить

эталоном, упрощающим и облегчающим восприятие других. Кристалл А служит примером образования оболочки вокруг ранней генерации, претерпевшей структурный распад с появлением многочисленных вторичных включений. В кристалле Б наблюдается четкая зональность у представляющего ядро обломка и последовательное нарастание оболочек различного (CL) состава. Обособленные выступы (блоки) кристалла В представляют новую генерацию, объединяющую и обрастание, и замещение с сохранением реликтов зональности ранней генерации, которая уже приобрела прямоугольный облик. Кристалл Г служит примером замещения с искажением облика, причем контур его ранней генерации четко фиксируется точечными включениями. Отчетливо проявляется образование оболочек вокруг ранних генераций кристалла 18 с частичным их замещением, а также ранняя генерация кристалла 3 секториального строения (рис. 3, I). Останцы ранних генераций, окруженные оболочками, сохранились у кристалла 13 и подобных ему кристаллов 8, 4, 5 (рис. 3, I), а с участием одновременного замещения — у кристалла 14. Асимметричное замещение при образовании оболочки наблюдается у кристаллов 7, 12, 15. Поздняя генерация, выполняющая

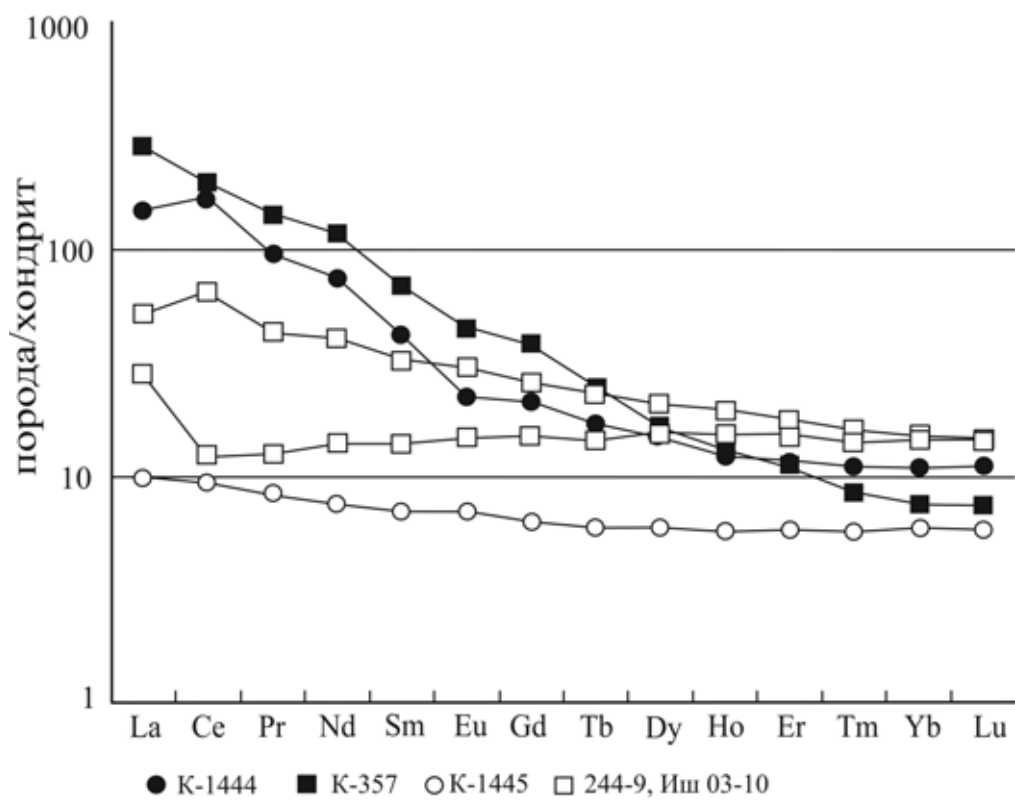


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, по [McDonoagh, Sun, 1995], для гнейсов (К-1444, К-357) и амфиболитов (К-1445, 244-9, Иш 03-10), аналитические данные — см. табл. 2

Таблица 2

Содержание (г/т) редкоземельных и редких элементов в метаморфических породах

Компонент	К-1444	К-357	К-1445	244-9	Иш 03-10
La	34,9	67,5	2,30	12,3	6,69
Ce	102,7	121,4	5,70	39,5	7,47
Pr	8,74	13,3	0,77	4,02	1,16
Nd	33,7	53,4	3,45	18,6	6,22
Sm	6,18	10,1	1,01	4,78	2,03
Eu	1,24	2,50	0,39	1,66	0,82
Gd	4,18	7,56	1,23	5,16	2,97
Tb	0,61	0,90	0,21	0,82	0,52
Dy	3,62	4,04	1,43	5,12	3,84
Ho	0,67	0,71	0,31	1,05	0,83
Er	1,82	1764	0,91	2,82	2,42
Tm	0,27	0,21	0,14	0,39	0,35
Yb	1,75	1,20	0,94	2,40	2,32
Lu	0,27	0,18	0,14	0,36	0,35
Th	10,3	10,6	0,21	2,57	0,20
U	1,72	1,25	0,19	0,67	0,10
Rb	129,6	50,2	3,15	9,94	8,94
Ba	345,2	1358	69,1	168	68,8

Компонент	К-1444	К-357	К-1445	244-9	Иш 03-10
Sr	238,5	449,9	145	175	161
Zr	11,9	223	9,57	92,5	17,2
Hf	0,20	5,40	0,40	2,94	0,81
Ta	1,74	0,41	0,14	1,47	0,15
Nb	18,5	11,08	0,78	20,0	2,32
Y	16,0	20,2	8,52	29,4	20,4
Cr	426,8	104,6	449	262	368
Ni	36,1	46,2	78,7	69,6	78,5
Co	17,0	19,0	45,2	48,5	47,3
V	112	147	365	406	257
Se	17,6	12,1	38,8	28,7	37,2
(La/Yb) _n	13,5	38,2	1,7	3,5	0,79
(La/Sm) _n	3,5	4,2	1,4	1,6	0,83
Eu/Eu*	0,74	0,87	1,07	1,02	1,02
La/Se	1,98	5,6	0,06	0,43	0,07
Th/Se	0,58	0,88	0,006	0,09	0,005
Cr/Th	41,4	9,9	2138	102	1840

Примечания. К-1444 — гранат-биотитовый плагиогнейс, вишневогорская толща; К-357 — гранат-биотитовый гнейс, селян-кинская толща; К-1445 — гранофельс, вишневогорская толща; 244-9 и Иш 03-10 — амфиболит, селян-кинская толща.

в совокупности с одиночными анализами других кристаллов (6.1, 4.1, 3.1, 11.1, 17.1) жестко фиксируют положение вишневогорской толщи в полном объеме относительно конкордии в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

На рис. 4 нанесены значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста только для кристаллов с парными анали-

зами. С учетом отношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ приведены уточненные датировки остальных зерен и их небольших групп.

Расположение парных анализов кристаллов 13 (13.1–13.2) и 15 (15.1–15.2) не связано с остальными. Они развивались независимо, т.е. образуют отдельную группу. Вместе с кристал-

Таблица 3

U-Pb возраст цирконов из метаморфических пород вишневогорской толщи

Анализ, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, ppm			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет (1)		Изотопные отношения			Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*, ±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, ±%	
Плаггиогнейс											
5.2	0,38	260	2	9,5	0,01	267±4		0,0561±4,7	0,327±4,9	0,04232±1,4	0,29
8.2	1,11	811	5	31,5	0,01	282±3		0,0526±6,4	0,325±6,5	0,04474±1,2	0,19
15.2	2,07	524	2	21,9	0,00	299,4±4,5	324	0,0529±18	0,347±18	0,04754±1,5	0,09
18.3	20,07	66	1	3,38	0,02	300±19	390	0,055±87	0,36±88	0,0477±6,4	0,07
14.2	1,28	126	1	6,07	0,003	348±8,2		0,0560±9,2	0,427±9,5	0,0554±2,4	0,25
12.3	1,23	105	1	5,21	0,004	357±7,9		0,0577±11	0,453±11	0,0569±2,3	0,21
12.2	0,39	252	4	13,1	0,02	377±7,2		0,0558±4,5	0,463±4,9	0,0602±2,0	0,40
13.2	21,70	145	11	11,9	0,08	463±17	440	0,056±54	0,57±54	0,0744±3,8	0,07
17.1	0,97	115	90	7,7	0,81	478±11		0,0566±8,3	0,600±8,6	0,0769±2,3	0,27
14.1	0,00	378	227	25,1	0,62	479±9,5		0,0567±2,4	0,603±3,1	0,0772±2,1	0,66
11.1	1,10	57	47	4,47	0,85	557±17		0,0593±8,7	0,739±9,3	0,0903±3,1	0,34
3.1	0,79	81	77	7,7	0,99	675±11		0,0648±7,3	0,986±7,5	0,1103±1,8	0,24
16.1	0,14	303	97	47,9	0,33	1088±21	1140±32	0,0777±1,6	1,970±2,6	0,1838±2,1	0,79
4.1	0,41	88	33	16,2	0,39	1246±18	1313±74	0,0849±3,8	2,500±4,1	0,2133±1,6	0,38
10.2	0,39	631	109	146	0,18	1535±43	1726±39	0,1057±2,1	3,92±3,8	0,2688±3,1	0,83
6.1	0,00	134	46	31,2	0,35	1552±18	1511±31	0,0941±1,6	3,533±2,1	0,2722±1,3	0,62
5.1	0,11	365	525	97,4	1,49	1741±18	1734±16	0,1061±0,9	4,537±1,5	0,3100±1,1	0,79
8.1	0,09	339	196	96,7	0,60	1846±18	1869±15	0,1143±0,82	5,224±1,4	0,3315±1,1	0,82
18.2	0,17	184	35	53,7	0,20	1879±22	2029±23	0,125±1,3	5,83±1,9	0,3383±1,4	0,73
2.1	0,23	173	98	50,6	0,58	1880±20	2042±20	0,1259±1,1	5,877±1,7	0,3385±1,2	0,73
12.1	0,00	167	235	51,8	1,46	1989±33	1931±22	0,1183±1,2	5,900±2,3	0,3614±1,9	0,85
10.1	0,01	1333	82	426	0,06	2039±42	1997±52	0,1228±3	6,300±3,8	0,3721±2,4	0,63
18.1	0,06	548	107	194	0,20	2222±20	2213±11	0,1389±0,64	7,879±1,3	0,4114±1,1	0,86
15.1	0,05	407	90	158	0,23	2401±39	2417±8,8	0,1564±0,52	9,730±2,0	0,4512±2,0	0,97
7.1	0,06	388	120	158	0,32	2501±23	2539±8,2	0,1681±0,49	10,990±1,2	0,4741±1,1	0,91
1.1	0,16	75	58	31,3	0,80	2559±34	2619±19	0,1764±1,1	11,850±1,9	0,4873±1,6	0,82
13.1	0,06	239	101	107	0,44	2705±42	2678±12	0,1828±0,73	13,140±2,0	0,5213±1,9	0,93
Гранофелъс											
1.2	0,83	171	13	6,01	0,08	255,8±5,1		0,046±13	0,257±14	0,0405±2	0,15
2	0,83	298	21	11,2	0,07	272,7±5		0,0488±9,6	0,291±9,8	0,0432±1,9	0,19
3	0,01	504	39	17,5	0,08	256,2±4,3		0,0537±2,2	0,3002±2,8	0,0406±1,7	0,61
4.1	0,04	504	37	18,2	0,08	264,9±4,5		0,0513±2	0,2967±2,6	0,0420±1,7	0,66
1.1	0,00	382	34	13,4	0,09	257,8±4,4		0,0509±2,3	0,2861±2,9	0,0408±1,8	0,61
6.1	0,01	230	16	8,29	0,07	265,9±4,9		0,0545±7,4	0,317±7,7	0,0421±1,9	0,25
6.2	1,14	223	13	8,08	0,06	262,9±5,1		0,0451±14	0,259±14	0,0416±2	0,14
5.1	0,73	319	26	10,9	0,08	250,5±4,6		0,0472±11	0,258±11	0,0396±1,9	0,17
5.2	0,41	288	17	9,83	0,06	250,2±4,7		0,05±7,1	0,273±7,3	0,3957±1,9	0,26
4.2	0,07	458	34	16,4	0,08	263,1±4,5		0,0501±2,3	0,2879±2,9	0,0416±1,8	0,60

Примечания. Погрешность анализов ± 1σ; Pb_c и Pb^* — общий и радиогенный свинец. (1) — коррекция по измеряемому ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции. Погрешность калибровки стандартов 0,51%, 0,46% для плаггиогнейса и гранофелъса соответственно. Обработка полученных U-Pb данных, построение графиков с конкордией проводились с применением программы ISOPLOT/EX.

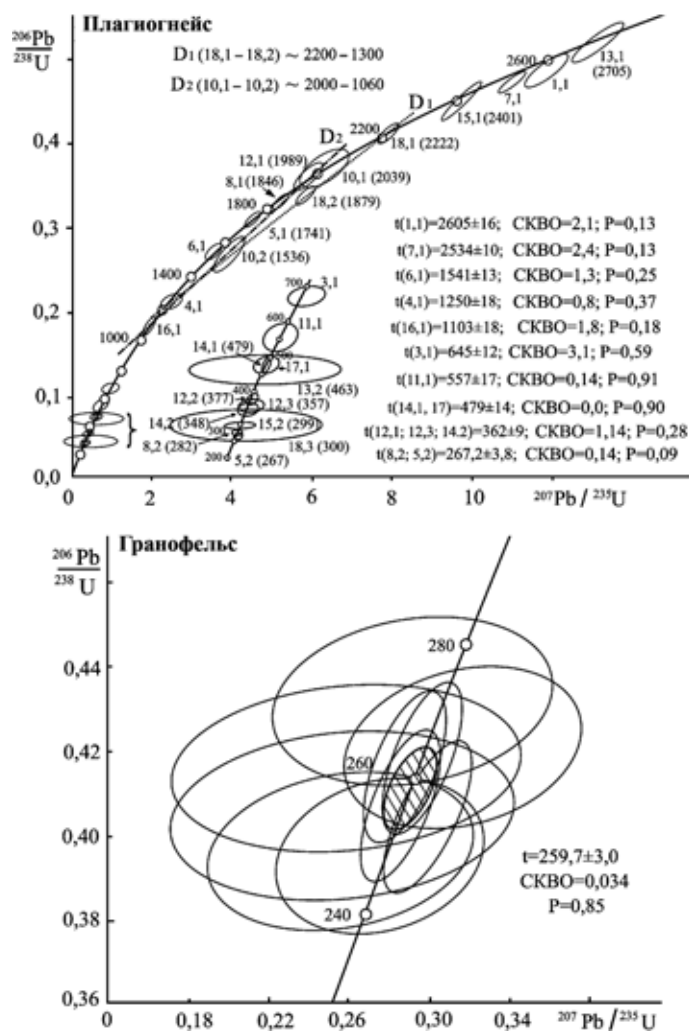


Рис. 4. U–Pb возраст цирконов из метаморфических пород вишневогорской толщи. Номера кристаллов, аналитические данные — см. табл. 3

лами 1.1 и 7.1 они несут информацию о возрасте субстрата плагиогнейсов вишневогорской толщи, который определяется интервалом 2400–2700 млн лет. Отсюда следует, что датировка 2200 ± 20 млн лет представляет возрастной рубеж, начиная с которого вишневогорская толща развивалась как единое целое, как геологический объект, имеющий и возрастные, и геологические границы.

Возрастное единство цирконов гранофельса дополняет их минералогическую и геохимическую близость. Оно уверенно определяется возрастом $259,7 \pm 23,1$ млн лет, относящимся не только к цирконам, но и к породе, что сопоставимо с возрастом завершающих процессов развития плагиогнейсов ($267,2 \pm 3,6$ млн лет).

Геохимия U–Th в цирконах. Взаимосвязь этих параметров у большинства исследованных кристаллов цирконов вишневогорской толщи включает несколько принципиальных моментов (рис. 5). Основной из них связан с интенсивным снижением количества Th в поздних генерациях цирконов при инертном поведении U. Кинетика изменения

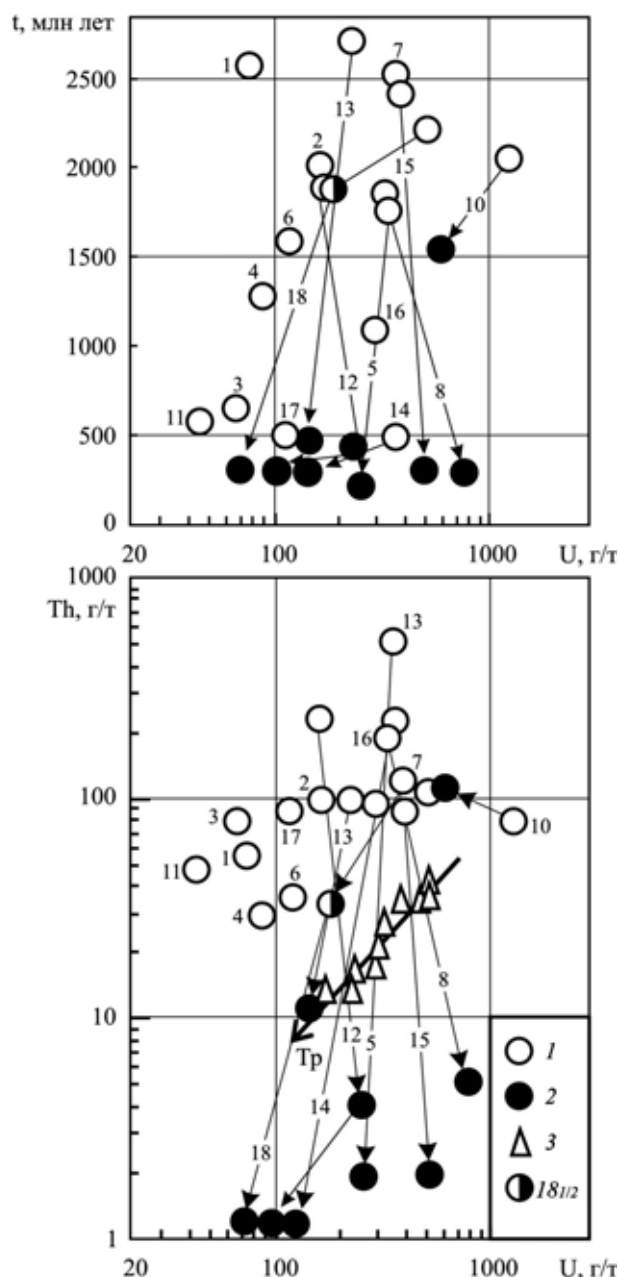


Рис. 5. Корреляционные взаимоотношения U–Th, U–t в цирконах плагиогнейса вишневогорской толщи. Стрелками соединены ранние (1) и поздние (2) генерации. U, Th — г/г, t — млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), анализы — см. табл. 3. Тр — тренд эволюции цирконов (3) гранофельса

возраста при этом совпадает с поведением Th и относится ко всем зернам, причем независимо от их возраста. Ранние генерации цирконов гранофельса по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасту практически не отличаются от поздних (табл. 3) и лишь незначительно — по содержанию U и Th. По-видимому, все они испытали интенсивную возрастную перекристаллизацию практически до полной перезарядки их радиоактивных хронометров. Итоговый возраст 260 млн лет для них оказался близким к возрасту конечного этапа эволюции цирконов плагиогнейсов, и обе породы испытали синхронные разномасштабные изменения на заключительном этапе эволюции.

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов в цирконах из плагиогнейса вишневогорской толщи, ppm

Компо- нент	Плагиогнейс, кратер*													Эталоны	
	5.1	5.2	18.1	18.1/2	18.2	15.1	15.2	10.1	10.2	13.1	13.2	14.1	14.2	M ₁	H ₁
La	0,15	0,19	0,94	0,58	0,42	1,52	0,22	0,23	0,40	0,15	0,28	0,03	0,08	0,07	29
Ce	92,4	1,3	18,1	7,3	1,9	18,2	1,2	3,0	7,4	7,4	4,7	47,2	0,5	16,7	174
Pr	1,13	0,17	1,17	0,78	0,37	0,74	0,11	0,19	0,40	0,27	0,25	0,39	0,03	0,14	14
Nd	13,92	1,03	7,79	6,54	1,90	3,37	0,60	2,03	3,17	4,73	1,3	6,6	0,17	1,13	75
Sm	17,7	0,71	6,0	4,3	1,1	2,4	0,45	4,5	3,0	10,6	1,3	12,9	0,16	2,8	45
Eu	2,26	0,39	3,08	2,35	0,85	0,11	0,17	0,43	0,58	0,75	0,43	0,86	0,11	0,5	6,3
Gd	54,22	2,89	24,73	10,04	3,8	8,9	2,46	24,42	8,14	57,1	6,6	59,3	1,4	19	157
Tb															
Dy	150,7	19,1	106,4	29,2	21	36	17,1	70,5	22,5	216	36	226	7,8	80	650
Ho															
Er	252,7	50,3	227,2	55,8	35	83	47,6	76,6	40	410	88	425	22	178	1148
Tm															
Yb	437	132	478	111	73	153	134	97	78	654	184	636	93	391	2485
Lu	68,4	21,6	84,6	18,8	11	25	22,9	15,6	13,1	102	31	95	24	90	508
Сумма	1090,58	229,68	958,01	246,69	150,34	332,24	226,81	249,50	176,69	1486,90	353,86	1509,28	149,25	749	5335
(Sm/La) _n	191,76	6,026	10,158	11,958	4,197	2,503	3,200	31,010	12,151	109,935	74,334	794,034	3,411	63	2,0
(Yb/La) _n	4343,8	1028,82	748,721	282,478	255,474	147,656	887,837	607,249	292,388	6248,12	972,855	35933,1	1779,245	7473	1245
Ce/Ce*	54,591	1,7330	4,16300	2,6223	1,1844	4,1566	1,89074	3,4291	4,54179	8,8253	4,2628	112,716	2,5467	40,6	2,0
Eu/Eu*	0,2218	0,82087	0,77267	1,08643	1,27383	0,07184	0,49424	0,12380	0,35493	0,0934	0,1426	0,0946	0,72040	0,04	0,23
Hf	9317	9106	9270	9932	9812	10043	11215	12378	10427	8766	9963	5247	10744		
Ti	20,8	13,0	18,6	1786	6377	7,8	6,5	16,8	11,7	8,6	8,0	5,6	10,6		
T, °C	810	764	799	—	—	720	704	789	755	728	7,22	692	746		

Примечания. Ce/Ce* = Ce_N/(La_N·Pr_N)^{1/2}, Eu/Eu* = Eu_N/(Sm_N·Gd_N)^{1/2}. Нормирование по [McDonoagh, Sun, 1995]. M₁ и H₁ — усредненные анализы (полученные для трех типичных M и H образцов из [Hoskin, 2005]). Кратер* — точка анализа в соответствующем кристалле см. в табл. 3 и на рис. 3.

РЗЭ в цирконах. При установлении природы цирконов в последние годы стали широко использовать особенности их редкоземельной специализации (табл. 4, рис. 6). При сопоставлении полных редкоземельных спектров (РЗЭ-спектров) цирконов или их фрагментов (La–(Sm/La)_n, Ce/Ce*–(Sm/La)_n), известных как координаты Хоскина [Hoskin, 2005], иногда удается получить дополнительную информацию об их природе (рис. 7). Для облегчения восприятия РЗЭ-спектров реальных кристаллов мы совместили их с подобными спектрами наиболее характерных магматических и гидротермальных цирконов — M₁ и H₁. Такое совмещение отражает суть затронутой проблемы в чистом виде (табл. 4, рис. 6). Нетрудно заметить, что РЗЭ-спектры цирконов M₁ и H₁ существенно отличаются от спектров реальных кристаллов (рис. 6). Обращаем особое внимание на распределение РЗЭ у вторых генераций кристаллов 5, 14, 15 и 18, образованных путем замещения (!) ранних генераций в ограниченном возрастном интервале 260–350 млн лет. Оно су-

щественно отличается от РЗЭ-спектров поздних генераций (!) кристаллов 10 и 13, свойственных магматическим процессам и сохраняющим при этом свои возрастные метки (1535 и 463 млн лет соответственно). Пониженное содержание ЛРЗЭ, снижение их количества от Sm к La, дополненное четкими Ce- и Eu-аномалиями, определяет принадлежность кристалла 5.1 к М-типу. Сопоставим с его спектром РЗЭ-спектр кристалла 15.1, но наличие у него уплощенной части (Sm=Nd=Pr≈La) сдвигает его к Н-типу (рис. 6). Различия наблюдаются и при сравнении облика этих кристаллов (рис. 3, 1 б; у 5.1 — нормальный, у 15.1 — сложный, явно неравновесный). Ранняя генерация кристалла 14 практически полностью соответствует М-типу, а поздняя — лишь частично Н-типу. Неоднозначно воспринимаются свойства кристалла 18. По облику и наличию зональности этот кристалл близок к М-типу, а по составу РЗЭ — к Н-типу. Эта противоречивость четко просматривается при сравнении РЗЭ-спектров его

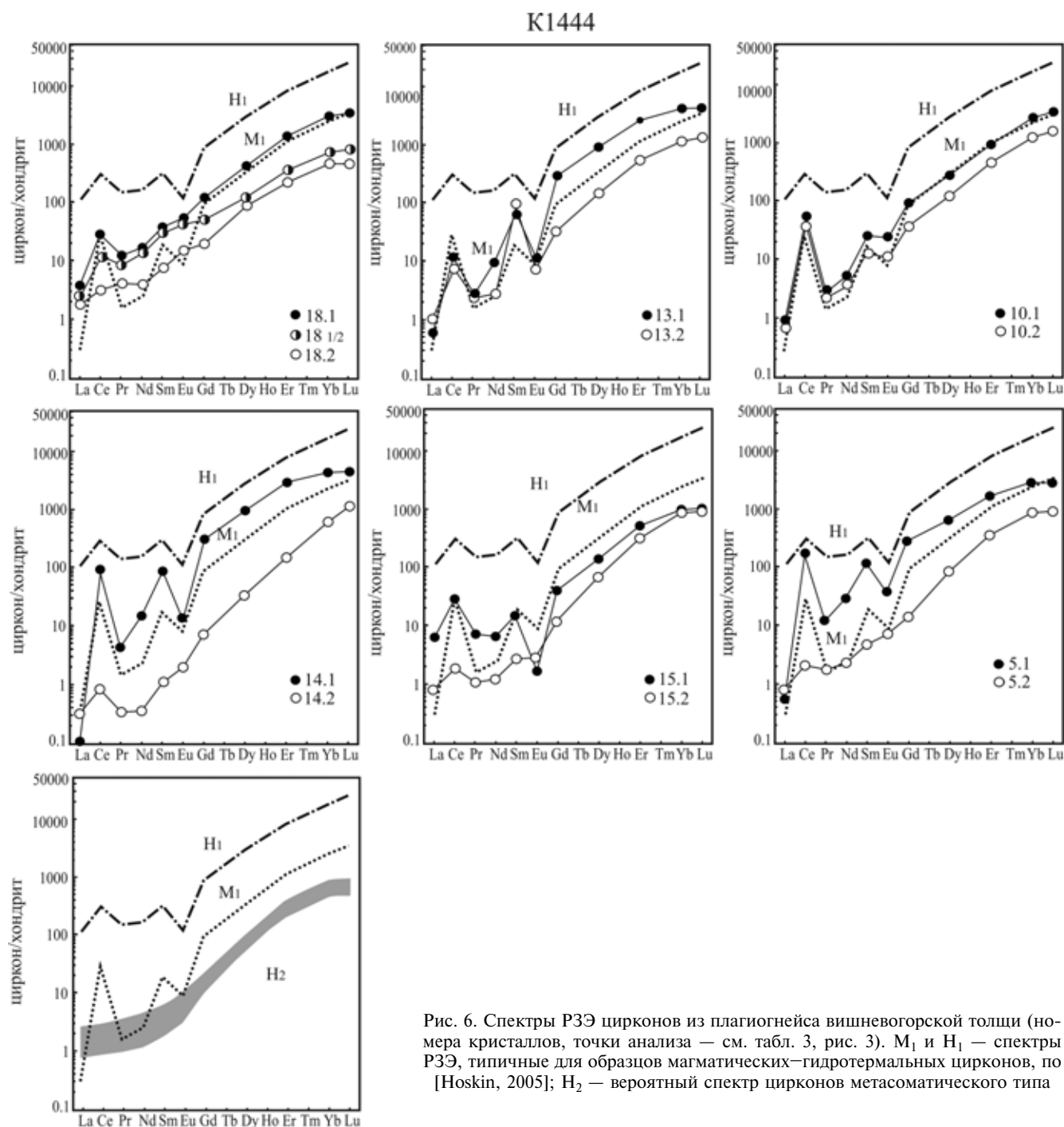


Рис. 6. Спектры РЗЭ цирконов из плагииogneйса вишневогорской толщи (номера кристаллов, точки анализа — см. табл. 3, рис. 3). M_1 и H_1 — спектры РЗЭ, типичные для образцов магматических–гидротермальных цирконов, по [Hoskin, 2005]; H_2 — вероятный спектр цирконов метасоматического типа

последовательных генераций (18.1→18.1/2→18.2) (рис. 6). В координатах Хоскина (рис. 7) они занимают промежуточное положение между M и H -типами, причем по содержанию РЗЭ (La!) они ближе к магматическим кристаллам, а по структуре спектра — к гидротермальным.

Прежде чем делать выводы о природе кристалла 18, обратимся к данным его BSE (рис. 3, I). Видно, что в этом кристалле присутствуют зоны разного структурного состояния, в совокупности определяющие его метастабильное состояние. Матрица этого кристалла не соответствует уровню кристалличности цирконов M , но и не достигла структурного несовершенства цирконов H . Этот

кристалл находится в частично преобразованном (промежуточном) состоянии, что и подтверждается для него на рис. 7.

Геотермометрия по циркону. Содержание Ti в цирконах из плагииogneйса колеблется от 5,6 до 20,8 ppm (табл. 4), что позволяет проводить оценки температуры образования цирконов по этому параметру состава [Watson et al., 2006]. Температура, определенная по Ti в цирконе, варьирует от 690 до 810 °C, частично превышая оценки температуры для плагииogneйса по гранат–биотитовому геотермометру. Отметим, что гранат–биотитовая термометрия не всегда дает оценки пика метаморфизма из-за невысоких значений температуры закрытия

этого обменного равновесия [Frost, Chacko, 1989]. Температура образования древних метаморфогенных цирконов (кристаллы 18.1, 10.1 и 5.1 — 2222, 2039 и 1741 млн лет соответственно) составляет 790 ± 15 °C ($Ti = 18,7 \pm 2,8$ ppm), что соответствует условиям гранулитовой фации. Температура преобразования цирконов, отвечающих возрастным интервалам 480, 300–360 и 260–270 млн лет, составляет 690–720, 700–750 и 760 °C соответственно (табл. 4), что несколько выше или аналогично оценкам по гранат-биотитовому геотермометру из плагиигнейса. По особенностям состава гранат и биотит плагиигнейса, а следовательно, и по условиям метаморфизма, сопоставимы с гранатом и биотитом мигматизированных гранат-биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов селян-кинской толщи [Медведева, Вализер, 2001].

Таким образом, оценка природы всей совокупности цирконов вишневогорской толщи, позволяет сделать выводы и об их многообразии и сложной эволюции. Несомненно, что их эволюция определялась не только участием различных первичных источников, но и неоднократными (на протяжении >2000 млн лет) проявлениями процессов метаморфизма, вызывавших и дробление кристаллов, и их коррозию, и замещение новым материалом. Огромное влияние при этом оказывало состояние матрицы кристаллов, ее несовершенство, масштабы ее генетической метамиктности. Независимо от природы несовершенства она снижала устойчивость цирконов к вторичным преобразованиям, которые могли остановиться на любом промежуточном (!) этапе, не достигнув полного перерождения. Практически это наблюдается у большинства исследованных кристаллов (рис. 7) с явной тенденцией эволюционировать в сторону Н-типа, их промежуточная специфика позволяет отнести их к метаморфогенному типу, занимающему положение между магматическими (М) и гидротермальными (Н). Ситуация с кристаллом 18, а также с поздними генерациями кристаллов 5 и 15, которые сблизились друг с другом (рис. 7) независимо от параметров ранних генераций, подтверждает реальность такой эволюции.

Несмотря на разнообразие цирконов вишневогорской толщи возможны среди них сочетания, которые способны облегчить решение некоторых генетических вопросов. Окатанный обломок зонального кристалла 1, а также подобные ему кристаллы 6 и 11 можно рассматривать как индикаторы участия в субстрате плагиигнейсов осадочных пород. Не исключено, что округлые ядра в кристаллах 3 и 4 можно приравнять к окатанным, сохранившим свои структурные особенности и после образования оболочек. При этом строение и этих ядер, и кристалла 1 отражает их первично магматическое происхождение, допускающее присутствие в субстрате плагиигнейсов как осадочных, так и магматических пород. Образование у них

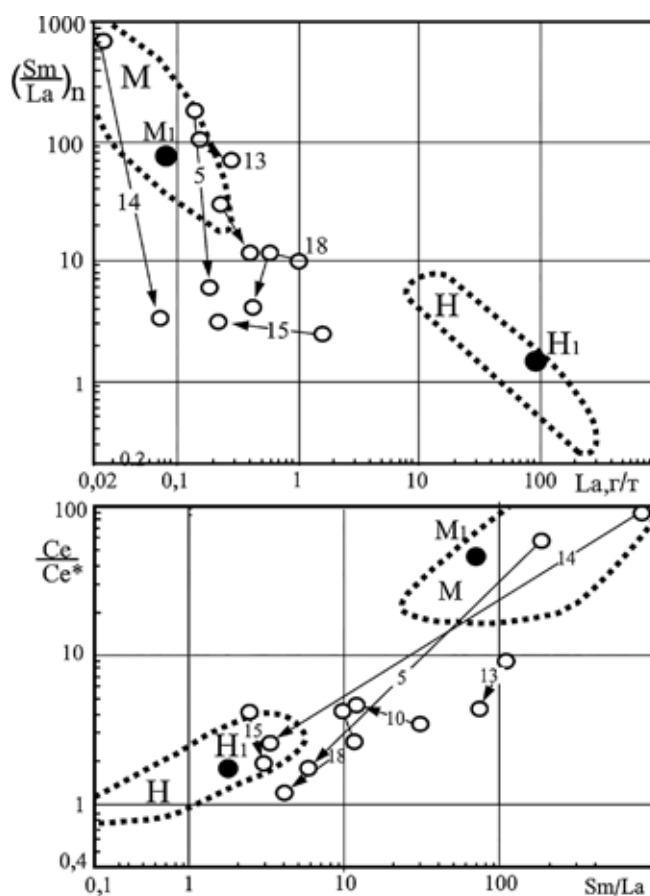


Рис. 7. Распределение РЗЭ в цирконах из плагиигнейса вишневогорской толщи в координатах Хоскина, по [Hoskin, 2005]. М и Н — ареалы, М₁ и Н₁ — спектры типичных магматических–гидротермальных цирконов. Стрелками соединены ранние и поздние генерации

оболочек не снивелировало «память» о ранних этапах их существования, причем реальную помощь в этом могло оказать пониженное содержание U, что отделило их от остальных разновидностей (рис. 5) и обеспечило им повышенную сохранность.

Специфические РЗЭ-спектры вторых генераций некоторых кристаллов в совокупности можно рассматривать как новый метасоматический тип цирконов — Н₂. Их появлению способствовали процессы замещения (!) и образования практически бесториевых поздних разновидностей (рис. 6). Как часть метаморфогенных кристаллов, они определяют генетическую суть полигенности цирконов толщи и, соответственно, слагающих ее пород. Минералого-геохимические особенности и возрастные параметры цирконов из гранофельса и их аналогия с поздними разновидностями цирконов из плагиигнейса указывают на их полную перекристаллизацию в результате интенсивно проявившихся процессов метасоматоза в образованиях толщи.

Закключение. Геохимические особенности раннепротерозойской (PR₁) генерации цирконов позволяют полагать, что они испытали метаморфизм при *P-T* условиях гранулитовой фации. Цирконы

среднеордовикского возраста (O_2) и, вероятно, ядра граната с включениями биотита отражают метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, совпадающий с образованием миаскитов. Поздние (C_1-P_1) бесториевые разновидности цирконов, гранат Alm-Sps, матричный биотит и фенгит отражают поздние процессы метасоматоза при сдвиговых деформациях.

Дискуссионность представлений о возрасте, этапности и условиях метаморфизма пород вишневогорской толщи связана с их интенсивным преобразованием под действием процессов гранитизации и фенитизации, широко проявленных в

регионе. Вишневогорская толща имела длительную эволюцию, которая фиксируется различными генерациями цирконов много лучше, чем минеральными парагенезисами.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность В.Л. Андреичеву и А.И. Русину за конструктивные замечания, которые позволили значительно улучшить структуру и текст рукописи.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГЗ (№ 0432-2019-0001) и ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-118052890018-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженев А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И. и др. Уфимская широтная структура Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1992. 89 с.

Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. Среднепалеозойские черносланцевые комплексы и проблема чехла Восточно-Уральского поднятия // Проблемы региональной геологии, нефтеносности и металлогении Республики Башкортостан. Уфа, 1997. С. 117–119.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В. О возрасте и природе метаморфических комплексов Ильменогорской зоны Урала // Докл. РАН. 2015. Т. 461, № 3. С. 312–315.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. и др. К проблеме докембрия восточного склона Урала (о возрасте и природе селянkinской толщи Ильменогорской зоны) // Региональная геология. 2016. № 68. С. 21–29.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин Е.П., Черденченко Н.В. Цирконология селянkinского блока Ильменских гор // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 6. С. 807–811.

Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 221 с.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

Ленных В.И., Вализер П.М. К геологической схеме ильменогорского комплекса. Геология Ильменских гор: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 20–27.

Медведева Е.В., Вализер П.М. Новые данные по минералогии метapelитов и амфиболитов Селянkinского блока (ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал) // Уральский минерал. сб. № 11. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2001. С. 65–79.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. М.: Недра, 1980. 100 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.

Рассказова А.Д. Геологическое строение Ильменских-Вишневых гор // Уфимская широтная структура Урала. Миасс, 1992. С. 18–32.

Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Геология и минералогия Ильменогорского комплекса. Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 3–19.

Bludny J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Т. 104. Р. 208–224.

Frost B.R., Chacko T. The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites // J. Geol. 1989. Vol. 97, N 4. Р. 435–450.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69, N 3. Р. 637–648.

McDonagh W.F., Sun S.S. The composition of the Bauth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. Р. 223–253.

Perchuk L.L. Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. Cambridge Univ. Press, 1990. Р. 93–112.

Ravna E.J., Paquin J. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites // EMU Notes in Mineralogy. 2003. Vol. 5, N 8. Р. 229–259.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. Р. 413–433.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. in Econ. Geol. 1998. N 7. Р. 1–35.

Поступила в редакцию 27.03.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 551.340

А.В. Уварова¹, И.А. Комаров², В.С. Исаев³, А.И. Тюрин⁴, М.М. Болотюк⁵**ДИНАМИКА ПАРАМЕТРОВ СЛОЯ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ФГБУН Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19
Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, 119991, Moscow, Kosygin st., 19*

Приведены методики и результаты экспериментального исследования динамики температурного режима, величины мощности слоя сезонного промерзания и деформаций пучения пород за пятилетний период натурных наблюдений на территории Звенигородской биологической станции МГУ имени М.В. Ломоносова, а также результаты сопоставления с расчетными характеристиками, полученными с помощью методов численного моделирования процесса пучения.

Ключевые слова: сезонномерзлый слой, морозное пучение, температурный режим, численное моделирование.

The paper presents methods and results of experimental studies of the dynamic of the temperature regime, the thickness of active layer and rock heave deformation over a five-year field observations period, as well as the results of predictive modeling of these processes on the Moscow State University Zvenigorod Biological station. The results of comparison of field data with the calculated characteristics based on numerical modelling of heave process are presents.

Key words: active layer, frost heave, temperature regime, numerical modelling.

Введение. Научно-учебный стационар геологического факультета по полевым методам гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, инженерно-геофизических и эколого-геологических исследований расположен на территории Звенигородской биологической станции (ЗБС) Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Территория станции находится в государственном природном заказнике регионального значения и расположена в Одинцовском районе Московской области, приблизительно на 10 км западнее г. Звенигород, на правом берегу р. Москва. Ее территория охватывает разные геоморфологические уровни и ландшафты, на которых проявлены разнообразные геологические процессы, в том числе геокриологические, связанные с сезонным промерзанием и пучением пород. Основная цель нашей работы — выбор методик опробования пород и первичный совместный анализ результатов сопоставления натурального экспериментального исследования динамики температурного режима, величин мощности слоя сезонного промерзания и деформации пучения пород за пятилетний период натурных наблюдений с расчетными данными, полученными с

помощью методов численного моделирования рассматриваемых процессов.

Материалы и методы исследований. Методики полевых экспериментальных исследований. Площадки для измерения деформации пучения и глубины сезонного промерзания, как со снятым снежным и растительным покровом, так и в естественных условиях, расположены на разных геоморфологических уровнях: пойме, I и II надпойменных террасах р. Москва. Разрез поймы представлен четвертичными аллювиальными отложениями, преимущественно пластичными супесями с линзами песка (рис. 1, а). I надпойменная терраса сложена аллювиальными отложениями серебряноборской свиты ($a_1\Pi Isb$). Они выполнены супесями, суглинками с прослоями песка и включениями гальки карбонатного состава, суммарная мощность может достигать 8 м (рис. 1, б). II надпойменная терраса выполнена аллювиальными отложениями мневниковской свиты ($a_2\Pi mnv$), представленными чаще всего песчаными отложениями общей мощностью около 12 м [Полевые ..., 2000]. Опытная площадка сложена суглинками, предположительно образовавшимися вследствие сползания моренных отложений с водораздела ($g\Pi ms$) или плоскостного смыва (dIV) (рис. 1, в).

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, аспирант; Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского, мл. науч.с.; *e-mail:* aleksandra.uvarova.95@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail:* ilya_komarov@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* tpomed@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* tjurin_alex@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, аспирант; *e-mail:* bolotuk93@gmail.com

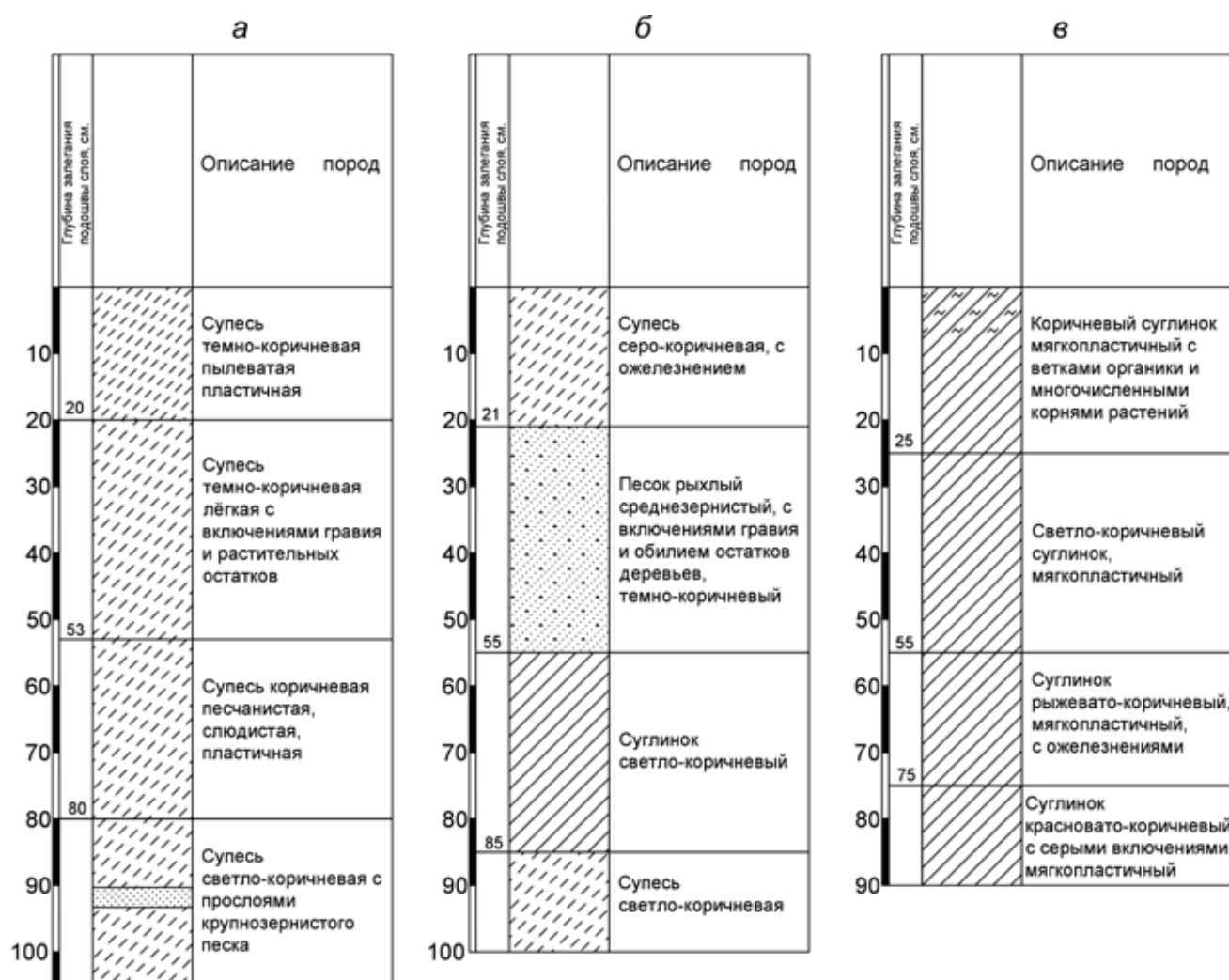


Рис. 1. Описание пород на площадках: а — пойма, б — I терраса, в — II терраса, по [Уварова и др., 2018]

Методика исследования температурного режима пород. Мониторинг пород проводился с использованием термометрических скважин, расположенных на I и II террасах, как непосредственно на специально оборудованных площадках, где измеряли величины деформации пучения и мощности слоя сезонного промерзания (СМ) со снятым растительным и снежным покровом, так и рядом с ними в естественных условиях. Скважины пробурены на глубину до 15 м, которая характеризует мощность слоя годовых амплитуд, и оборудованы пластиковыми кондукторами. В качестве температурных датчиков, расположенных с разным шагом по глубине, использованы электрические датчики сопротивления. Накопление данных за 5 лет осуществлялось с помощью логгеров фирмы «GeoPrecision GmbH» (Германия), которые можно подключать непосредственно к беспроводному минирегистратору M-log5w-DALLAS или к I-log (с GPRS или без него) через адаптер SDI-12. [Уварова и др., 2018].

Мощность слоя сезонного промерзания на площадках определяли косвенными методами (термо- и электрокаротаж, мерзлотомер системы

Данилина) и заверяли данными бурения [Методы.... 1986].

Методика опытного определения вертикальных деформаций пучения СМ в целом аналогична той, которая описана в работе [Методы.... 1986]. Датчики были установлены в предзимний период на глубине 0,10; 0,15; 0,25; 0,35 и 0,55 м. Они представляют собой металлическую пластину площадью 64 см², к середине которой приварен металлический стержень (репер). Чтобы в процессе промерзания репер не смерзлся с грунтом, его изолировали полихлорвиниловой трубкой, заполненной незамерзающей смазкой. Показания величин вертикальной деформации пучения во времени снимали относительно положения неподвижных реперов, установленных до начала зимнего периода на глубине ниже мощности слоя сезонного промерзания, которая для условий Подмосковья составляет 1,7 м.

Методики расчетного определения глубины сезонномерзлого слоя и величины вертикальных деформации пучения. Определение мощности слоя сезонного промерзания для площадок, находящихся в натурных условиях, а также со снятым снежным

и растительным покровом проводили по методике, изложенной в работе [Комаров, Типенко, 1987], эта методика позволяет приближенно оценивать влияние динамики снегонакопления при наличии единичных и фрагментарных полевых данных снегомерной съемки. Решалась задача с явным выделением фронта промерзания, для полуограниченной среды, занимающей область $x \in (0, \infty)$, состоящей из трех зон: снегонакопления, мерзлой и талой. Граница между последними зонами задается во времени (τ) искомой функцией $\xi(\tau)$. На дневной поверхности температура меняется по произвольному закону $\phi(\tau)$. Теплофизические характеристики в зонах кусочно-постоянны. Математическая формулировка этой задачи сводится к решению нелинейной задачи типа Стефана:

$$\frac{\partial t_0(x, t)}{\partial \tau} = \alpha_0^2 \frac{\partial^2 t_0(x, t)}{\partial x^2}, \quad x \in (-h(t), 0); \quad (1)$$

$$\frac{\partial t_1(x, \tau)}{\partial \tau} = \alpha_1^2 \frac{\partial^2 t_1(x, \tau)}{\partial x^2}, \quad x \in (0, \xi(\tau)); \quad (2)$$

$$\frac{\partial t_2(x, \tau)}{\partial \tau} = \alpha_2^2 \frac{\partial^2 t_2(x, \tau)}{\partial x^2}, \quad x \in (\xi(\tau), \infty); \quad (3)$$

$$t_0(-h(\tau), \tau) = \phi(\tau); \quad (4)$$

$$t_2(x, 0) = \psi(x), \quad x \in (0; \infty); \quad (5)$$

$$\begin{cases} t_1(0, \tau) = t_0(0, \tau), \\ \lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial x}(0, \tau) = \lambda_0 \frac{\partial t_0}{\partial x}(0, \tau); \end{cases} \quad (6)$$

$$\begin{cases} t_1(\xi(\tau), \tau) = t_2(\xi(\tau), \tau) = t_\phi, \\ \pm Q \frac{d\xi}{d\tau} = \lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial x}|_{x=\xi+0} - \lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial x}|_{x=\xi(\tau)-0}; \end{cases} \quad (7)$$

$$\int_{\xi(\tau)}^{\infty} (t_2(x, \tau) - gx - t_\phi)^2 dx < \infty$$

или $|t_2(x, \tau)| < M; \quad 008 \quad (8)$

где t — температура; t_ϕ — температура фазового перехода (начала замерзания); h — мощность снежного покрова; λ и a^2 — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности соответственно; Q — теплота фазовых переходов; 0, 1, 2 — индексы, обозначающие зоны снегонакопления, промерзающую и талую соответственно; gx — величина геотермического градиента. Условия (6) задают идеальный тепловой контакт на границе снежного покрова и промерзающей зоны, а соотношения (7) — условия на подвижной границе раздела промерзающей и талой зон. На нижней границе условие (8) задает либо геотермический градиент, либо предполагается ограниченность температуры.

Задача реализуется методом возмущений (малого параметра).

Для случая, когда динамику снегонакопления можно аппроксимировать параболическим законом $h = (\tau)^{1/2}$ и считать, что температура поверхности не зависит от пространственной переменной x (линейный размер экспериментальной площадки мал), решение этой задачи при ограничении двумя членами асимптотического разложения в ряд по степеням малого параметра сводится к уравнению:

$$\xi(\tau) = \frac{-2Ca_1}{B + \sqrt{B^2 - 4AC}} \sqrt{\tau}, \quad (9)$$

где

$$A = 1 - \frac{\lambda_1 a_0}{\lambda_0 a_2} \operatorname{erf} \frac{\beta}{2a_0},$$

$$B = \sqrt{\pi} \frac{\lambda_1 a_0}{\lambda_0 a_2} \operatorname{erf} \frac{\beta}{2a_0} + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{c_1 |t_n|}{Q} \frac{a_1}{a_2} + \frac{c_2 |t_n|}{Q} \frac{a_2}{a_1} \right) > 0,$$

$$C = \left(\frac{c_2 |t_n|}{Q} \frac{a_2 a_0 \lambda_1}{a_1^2 \lambda_0} \operatorname{erf} \frac{\beta}{2a_0} - \frac{c_1 |t_n|}{Q} \right) < 0,$$

где t_n — температура на подошве слоя годовых амплитуд; t_n — температура поверхности, $\operatorname{erf}(x)$ — функция ошибок Гаусса.

Формула (9) удовлетворительно работает в широком диапазоне природных условий, когда значения параметра β , характеризующего значение мощности слоя снега в определенный момент времени, не превышают величины $\beta < 5 \cdot 10^{-3}$ м/час^{1/2}. При $\beta \rightarrow 0$ решение стремится к решению задачи без наличия снежного покрова на поверхности.

Методики расчетного определения значений вертикальных деформаций пучения. Для сопоставления с опытными данными использованы результаты расчетов по двум методикам: хорошо известной и общепризнанной методике В.О. Орлова и методике ДорНИИ. Принципиальная разница заключается в том, что в последней расчетные соотношения в явном виде содержат значения влагопроводных свойств пород, в то время как в первой их влияние опосредованно учитывается через комплекс характеристик грунта (число пластичности и т.д.).

Методика В.О. Орлова [Орлов и др., 1977] предполагает, что для районов, характеризующихся сезонным промерзанием грунтов, следует различать: 1) участки, сложенные грунтами, которые имеют предзимнюю влажность, равную или близкую полному водонасыщению соответственно, т.е. когда $W > W_{pr}$; 2) участки с неполным водонасыщением, когда $W \leq W_{pr}$.

Влажность W_{pr} — характерная расчетная влажность предела пучения незамерзшего грунта, определяемая по формуле

$$W_{pr} = 0,92 \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s \rho_d} + 0,08 W_W(t_k), \quad (10)$$

где ρ_d — плотность скелета грунта, г/см³; W_W — содержание незамерзшей воды, t_k — температура прекращения пучения, определяемая по методическим разработкам. При краткосрочном прогнозе оценка величины пучения глинистого ненагруженного грунта при условии $W > W_{pr}$ выполняется по формуле

$$h = \frac{\rho_d z}{\rho_w} W_{изб} - 0,5 \cdot 10^{-2} \alpha_0 z^2, \quad (11)$$

где $W_{изб}$ — избыточное льдовыделение; ρ_w — плотность воды, г/см³; α_0 — коэффициент сжимаемости немерзлого грунта, см²/Н; z — глубина промерзания. Уменьшаемое уравнения (11) оценивает линейную деформацию за счет льдообразования, вычитаемое — за счет усадки мощности талой зоны вследствие обезвоживания. Для водонасыщенных пород величина $W_{изб}$ характеризует льдовыделение, которое обусловлено как замерзанием воды в порах с увеличением объема на 9%, так и долей воды, мигрирующей в зону промерзания. Ее значения определяются по методическим разработкам с использованием табулированных коэффициентов в зависимости от климатических условий и комплекса водно-физических параметров (полная влагоемкость грунта, верхний предел пластичности, число пластичности, плотность скелета грунта). Для случая, характеризующегося неполным водонасыщением пород, процесс пучения будет происходить в основном за счет мигрирующей воды. Исходя из этого величина избыточного льдовыделения будет определяться по формуле

$$W_{изб} = \psi_t (1,09B - (W_{pr} - W)), \quad (12)$$

где B и ψ_t — параметры, определяющие миграционное льдонакопление, они определяются по методическим рекомендациям [Орлов и др., 1977].

Расчет величины пучения для трех исследовательских площадок на территории ЗБС проводился по методике ДорНИИ, адаптированной нами к условиям и механизмам реализации процессов пучения на опытных площадках. Общий вид расчетных формул имеет вид:

$$h = RJ (\tau_{пр})^{1/2}, \quad (13)$$

где $\tau_{пр}$ — период года с отрицательными значениями температуры; R и J — коэффициенты, первый зависит от климатических условий района, а второй — характеризует свойства пород и доминирующий механизм переноса влаги, определяющий миграционное льдонакопление, а следовательно, и величину вертикальной деформации пучения. Для площадки, расположенной на II надпойменной террасе, это перераспределение влаги в промерзающей зоне, для площадки на I

надпойменной террасе — влагоперенос за счет работы капиллярной «каймы», для площадки на пойме вблизи уреза реки — наличие неглубокого водоносного горизонта.

Площадка, расположенная на II надпойменной террасе. Поверхностный сток обеспечен. Грунт без признаков поверхностного заболачивания. Подземные воды не влияют на степень увлажнения и величину предзимней влажности (W_0), которая составляет <60% от влажности верхнего предела пластичности:

$$h = 0,15D \sqrt{\tau_{пр}} \frac{W_0 - W_W}{(1-s)\sqrt{\alpha_0}} - 0,5 \cdot 10^{-2} \alpha_0 z^2, \quad (14)$$

где D — коэффициент диффузии незамерзшей воды, м²/ч; $\tau_{пр}$ — период с начала промерзания пород, час.; W — содержание незамерзшей воды при критической температуре прекращения пучения, рассчитывается по специальной методике; α_0 и S — параметры, зависящие от климатических условий и влажности, с учетом нормативной глубины промерзания ξ_{max} ; $\alpha_0 = 0,5 \cdot \xi_{max}^2 / \tau_{пр}$, м²/ч; $S = 0,7$ д.е.

Площадка, расположенная на I надпойменной террасе. Поверхностный сток обеспечен. Подземные воды не влияют на увлажнение. Грунт без признаков поверхностного заболачивания. Предзимняя (W_0) влажность составляет менее 60% от влажности верхнего предела пластичности:

$$h = 0,013(W_p - W_W)(D_k \tau_{пр})^{1/2}, \quad (15)$$

где W_p — весовое значение нижнего предела пластичности, %; D_k — коэффициент потенциалопроводности, характеризующий миграцию влаги к фронту промерзания за счет капиллярных сил, м²/ч.

Площадка, расположенная на пойме. Подземные воды влияют на увлажнение независимо от условий поверхностного стока. Грунт с признаками заболачивания. Близкое залегание грунтовых вод:

$$h = 0,022 \left(\frac{D_k}{\alpha_0} \right) (W_{кв} - W_H^0) \left(H_{гв} \ln \frac{H_{гв}}{H_{гв} - \xi_{max}} - \xi_{max} \right), \quad (16)$$

$$H_{гв} > \xi_{max},$$

где $W_{кв}$ — влажность равная капиллярной влагоемкости, %, $H_{гв}$ — глубина залегания грунтовых вод, м.

Результаты исследований и их обсуждение. На рис. 2 приведены результаты экспериментального определения динамики температурного режима пород для площадки за период наблюдений с 2013 по 2015 г. на разной глубине.

На основе данных мониторинга, приведенных на рис. 3, построены профили среднемесячных значений температуры (средневзвешенные значения) по глубине разреза для площадок, расположенных на I и II террасах. Среднегодовая температура пород составляла +6,5 °С, что относит площадку к

Рис. 2. Динамика температурного режима пород на I террасе на разной глубине, по [Уварова и др., 2018]

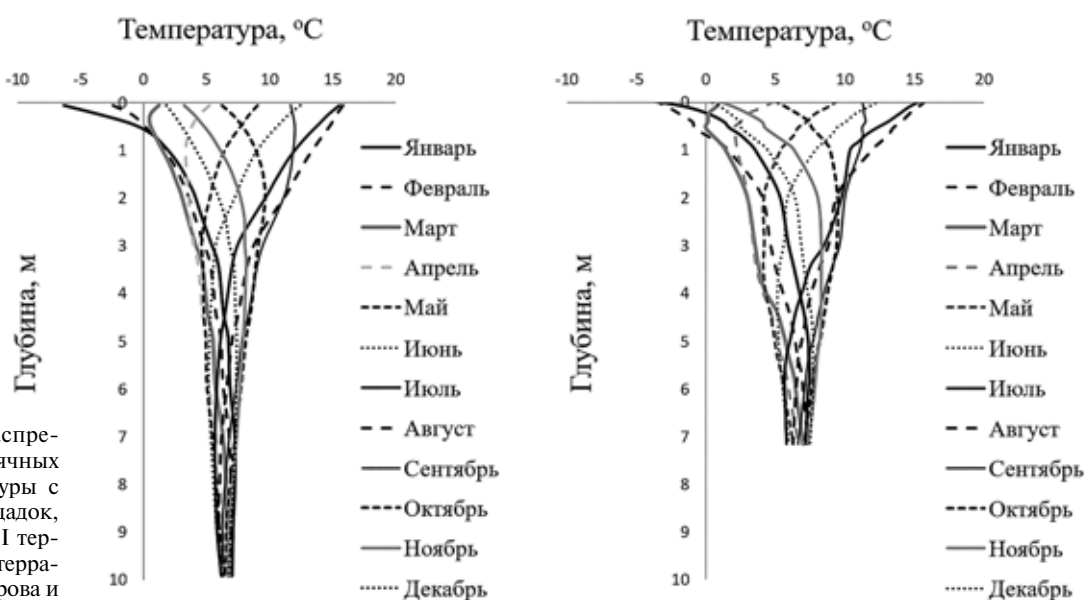
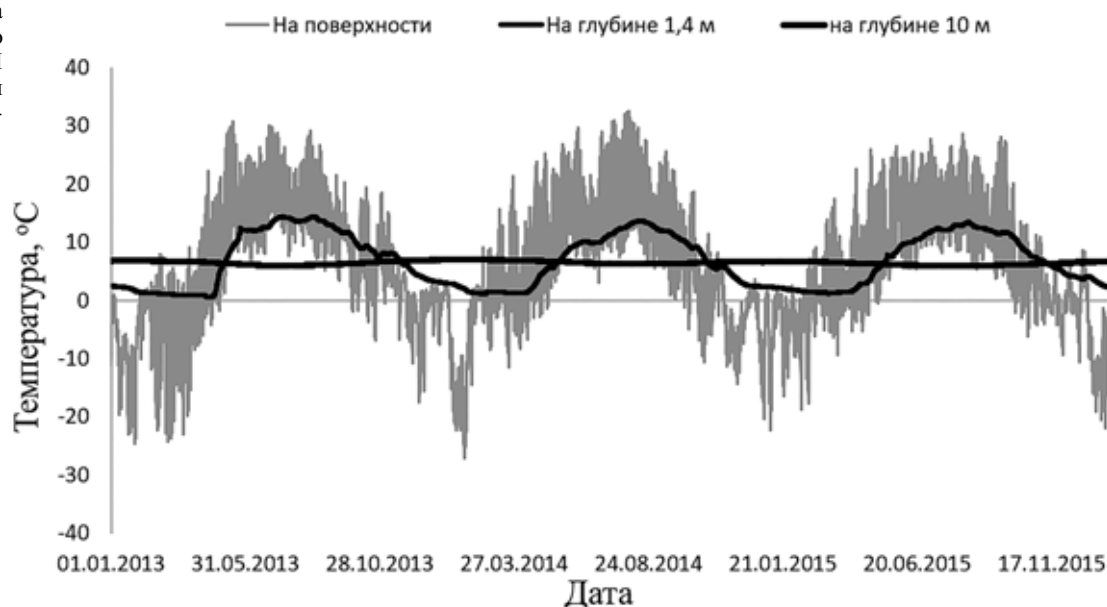


Рис. 3. График распределения среднемесячных значений температуры с глубиной для площадок, расположенных на I террасе (слева) и на II террасе (справа), по [Уварова и др., 2018]

зоне устойчивого сезонного промерзания, глубина годовых амплитуд ~ 12 м. Температурные профили использовали для экспериментального нахождения величины $\xi(\tau)$ по значению температуры начала замерзания пород (рис. 4), которая для незасоленных пород мало отличается от нуля, а также для расчетной оценки этой величины по соотношению (9) и значения вертикальной деформации пучения по соотношениям (14)–(16). Использование логгеров позволяет программировать временные шаги измерения температуры для предполагаемого периода наблюдений.

Анализ показал пестрый спектр значений изменения мощности СМС. Так, например, в табл. 1 приведены значения величины ξ на 22 января в разные годы, они изменяются от минимальных значений на площадках, находящихся в естественных условиях (массив практически незамерзший) в 2017 г., до ощутимых в 2016 г. В качественном

отношении снег отепляюще воздействует на температурный режим пород, но влияние величины мощности снежного покрова неоднозначно, поскольку необходимо учитывать его плотность, время периода с положительными значениями температуры (оттепели), влияние близкого положения уровня грунтовых вод (пойма). Все это приводит к тому, что мощность СМС — очень переменчивая величина, существенно зависящая также от темпа промерзания, направления хода процесса промерзания—оттаивание и динамики влажностного режима. Нахождение глубины промерзания с помощью мерзлотометра системы Данилина на площадках со снятым снежным покровом приводит к погрешности до 60% и более по сравнению с результатами термокаротажа, причем качественно, как правило, в сторону завышения, мы связываем это с влиянием конвекции воздуха в термометрической скважине.

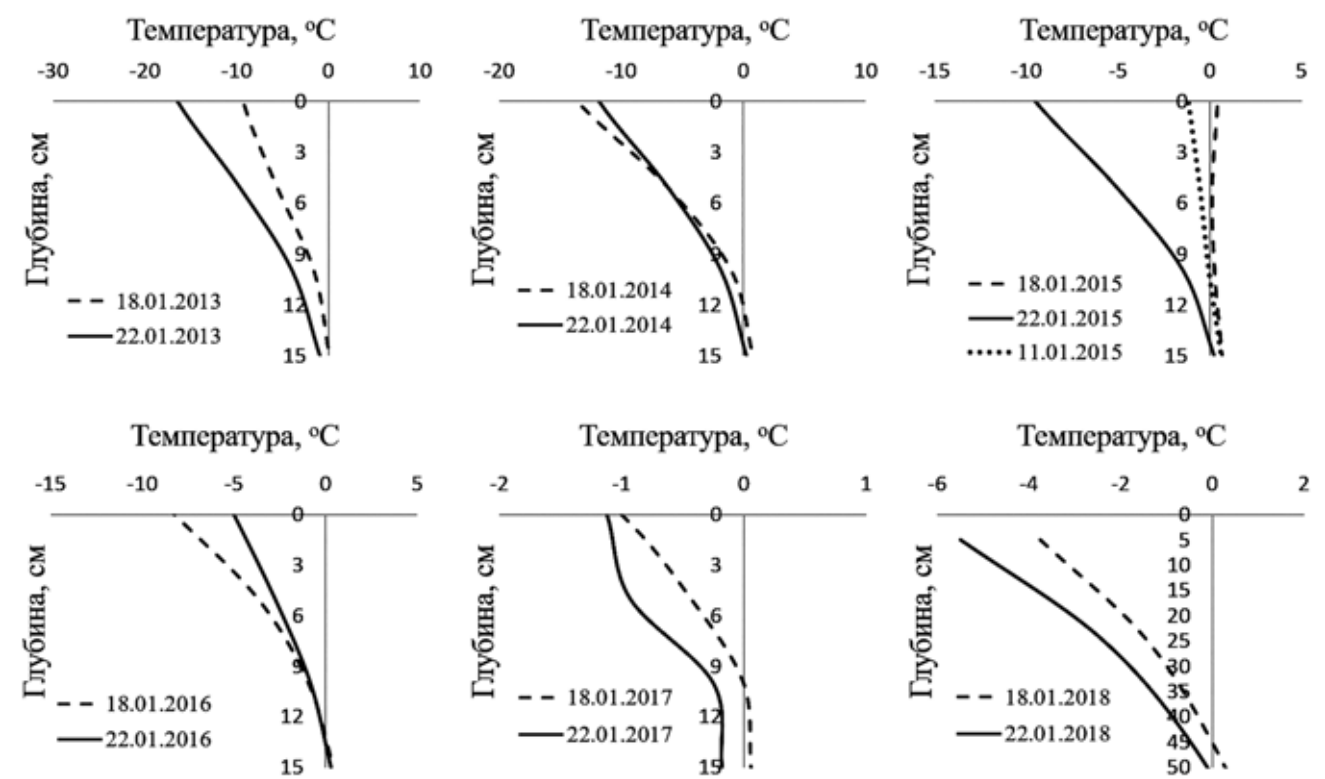


Рис. 4. Распределение значений температуры в слое сезонного промерзания в период полевых измерений (18–22 января) с 2013 по 2018 г. на I террасе

Таблица 1

Результаты измерений мощности слоя сезонного промерзания.

Геоморфологический уровень / растительность	Состав отложений	Год измерений	Средняя мощность снега, см	Глубина промерзания ξ , см	
				наличие снежного покрова / бурение	отсутствие снежного по- крова / термокартаж
Пойма /травянистая, встречаются одиночные деревья	супесь темно-коричне- вая пылеватая пластич- ная	2018	18	13	—
		2017	38	0	—
		2016	21	33	—
		2015	35	3	—
		2014	15	9	—
I надпойменная терраса / луговая	супесь светло-коричне- вая пылеватая пластич- ная	2018	15	6	25
		2017	35	1	35
		2016	28	18	24
		2015	21	12	15
		2014	12	9	12
II надпойменная терра- са / древесная	супесь песчанистая серо-коричневая	2018	14	8	19
		2017	33	5	9
		2016	25	—	25
		2015	22	7	14
		2014	12	11	19

Примечание. Прочерк — отсутствие наблюдений.

Влияние динамики влажностного режима в СМС, периодов оттепелей, расчлененности, рельефа приводит к тому, что различные приближенные инженерные соотношения, основанные на решении задач типа задачи Стефана, например соотношения (9), а также формулы, рекомендуемые в нормативной литературе, не в полной мере отра-

жают основные природные факторы, влияющие на интенсивность процесса сезонного промерзания. Это видно из результатов сопоставления расчетных экспериментальных данных, приведенных в табл. 2. Данные о плотности и влажности пород получены путем опробования в предзимний период, осредненные значения температуры поверхности

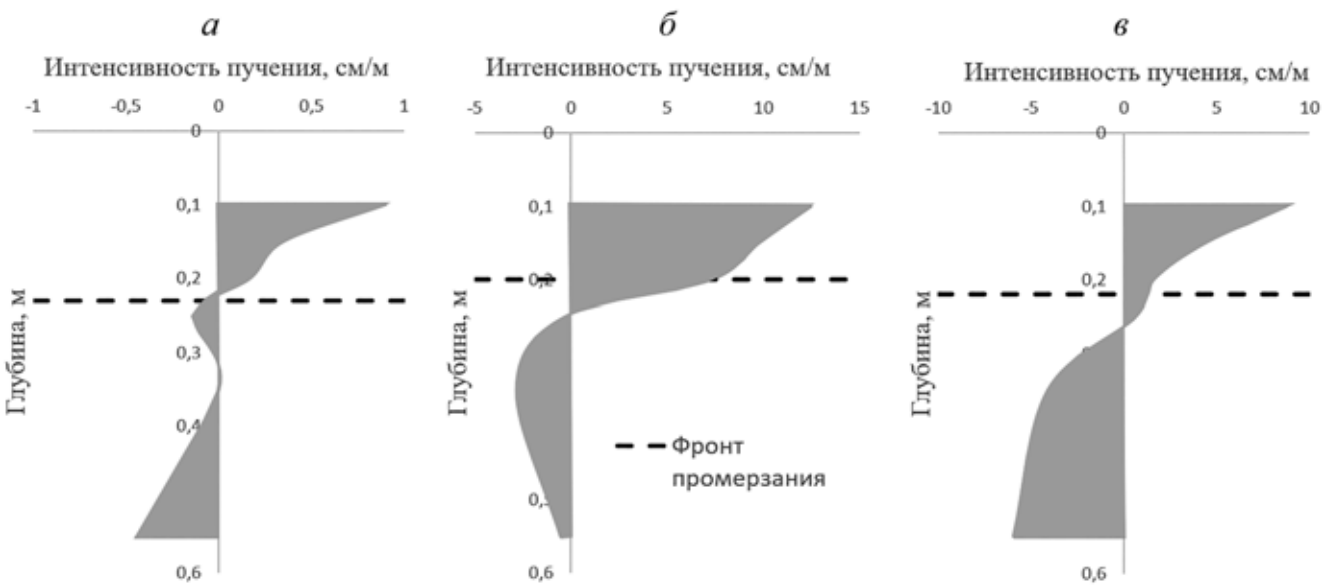


Рис. 5. Эпюры интенсивности вертикальных деформаций пучения с глубиной на пойме (а), I (б) и II (в) надпойменных террасах р. Москва в 2013 г.

пород и ее начальное распределение по глубине массива рассчитаны по данным термометрии. По этим же данным была установлена продолжительность периода с отрицательными значениями температуры поверхности пород. Расчет глубины сезонного промерзания выполнен для трех площадок с учетом динамики изменения мощности снежного покрова и для варианта, когда снежный покров отсутствуют.

Как видно из анализа результатов, приведенных в табл. 2, погрешность расчетных и экспериментальных данных может достигать 100%. Существенная доля такой суммарной погрешности связана с параметрами расчетной схемы, в первую очередь с аппаратурными погрешностями нахождения величины теплопроводности промерзающих пород (влияние изменения фазового состава влаги в спектре отрицательных значений температуры) и сложностей учета временной изменчивости

величины снежного покрова, теплофизических характеристик, влажностного режима.

Результаты сопоставления расчетных и полевых данных для оценки вертикальных деформаций пучения. Для сопоставления результатов наиболее оптимальным решением было выбрать год, в котором измеренные деформации пучения наиболее характерны, по полученным результатам наиболее подходящим стал 2013 г. Согласно экспериментальным данным глубина сезонного промерзания на экспериментальных площадках в этом году в среднем составляла 20–25 см, поэтому вполне можно предположить, что деформации пучения будут фиксироваться на первых трех реперах от поверхности. На эпюрах вертикальной деформации пучения фиксируется как положительная деформация в промерзшей зоне (пучение), так и отрицательная деформация в талой зоне, характеризующая усадку в ней за счет обезвоживания,

Таблица 2

Результаты сопоставления расчетной и наблюдаемой глубины сезонного промерзания на 22 января 2019 г.

Наблюдательная площадка / плотность (г/см ³) / влажность (д. е.)	Расчетная глубина промерзания в естественных условиях, по формуле (9), м	Расчетная глубина промерзания по формуле (9), при β=0 (нормативная глубина), м	Полевые результаты измерений в естественных условиях, м	Полевые результаты, снятый снежный и растительный покров, м
Пойма / 1,44 / 0,25	0,120	0,159	0,13	0,17
I надпойменная терраса/1,80/0,27	0,098	0,132	0,06	0,21
II надпойменная терраса/1,96/0,33	0,212	0,235	0,09	0,15

Таблица 3

Результаты сопоставления расчетных и экспериментальных данных на 22 января 2013 г.

Наблюдательная площадка	Расчетная величина пучения по методике В.О. Орлова, см	Расчетная величина пучения по методике ДорНИИ, см	Экспериментальное значение величины пучения, см
Пойма	0,19	0,13	0,08
I надпойменная терраса	1,2	0,98	1,66
II надпойменная терраса	0,79	0,74	0,87

связанного с эффектом миграции влаги к фронту промерзания (рис. 5). Результаты сопоставления экспериментальных и расчетных данных по двум методикам приведены в табл. 3.

В качестве продолжительности периода с отрицательными значениями температуры, который необходим при расчетах по обеим методикам, был выбран не весь зимний период, а время от его начала до момента проведения измерений (22 января). Начало зимнего периода отсчитано от 24 ноября 2012 г., когда значение температуры поверхности пород перешло через нулевую отметку (рис. 1). Таким образом, расчетный период с отрицательными значениями температуры составил 62 дня.

Анализ сопоставления данных, приведенных в табл. 3, показал, что, несмотря на принципиальное различие в описании процесса миграции влаги к фронту промерзания и определенные различия при учете влияния климатических факторов и характеристик пород, оба расчетных метода с приемлемой погрешностью можно использовать для прогнозирования величины вертикальной деформации пучения для площадок, которые расположены на I и II террасах. Для поймы погрешность расчетов, в частности по методике В.О. Орлова, может превысить 100%. На наш взгляд, это связано в первую очередь со способом учета влияния залегающего близко к поверхности водоносного горизонта. К недостаткам обеих методик расчета можно отнести специфику учета климатических факторов, например, в случае, когда на протяжении зимнего периода будут происходить периодические оттепели, а затем промерзания. К недостаткам можно отнести также сложность подбора значений коэффициента влагопереноса в методике ДорНИИ, поскольку небольшие изменения влажности пород приводят к изменению конечной величины пучения на порядок.

Выводы. 1. Среднегодовая температура пород на территории Звенигородской биостанции со-

ставляет $+6,5 \div +6,8$ °С, что позволяет отнести ее к зоне устойчивого сезонного промерзания. При сопоставлении данных о глубине промерзания за разные годы обнаружено, что породы на экспериментальных площадках на момент проведения измерений в 2013, 2017, 2018 гг. находились в стадии интенсивного промерзания. В 2015 г. вследствие продолжительного теплого периода во время зимы породы полностью оттаяли, а к моменту проведения измерений в январе снова начали промерзать.

2. Погрешность расчетных и экспериментальных величин глубины сезонного промерзания для зимы 2018/19 гг. может достигать ощутимых величин. Существенная доля такой суммарной погрешности связана с параметрами расчетной схемы, в первую очередь с аппаратными погрешностями нахождения величины теплопроводности промерзающих пород (влияние изменения фазового состава влаги в спектре отрицательных значений температуры) и сложностями учета временной изменчивости величины снежного покрова, теплофизических характеристик, а также с влиянием периодических оттепелей. Это приводит к тому, что мощность СМС — динамичная величина, которая существенно зависит от скорости промерзания, направления хода процесса промерзания и оттаивания и, что важно, от влажностного режима.

3. Несмотря на принципиально различное описание процесса миграции влаги к фронту промерзания, а также различия при учете влияния климатических факторов и характеристик пород, методики расчетного определения величины пучения В.О. Орлова и ДорНИИ показали удовлетворительную сходимость с экспериментальными данными для площадок, расположенных на I и II надпойменных террасах. Существенная погрешность для площадки, расположенной на пойме, объясняется способом учета влияния залегающего близко к поверхности водоносного горизонта. Необходимо дальнейший, более углубленный анализ полученных результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Комаров И.А., Типенко Г.С. Решение задачи промерзания—оттаивания при наличии изоляции на поверхности // Геокриологические исследования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 260—280.

Методы полевых геокриологических исследований: Методическое пособие / Под ред. Э.Д. Ершова и Г.И. Гордеевой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 143 с.

Орлов В.О., Дубнов Ю.Д., Меренков Н.Д. Пучение промерзающих грунтов и его влияние на фундаменты сооружений. Л.: Стройиздат, 1977. 184 с.

Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, инженерно-геофи-

зических и эколого-геологических исследований // Под ред. В.А. Королева, Г.И. Гордеевой, В.А. Богословского. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 352 с.

Уварова А.В., Комаров И.А., Исаев В.С. Закономерности динамики температурного режима и сезонного промерзания на Звенигородской биостанции за пятилетний период наблюдений // Актуальные проблемы геокриологии. Т. 1. М.: КДУ, 2018. С. 201—206.

Поступила в редакцию 24.09.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 550.4.02

Е.А.Ивлева¹, Ю.В. Алехин², М.А.Макарова³**АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОВЕДЕНИЯ МЕМБРАННЫХ ТРЕКОВЫХ ФИЛЬТРОВ В ПРОЦЕССЕ ЭКСПЛУАТАЦИИ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Изучены изменения свойств трекового мембранного фильтра ФиТреМ с диаметром пор 0,45 мкм при фильтрации дистиллированной воды, а также изменение значений объемной скорости в режиме непрерывной фильтрации. В ходе экспериментов установлено, что уменьшение скорости фильтрации через трековый мембранный фильтр зависит не только от присутствия в воде взвесей и коллоидных веществ, но и от физических свойств фильтра и обусловлено изменением водопроницаемости мембраны в связи с частичной деструкцией фильтра, уплотнением в процессе эксплуатации, а также с накоплением отрицательного заряда поверхности пор из-за диссоциации COOH-групп.

Ключевые слова: ядерные трековые мембраны, микрофильтрация, непрерывная фильтрация, органическое вещество, водопроницаемость.

Changes in the properties of a FiTreM track membrane filter with a pore diameter of 0.45 μm during water filtration and changes in filtration rates during continuous water filtration were studied. The decrease in filtration rates during the passage of distilled water through a track membrane filter is explained by the compaction of the filter and the change in membrane permeability due to the accumulation of a negative charge on the pore surface due to the dissociation of COOH groups.

Key words: nuclear track membranes, microfiltration, continuous filtration, organic matter, water permeability.

Введение. В настоящее время большой интерес вызывает изучение очистки природной воды с помощью ядерных трековых мембран [Fabris et al., 2007; Howe, Clark 2002]. В отличие от фильтров, изготавливаемых из целлюлозы и ее производных, технология изготовления трековых ядерных мембран обеспечивает равномерность размеров пор и малую толщину разделительного слоя, благодаря чему селективность таких мембран выше, что обеспечивает устойчивое выделение фракций коллоидной размерности из природных вод [Алехин и др., 2010].

Микрофильтрация (размеры пор фильтра от 0,1 до 10 мкм) применяется для удаления загрязняющих частиц в воде, ее можно рассматривать как этап доочистки или как предварительную обработку перед таким мембранным процессом, как нанофильтрация или обратный осмос [Fabris et al., 2007].

Большинство микрофильтрационных мембран изготавливают из полимеров. Основные преимущества полимерных мембран — высокая технологичность и большие возможности при управлении свойствами и структурой мембраны путем небольших химических и/или технологических вариаций процесса изготовления.

В качестве мембранного материала часто используют полиэтилентерефталат (ПЭТФ, лавсан) — термопластичный гидрофобный полимер, принадлежащий к классу полиэфиров ПЭТ [Аре́л, 2001]. Он обладает высокой химической стойкостью к кислотам, щелочам, солям, спиртам, парафинам, минеральным маслам, бензину, жирам, эфиру.

Мембраны изготавливают путем облучения «на прострел» тонких полимерных пленок из лавсана толщиной 10–20 мкм потоком высокоэнергетичных тяжелых ионов (аргоном, криптоном, ксеноном) на ускорителях (циклотронах, тандем-генераторах) или в специальной установке на ядерном реакторе. Каждый ион вдоль своей траектории повреждает полимерные молекулы, оставляя скрытый след — трек. Облученную пленку затем засвечивают УФ светом и подвергают травлению в щелочи при заданной температуре. По каждому треку образуется сквозное отверстие — пора цилиндрической формы, диаметр которой прямо пропорционален времени травления и может изменяться от сотых долей микрона до нескольких микронов. Диаметр всех пор оказывается одинаковым. При облучении пленки используются высокоинтенсивные потоки тяжелых ионов, в зависимости от требуемого раз-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, аспирант; e-mail: lendrover@list.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, доцент, ст. науч. с, канд. геол.-минер. н.; e-mail: alekhin@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: frolikovam@gmail.com

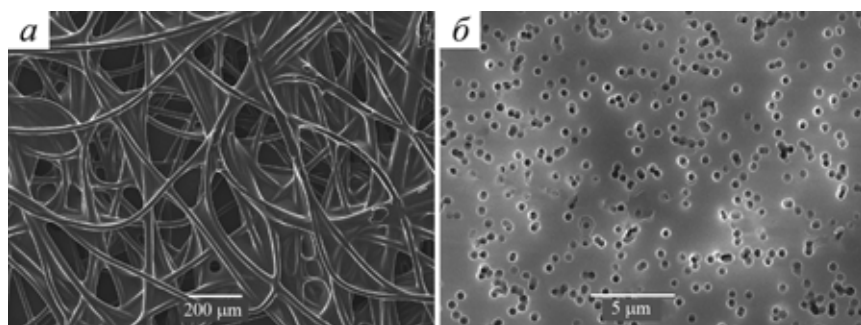


Рис. 1. Электронные микрофотографии мембраны: *а* — внутренний слой грубой полимерной подложки, *б* — слой ПЭТФ-пленки

мера пор их плотность на мембране составляет от сотен тысяч до нескольких миллиардов на 1 см^2 [Buczkowski et al., 2001]; фильтр ФиТреМ в обойме аналогичен мешку, в малую внутреннюю полость которого поступает фильтрат, затем стекающий порциями через силиконовый шланг в пробоотборники для анализа.

Цель работы — исследование свойств трековых мембранных фильтров (материал ПЭТФ) производства фирмы ИННИТ (Дубна) при их эксплуатации в опытах для дальнейшего выделения и изучения последовательных фракций органического и минерального вещества коллоидной размерности в природных водах [Алехин и др., 2010; Alekhin et al., 2017].

Материалы и методы исследований. Для изучения свойств трековых фильтров в аспекте их дальнейшего применения в экспериментах по выделению размерных фракций из природных вод проведен ряд экспериментов с измерением скорости фильтрации и определением содержания нелетучего органического углерода в дистиллированной воде.

Оборудование и условия экспериментов. В ходе эксперимента была собрана установка, состоящая из полипропиленового контейнера, куда полностью погружали фильтр, а затем пробу воды. После прохождения фильтра вода попадала в нижнюю емкость с пробоприемником. Фильтрация осуществлялась без прилагаемого давления и без перемешивания, защемленный воздух из фильтра был удален. В качестве фильтра использовали ядерный трековый фильтр ФиТреМ-0,45. Фильтрующий элемент фильтра представляет собой многослойную фильтрационную систему и содержит три слоя: грубую полимерную подложку (рис. 1, *а*), на поверхность подложки накатан слой ПЭТФ — пленки с эффективным исходным диаметром пор $0,4\text{--}0,45 \text{ мкм}$ (рис. 1, *б*); для придания мембране прочности на слое ПЭТФ дополнительно сверху формируют рыхлый проницаемый слой из смеси порошков полиэтилена высокого давления и полипропилена методом термопрессования (термонакатки). Рабочий размер двусторонней фильтрационной пластины составляет $6\text{--}19,3 \text{ см}^2$. Фильтры этой конструкции редко применяют в полупромышленных установках очистки воды, однако их использование полностью оправдано при лабора-

торных и полевых экспериментах по выделению размерных фракций, а также в бытовых условиях при отсутствии напорного водоснабжения.

Перед использованием фильтры вымачивают в дистиллированной воде для уменьшения влияния загрязнения поверхности мембраны.

Эксперимент с дистиллированной водой. Для оценки изменения скорости фильтрации дистиллированную воду пропускали через фильтр (рис. 2) по следующей схеме: 1) перед экспериментом фильтр вымачивали в воде в течение 10 сут.; 2) на первом этапе было пропущено 2 л воды, затем следовала остановка на 15 мин.; 3) пропущено 1,5 л воды, затем остановка на 4 ч.; 4) пропущено 5 л воды, остановка на 5 мин.; 5) пропущен 1 л воды, далее остановка в течение 9 дней; 6) пропущено 5 л воды. На протяжении всего эксперимента фильтр оставался погруженным в воду.

На рис. 2 видно, что каждый раз при возобновлении фильтрации после остановки скорость фильтрации пробы увеличивалась по сравнению с минимальной на предыдущем этапе. Стартовая скорость не воспроизводится с погрешностью до 30%.

Чтобы отобразить общую закономерность замедления скорости фильтрации, каждая непрерывная серия фильтрации, ограниченная остановками, была нормирована на последнее значение предыдущей серии. Этим способом была получена непрерывная кривая экспоненциального уменьшения скорости фильтрации в процессе эксперимента (рис. 3).

Для объяснения эффекта уменьшения скорости прохождения дистиллированной воды через фильтр были рассмотрены следующие версии: 1) загрязнение дистиллированной воды диатомовыми водорослями при водоподготовке, что вызвало частичную блокировку пор фильтра; 2) задержка в порах дефрагментированных частиц фильтра, которые могли сохраниться после процедур формирования — прошивки треков в ПЭТФ и их травления; 3) присутствие посторонних загрязнителей (микроорганизмов, остатков минеральных и органических частиц); 4) неполная эвакуация защемленного воздуха из части гидрофобных пор; 5) изменение водопроницаемости мембраны в связи с накоплением отрицательного заряда на поверхности пор, обусловленное диссо-

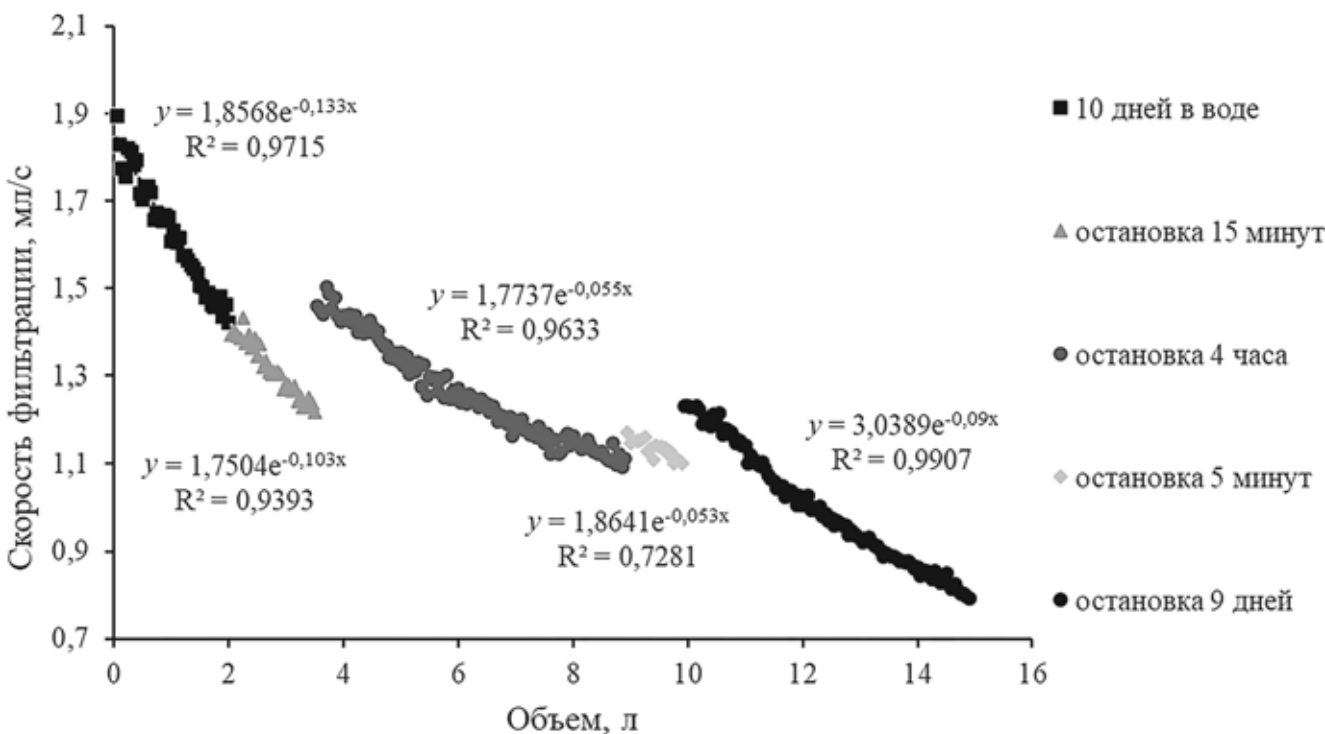


Рис. 2. Изменение скорости фильтрации (мл/с) по мере пропуска distilled воды с остановками через фильтр ФиТреМ 0,45 мкм ($T = 25\text{ }^{\circ}\text{C}$)

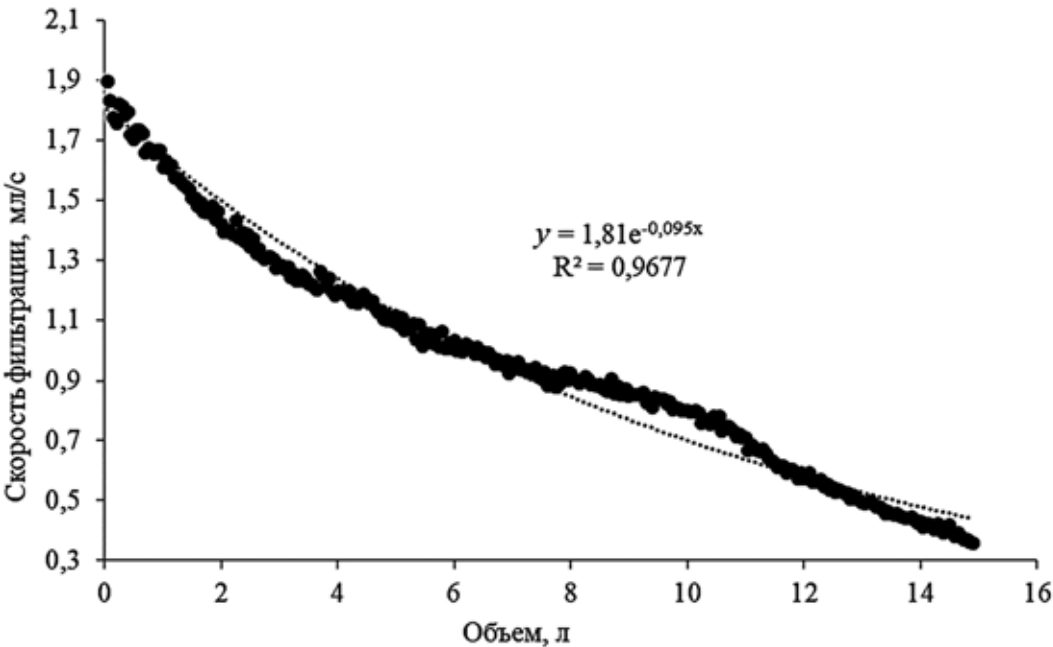
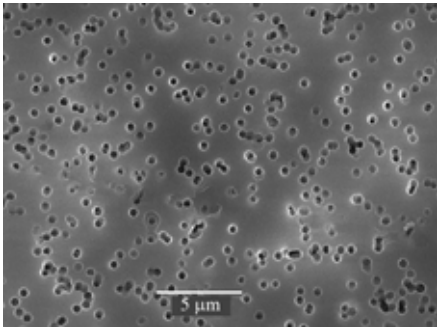


Рис. 3. Нормированное общее замедление скорости фильтрации в процессе пропускания distilled воды

циаций COOH -групп, что приводит к снижению объемной скорости фильтрации; б) уплотнение мембраны и частичная диссоциация COOH -групп с поверхности и из порового пространства фильтра в водный раствор, влияющее на двойной электрический слой мембраны;

Для исключения неверных предположений поверхность мембраны была сфотографирована на сканирующем электронном микроскопе (Jeol JSM-6480LV). На фото (рис. 4), видно, что поверхность фильтра после прохождения через него

Рис. 4. Электронная микрофотография поверхности трековой мембраны после пропускания distilled воды



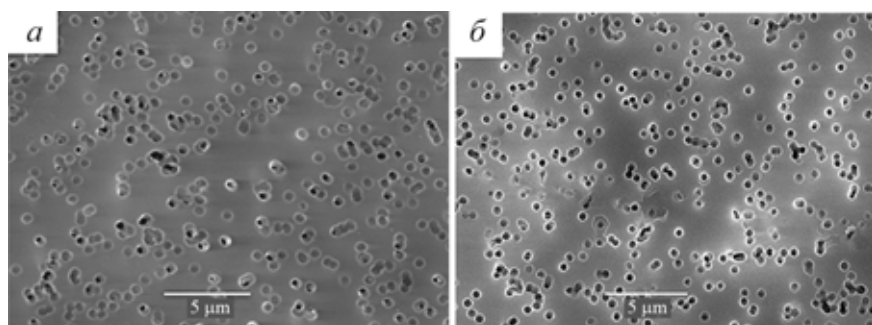


Рис. 5. Электронные микрофотографии поверхности мембраны: а — трековая мембрана до пропускания воды, б — трековая мембрана после пропускания дистиллированной воды

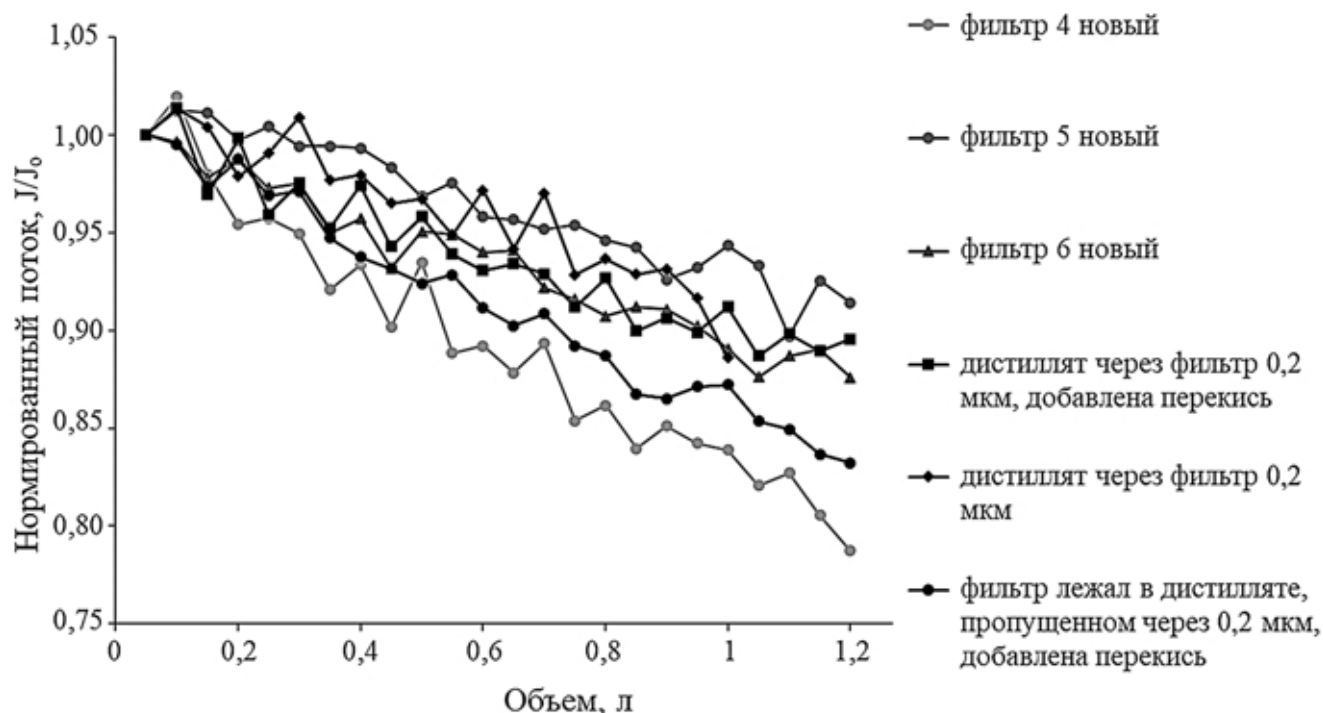


Рис. 6. Нормированный поток дополнительно очищенной дистиллированной воды и воды, не прошедшей очистку

воды не загрязнена диатомовыми водорослями, что исключает предположение о водоподготовке, допускающей загрязнение фильтра водорослями.

Для исключения следующего предположения сравнили исходные фильтры и фильтры, эксплуатируемые в установках с дистиллированной водой (рис. 5).

На фото под сканирующим электронным микроскопом видно, что поровое пространство исходных фильтров содержит материал фильтра, очевидно, не удаленный после травления в щелочи при изготовлении. По мере прохождения водных проб защемленный в поровом пространстве материал вымывается, и площадь сквозных пор увеличивается, что пропорционально повышает скорость фильтрации. Такой эффект не наблюдается в наших экспериментальных работах, и, следовательно, можно утверждать, что в порах не происходит задержка дефрагментированных частиц фильтра.

Для исключения допущения о загрязнении дистиллята микроорганизмами или другими частицами были дополнительно проведены этапы доочистки перед фильтрацией, а именно: 1) дис-

тиллированную воду предварительно пропускали через фильтр с диаметром пор 0,2 мкм; 2) дистиллированную воду предварительно пропускали через фильтр с диаметром пор 0,2 мкм, затем к ней добавляли перекись (10 мл 30%-ной H_2O_2 на 5 л H_2O); 3) фильтр на несколько часов помещали в дистиллированную воду, предварительно пропущенную через фильтр ФиТреМ с диаметром пор 0,2 мкм с добавлением перекиси водорода (10 мл 30%-ной H_2O_2 на 5 л H_2O).

Для расчета относительной скорости замедления фильтрации был рассчитан поток через мембрану J :

$$J = \frac{Q_p}{A_m},$$

где J — поток, мл/мин/см²; Q_p — скорость потока фильтрата через мембрану, мл/мин; A_m — площадь поверхности мембраны, см². Значение J в каждый момент времени было нормировано на значение потока J_0 в начальный момент времени.

На графике (рис. 6) видно, что относительное замедление скорости фильтрации не зависит от

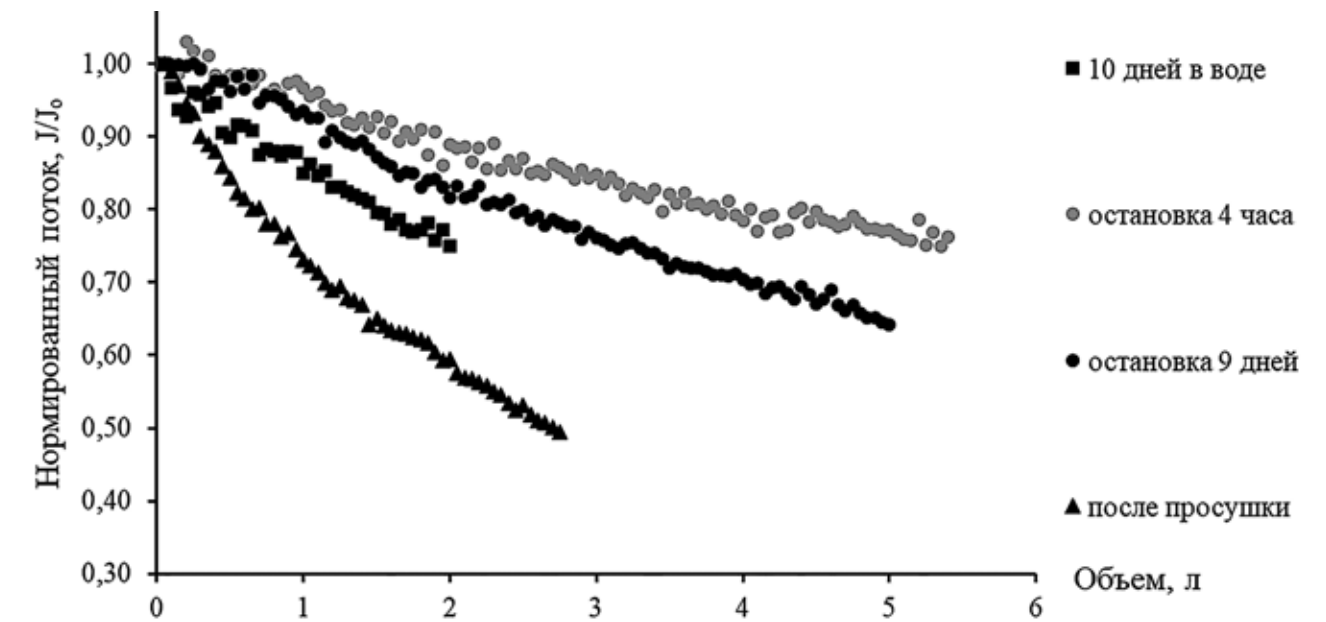


Рис. 7. Сравнение нормированного потока по дистиллированной воде через новый фильтр с остановками и через тот же фильтр после просушки

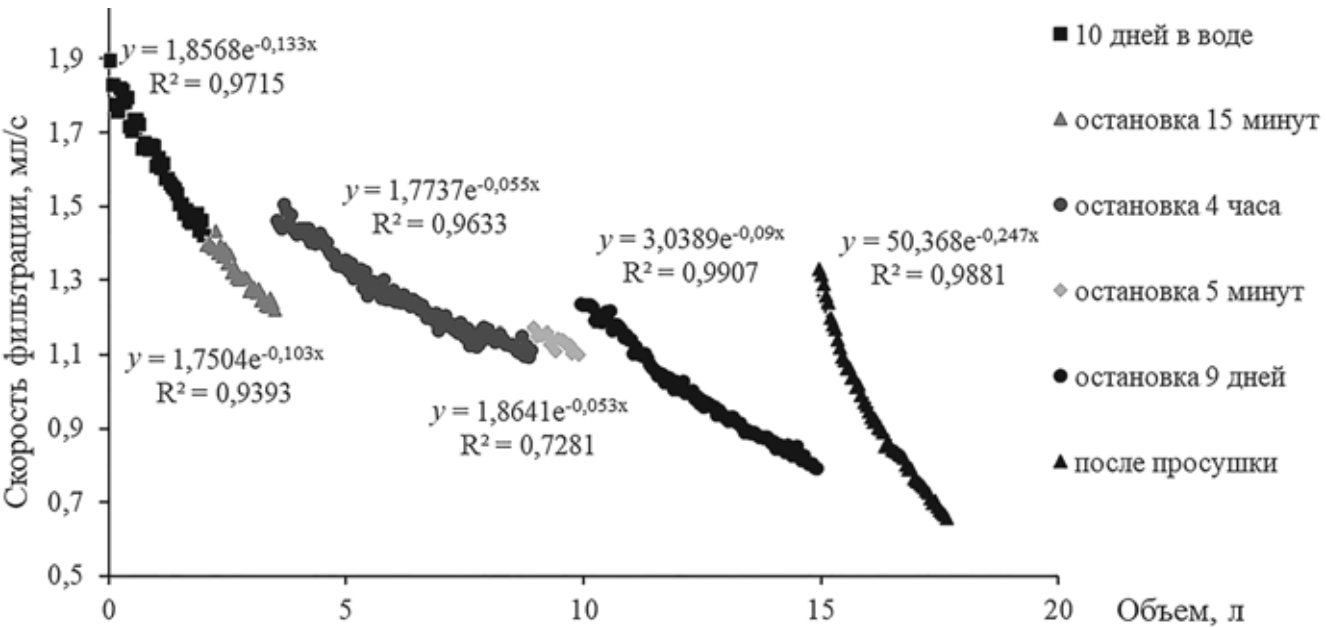


Рис. 8. Изменение скорости фильтрации через новый фильтр с остановками и через тот же фильтр после просушки по мере пропускания 17,5 л дистиллированной воды

добавления перекиси водорода или пропускания дистиллята через предфильтр с меньшим диаметром пор. Относительное замедление скорости фильтрации дистиллированной воды с перекисью водорода и воды, пропущенной через предфильтр 0,2 мкм, может оказаться как больше, но с новыми фильтрами и дистиллированной водой без добавления H₂O₂, так и меньше, что делает указанное предположение также неверным.

Очевидно, что для таких фильтров велика вероятность присутствия в порах защемленного воздуха, который может накапливаться по мере прохождения новых порций воды (газовый фильтрационный эффект). Чтобы исключить эффект влияния воздуха в порах, фильтры вымачивали

достаточно долго (до 10 дней) в бидистиллированной воде, а также, по мере фильтрации, откачивали воздух. Отметим, что откачка воздуха не влияет на увеличение скорости фильтрации. В дополнение к проверке этой гипотезы фильтр был полностью высушен, и процесс фильтрации запущен заново с такими же начальными условиями, какие применялись к новым фильтрам. На рис. 7 и 8 показаны графики замедления скорости фильтрации. После просушки фильтра интенсивность замедления (рис. 7) возрастала по сравнению с исходными фильтрами. Также можно отметить, что начальная скорость фильтрации просушенного фильтра заметно ниже, чем для нового сухого фильтра (рис. 8), что свидетельствует о неполной

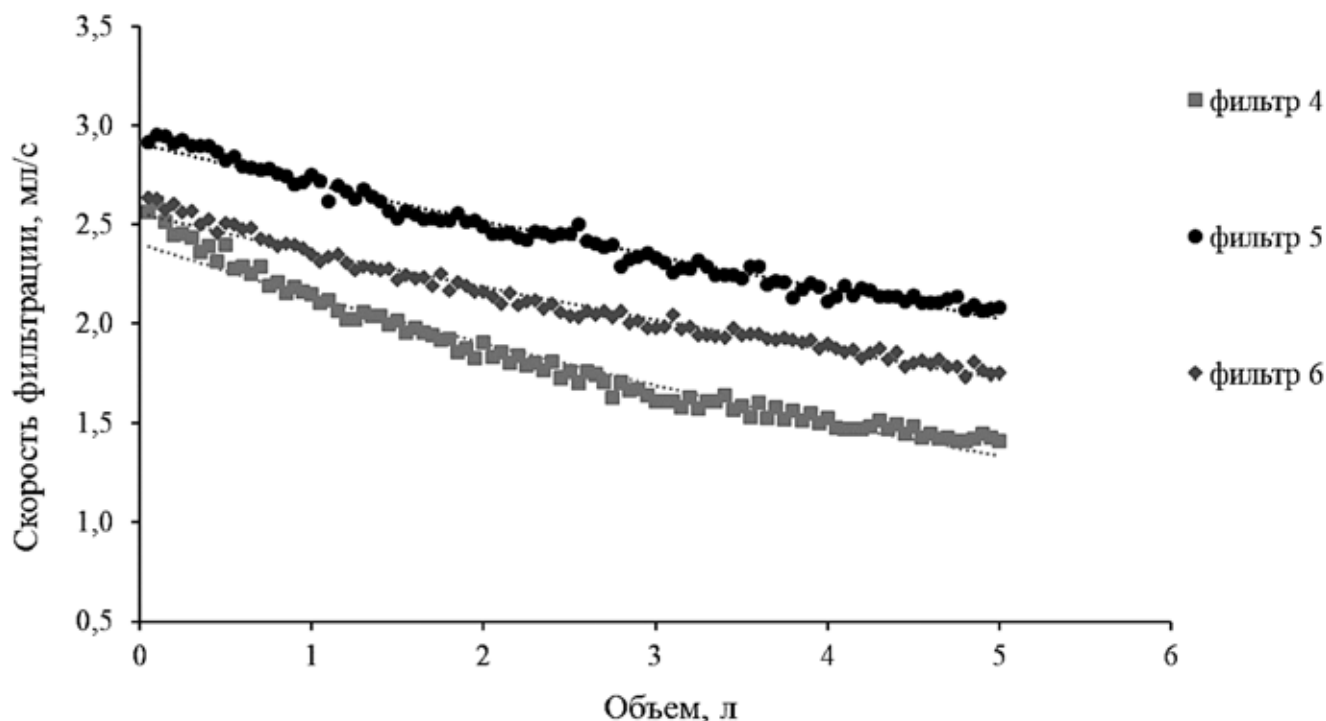


Рис. 9. Зависимости скорости фильтрации от профильтрованного объема в 3-х фильтрах

регенерации фильтра после просушки, что делает четвертое предположение также неверным.

Наиболее вероятная гипотеза экспоненциального замедления скорости фильтрации дистиллированной воды — изменение водопроницаемости мембраны. Ранее в работе [Дмитриев и др., 2001] было показано, что при пропускании дистиллированной воды через ПЭТФ-мембрану происходит уменьшение водопроницаемости. Такой эффект авторы связывают с накоплением отрицательного заряда поверхности пор из-за диссоциации COOH -групп с поверхности фильтра и порового пространства при травлении треков [Апель, Кравец., 1991]. Также в работе [Дытнерский, 1995] обсуждается вероятное уплотнение полимерного материала фильтра, которое может влиять на водопроницаемость.

Для подтверждения гипотезы о диссоциации карбоксильных групп дистиллированная вода была проанализирована на содержание нелетучего органического углерода (NPOC) до и после фильтрации. Определение содержания органического углерода проводили на автоматическом анализаторе TOC-Vcph («Shimadzu»). Было взято 8 фильтров, диаметр которых составлял 42 мм, отмытых в дистиллированной воде для уменьшения загрязнения исходной поверхности. Через них пропускали воду объемом около 300–500 мл, которую затем анализировали. Дистиллированная вода до фильтрации не содержала органического вещества.

Возрастающее содержание органического вещества в воде (содержание нелетучего органического углерода после фильтрации через 8 мембран с размером пор 0,45 мкм варьирует от 1,7 до 2,7 мг/л,

среднее содержание 1,93 мг/л), прошедшей через фильтр, подтверждает гипотезу о диссоциации карбоксильных групп с поверхности пор и фильтра, а также необходимость мониторинга концентрации органического вещества гуминовой природы методами спектрофотометрии [Алехин и др., 2010]. Предположительно в процессе фильтрации фильтр также уплотняется и часть карбоксильных групп переходит в водный раствор, что объясняет увеличение содержания органического вещества в пермеате и уменьшение скорости фильтрации воды после просушки фильтра, что связано с изменением водопроницаемости, обусловленным частичным разрушением поверхности мембраны.

Результаты обработки данных изучения трековых мембран ФиТреМ статистическими методами. При проведении эксперимента по фильтрации было использовано несколько фильтров. На рис. 9 показаны зависимости скорости фильтрации от профильтрованного объема в трех новых фильтрах с одинаковой структурой и размером пор. Как видно на этом рисунке, скорость фильтрации дистиллированной воды при одинаковых начальных условиях различна.

Для выявления причин такого поведения новые фильтры были изучены на растровом электронном микроскопе до фильтрации. Для набора статистических данных о распределении пор в фильтре (количество слившихся и одинарных пор), определения диаметра поры и расчета площади пор сделано 29 фотографий для фильтра 0,45 мкм.

Расчет площади пор и их распределения по геометрической форме на трековой мембране выполнен с использованием программы STIMAN

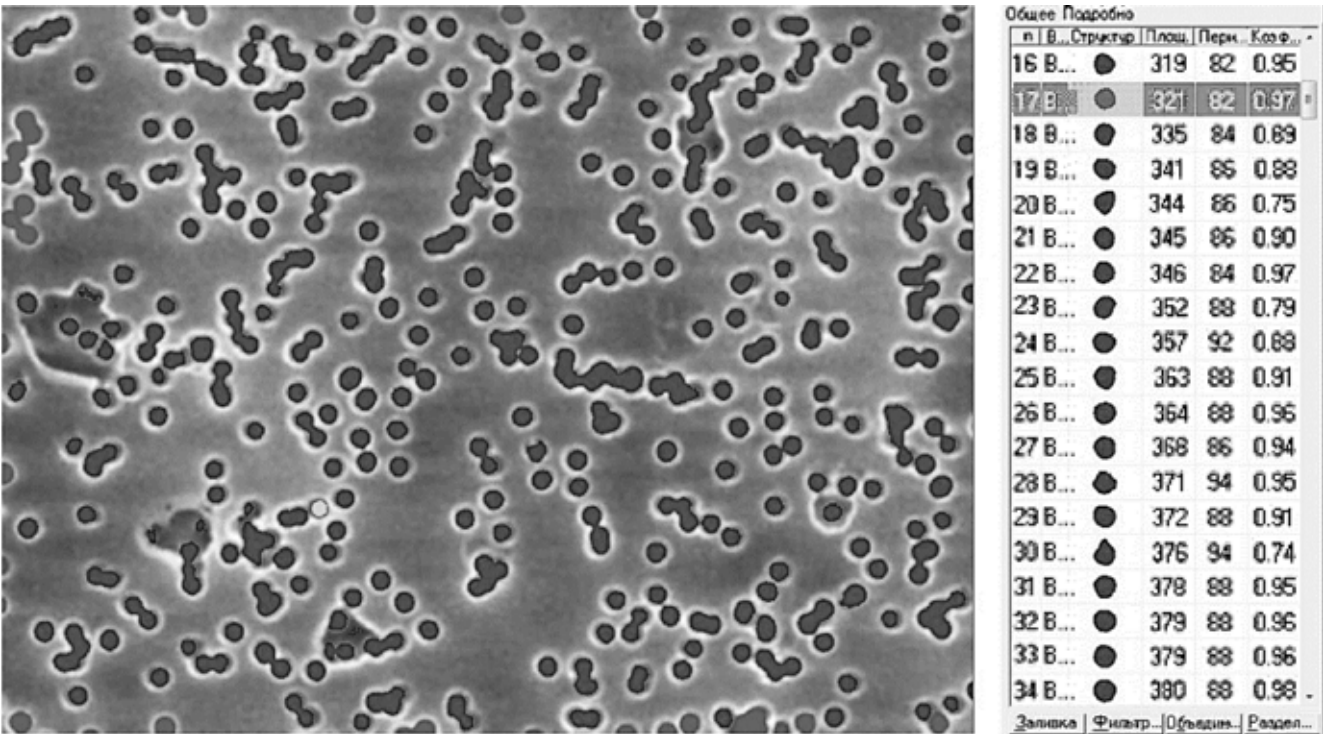


Рис. 10. Фото, полученное с использованием программы Stiman (краевые поры при обработке не учитывались), по [Соколов и др., 2004]

[Соколов и др., 2004], работающей с фотографиями, снятыми на электронном микроскопе (рис. 10). Была рассчитана площадь одинарных и слившихся пор для каждого снимка. Затем по ним рассчитана средняя площадь: для одинарных пор — 0,152 мкм² (1576 одинарных пор), для слившихся — 0,181 мкм² (702 слившиеся поры), для всех пор она составила 0,222 мкм². Количествен-

ное распределение пор по радиусам иллюстрирует рис. 11.

При пересчете полученных данных на средний диаметр пор для фильтров с заявленным диаметром пор 0,45 мкм диаметр для одинарных пор составил 0,49 мкм, для слившихся пор — 0,6 мкм и для всех пор — 0,53 мкм. При работе с электронным микроскопом также выполнены замеры размеров

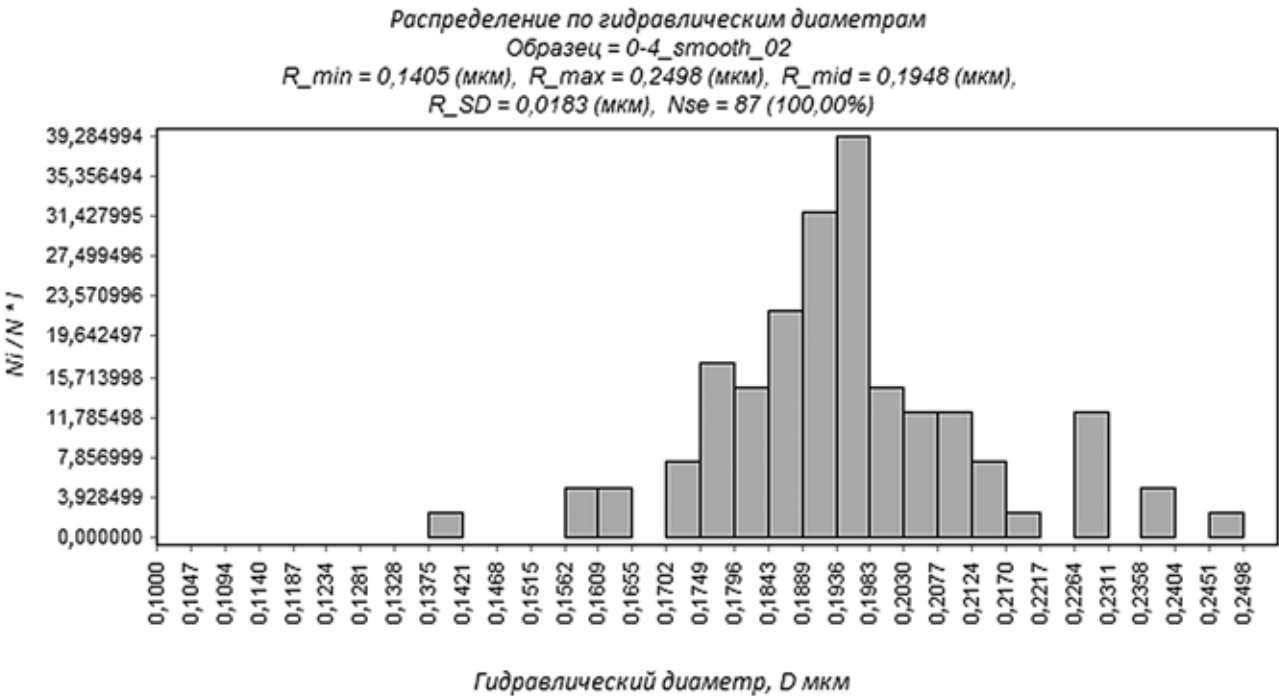


Рис. 11. Распределение диаметров пор фильтра с номинальным диаметром 0,45 мкм по данным статистической обработки

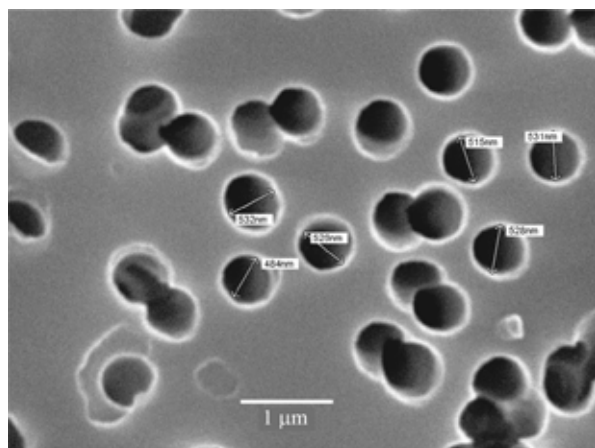


Рис. 12. Электронная фотография фильтра с замеренными во время съемки диаметрами пор (заявленный производителем диаметр пор мембраны — 0,45 мкм)

пор, что соответствует расчету по статистическим данным (рис. 12).

Указанное программное обеспечение позволило определить соотношение слившихся и одинарных пор через коэффициент формы.

Для мембраны с порами 0,45 мкм одинарные поры составили 70%, суммарно слившиеся — 30% (в том числе: «сдвоенные» поры 20%, «строенные» — 6%, «учетверенные» 4%) [Алехин и др., 2018; Alekhin et al., 2019].

Для корректной обработки результатов микрофильтрационных экспериментов по выделению размерных фракций в природной воде с использованием ядерного трекового фильтра ФиТреМ необходимо учитывать ряд факторов. Технология изготовления фильтров (облучение «на прострел» потоком тяжелых ионов и последующее травление в щелочи) предполагает уплотнение его в процессе эксплуатации, диссоциацию карбоксильных групп полимера и как следствие накопление на поверхности мембраны и в поровом пространстве продуктов деструкции, а также отрицательного заряда поверхности мембраны и пор, что уменьшает водопроницаемость. Деструктурированный материал мембран присутствует также в пермеате, что подтверждается наличием нелетучего органического

углерода и обозначает необходимость учитывать вклад органического вещества мембраны при фильтрации природной воды. Заряд поверхности пор таких мембран — важная характеристика, электроповерхностные свойства в большой степени определяют селективные свойства мембран.

Площадь пор на разных участках фильтров неодинакова, причиной этого служит неоднородность потока ионов облучения. Контроль скорости фильтрации дистиллированной воды перед экспериментом позволяет успешно решать эту проблему, но остается открытым вопрос о контроле за истинным диаметром пор, который может отличаться от заявленного производителями различных типов полимерных мембран от серии к серии.

Выводы. 1. Общее замедление скорости фильтрации воды без загрязняющих ее веществ обусловлено изменением водопроницаемости и должно учитываться при фильтрации.

2. Замедление фильтрации дистиллированной воды во времени лучше всего описывается экспонентой.

3. Наличие свободных карбоксильных групп обусловлено процессом изготовления фильтра, в котором на него воздействуют потоком высокоэнергетичных тяжелых ионов.

4. При эксплуатации ПЭТФ-мембран они уплотняются, и часть карбоксильных групп в поверхностном слое переходит в раствор, в этом кроется причина увеличения концентрации органического вещества в воде, прошедшей через фильтр.

5. Трековые мембраны не являются мембранами с идеально однородными по диаметру порами, так как на распределение пор радикально влияет процент кластерных слияний. Для каждой пробы при использовании метода непрерывной фильтрации с целью определения истинного молекулярно-массового распределения частиц коллоидной размерности всегда необходим предварительный контроль скорости фильтрации дистиллированной воды.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 19-35-90088 и 19-05-00519).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алехин Ю.В., Ильина С.М., Лапицкий С.А., Ситникова М.В. Результаты изучения совместной миграции микроэлементов и органического вещества в речном стоке бореальной зоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. С. 49–55.

Алехин Ю.В., Ивлева Е.А., Ильина С.М., Макарова М.А. Экспериментальные обоснования коллоидной гидрогеохимии континентального стока // Мат-лы III Всеросс. конф. «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Чита: Дальнаука, 2018. С.10–17.

Алехин Ю.В., Макарова М.А., Козаченко Е.А. и др. Исследование мембранных материалов с помощью электронной микроскопии // XXVII Росс. конф. по

электронной микроскопии. Т. 2. Черноголовка, 2018. С. 214.

Апель П.Ю., Кравец Л.И. Деструкция полиэтилен-терефталата при облучении высокоэнергетичными тяжелыми ионами: выход и концентрация карбоксильных групп в треках // Химия высоких энергий. 1991. Т. 25, № 2. С. 138–143.

Дмитриев С.Н., Кравец Л.И., Слепцов В.В. и др. Исследование водопроницаемости модифицированных в плазме полиэтилен-терефталатных трековых мембран. // Сообщения Объединенного института ядерных исследований. Дубна, 2001. С. 1–15.

Дытнерский Ю.И. Процессы и аппараты химической технологии. М.: Химия, 1975. С. 314–318.

Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В., Мельник В.Н. Изучение характеристик микроструктуры твердых тел с помощью компьютерного анализа РЭМ-изображений // Изв. РАН. Сер. физическая. 2004. Вып. 68, № 9. С. 1332–1337.

Alekhin Y.V., Kozachenko E.A., Makarova M.A. et al. Comparison of molecular-mass particles distribution of colloidal dimensions by data of cascade and continuous filtrations of natural waters // Experiment in GeoSci. 2017. Vol. 23, N 1. P. 159–162.

Alekhin Y.V., Ilina S.M., Ivleva E.A. Continuous-flow membrane filtration (CFMF) as a new method to study the narrow size fractions of colloidal dimension // 16th Intern. Symp. on Water-Rock Interaction (WRI-16) and 13th In-

tern. Symp. on Applied Isotope Geochemistry (1st IAGC International Conference) E3S Web Conf. Vol. 98. France: EDP Sciences, 2019. P. 1–5.

Apel P. Track etching technique in membrane technology // Radiation Measurements. 2001. N 34. P. 559–566.

Buczkowski M., Sartowska B., Wawszczak D., Starosta W. Radiation resistance of track etched membranes // Radiation Measurements. 2001, N 34. P. 597–599.

Fabris R., Lee E.K., Chow C.W.K. et al. Pre-treatments to reduce fouling of low-pressure micro-filtration (MF) membranes // J. Membrane Sci. 2007. N 289. P. 231–240.

Howe K.J., Clark M.M. Fouling of microfiltration and ultrafiltration membranes by natural waters. // Environmental Sci. & Technology. 2002. N 36. P. 3571–3576.

Поступила в редакцию 09.09.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 553.21/.24+553.492.1

В.И. Мамедов¹, А.А. Чаусов², М.А. Макарова³**ВОЗМОЖНОСТЬ МЕХАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ ВЫСОКОГО КАЧЕСТВА***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**GEOPROSPECTS ltd, Гвинейская Республика, префектура Боке, г. Сангареди, округ Силидара**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**GEOPROSPECTS ltd, Republic of Guinea, Boke Prefecture, Sangaredi City, Silidara District*

Для оценки принципиальной возможности формирования залежей высококачественных бокситов механогенно-осадочным путем были исследованы континентальные отложения в крайних членах их фациального ряда: элювиальные отложения на поверхности бовалей, представляющие собой область мобилизации вещества; аллювиальные отложения, претерпевшие перенос и наиболее существенную сортировку в континентальных условиях. Показано, что эти отложения не дают залежей бокситов высокого качества даже в уникально благоприятных условиях, а механогенно-осадочный процесс не обеспечивает условия для пространственного разделения алюминия с железом и кремнеземом, без чего месторождения бокситов высокого качества формироваться не могут.

Ключевые слова: бокситы, фациальный ряд, аллювиальные отложения, элювиальные отложения, континентальные отложения, кора выветривания, Гвинея.

To assess the fundamental possibility of the formation of deposits of high-quality bauxites by mechanogenic sedimentary methods, continental deposits in the extreme members of their facies series were studied: eluvial deposits on the surface of the bovaly, representing the region of mobilization of matter; alluvial deposits that underwent transfer and the most significant sorting in continental conditions. It is shown that these deposits do not produce high-quality bauxite deposits, even under uniquely favorable conditions, and the mechanogenic-sedimentary process does not provide the conditions for the spatial separation of aluminum with iron and silica, without which high-quality bauxite deposits cannot be formed.

Key words: bauxite, facies series, alluvial deposits, eluvial deposits, cantinental deposits, weathering crust, Guinea.

Введение. Механогенно-осадочный генезис бокситов предполагает, что за счет разрушения и механического переотложения материала бокситоносных латеритных покровов могут формироваться месторождения бокситов. Основной аргумент приверженцев этой точки зрения об осадочном генезисе — наличие обломочных структур в бокситах [Савко и др., 2007; Bardossy, Aleva, 1990], например, конгломератовые, гравелитовые и песчаниковидные структуры в бокситах месторождения Сангареди и ряда других месторождений [Шибистов, 2000].

Прежде чем попытаться выяснить это, необходимо осознать, что такое боксит и какие процессы приводят к формированию месторождений бокситов. В масштабах самой крупной в мире бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго в Гвинее, в пределах которой сосредоточено около 50% мировых ресурсов [Mamedov et al., 2017], подавляющая часть бокситов образовалась за счет латеритного выветривания терригенно-осадочных, существенно глинистых пород вендского, силурий-

ского и девонского возраста, а также мезозойских долеритов.

Расчеты показывают [Mamedov et al., 2019], что в усредненном материнском субстрате содержание SiO_2 и Al_2O_3 в абсолютных значениях составляет 1655 и 440 кг/м³ соответственно, а в бокситах — около 44 и 908 кг/м³ соответственно. Из этих данных становится понятно, что при образовании бокситов хотя и происходит относительное и абсолютное накопление глинозема, но всего в 2 раза с небольшим ($908/44=2,06$), тогда как вынос кремнезема — более чем в 37 раз ($1655/44=37,8$). Следовательно, образование боксита хорошего качества при химическом выветривании обязано не столько процессам концентрации глинозема, сколько высочайшей очистке от кремнезема.

Носитель глинозема в латеритных корах выветривания представлен в основном гиббситом, кремнезема — каолинитом в верхней части глинистого горизонта, иллитом, монтмориллонитом и кварцем — в нижней. Естественно, встает вопрос: позволяют ли физические характеристики этих

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, консультант; e-mail: dr_v.mamedov@mail.ru

² GEOPROSPECTS ltd, director general; e-mail: chausov_alexey@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. сотр.; e-mail: frolikovam@gmail.com

минералов в природных условиях обеспечить их пространственное разделение при переотложении материала кор выветривания, прежде всего отделения гиббсита от каолинита и кварца? В табл. 1 приведены основные физические характеристики этих трех минералов.

Таблица 1

Основные физические характеристики гиббсита, каолинита и кварца

Параметры	Гиббсит	Каолинит	Кварц
Удельный вес, кг/м ³	2,4	2,6–2,63	2,65
Хрупкость	хрупкий, не размокает	хрупкий, размокает	хрупкий, не размокает
Твердость	2,5–3,5	2–2,5	7

Из данных табл. 1 видно, что физические свойства указанных минералов очень близки и нет явных предпосылок, которые позволили бы отделить гиббсит от каолинита и/или от кварца в процессе переотложения, тем более с высокой степенью очистки.

Рассмотрим результаты переотложения продуктов разрушения бокситоносных латеритных кор выветривания в реальных природных условиях бокситорудных районов рассматриваемой провинции.

Объекты и методы исследований. В пределах крупнейшей бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго проведены новые исследования континентальных образований в фациальном профиле в районе крупнейших месторождений высококачественных бокситов (Сангареди, Силидара, НДангара, Бунде-Вааде, Вуассо, Тиapiкуре, Буроре, Бидикум) в бассейне рек Когон и Тингилинта на северо-западе Гвинейской Республики.

Рыхлые образования изучены в фациальных профилях от элювия и элювиально-делювиальных отложений, залегающих на бокситоносных латеритных покровах, на вершинах бовалей до аллювиальных и озерных отложений, как у основания бокситоносных водораздельных пространств (бовалей), так и на удалении от них в породах, претерпевших наиболее значительный перенос и наибольшую сортировку в континентальных условиях. Ранее аналогичный анализ выполнен в бокситорудном районе Дебеле-Киндия вблизи месторождений бокситов группы Дебеле [Мамедов, 1975].

Современные элювиальные образования в рассматриваемом районе изучены на примере 5 месторождений (НДангара, Бунде-Вааде, Вуассо, Тиapiкуре, Буроре) в рамках исследования так называемой рыхлой вскрыши, которая в процессе подготовки к эксплуатации месторождений обычно срезается бульдозерами.

Анализ аллювиальных отложений проводился в наиболее благоприятных условиях ближнего переотложения в долине р. Когон, ниже по тече-

нию реки от месторождений наиболее высококачественных бокситов Сангареди и Силидара. Пробы отбирали в конце сухого сезона, когда от воды освобождаются значительные участки русловых фаций аллювия и появляется возможность пройти шурфы-закопушки на низких поймах долин. Были отобраны и исследованы пробы аллювия различных фаций:

– гравийно-галечные отложения русловых фаций, находящиеся под водой в сухой сезон;

– песчано-гравийные и гравийно-галечные отложения с редкими глыбами, находящиеся в сухой сезон в надводном положении, слагающие русловые косы и прибрежные отмели;

– песчано-глинистые и песчано-гравийные отложения прирусловых фаций (в зоне перехода от русловых фаций к пойменным);

– песчано-глинистые отложения низкой поймы.

Всего отобрано 14 проб современных элювиальных образований и 5 проб аллювиальных отложений в долине р. Когон. Изучен гранулометрический состав проб, проведен рентгенофлуоресцентный анализ, а для уточнения минерального состава материал тонких глинисто-алевритовых фракций исследован с помощью рентгено-дифрактометрического анализа.

Месторождения бокситов в изучаемом районе приурочены к местным возвышенностям и бовалям, в основном к их пологоволнистым и плоскоступенчатым вершинам и верхним пологим частям склонов. Их абсолютная высота составляет от 160 до 290 м с превышением на 45–205 м, соответственно, над днищами главных рек Когон и Тингилинта, имеющими абсолютные отметки 125 и 85 м. Необходимо подчеркнуть, что бокситоносные латеритные покровы развиты преимущественно на верхних геоморфологических уровнях ступенчатого рельефа. На нижних ступенях выположенного рельефа латеритные покровы, как правило, безбокситовые.

Из практики добычных работ в регионе к бокситам относятся породы латеритных кор выветривания, подсчет запасов которых проводится при бортовом содержании Al_2O_3 от 37 до 40%, реже до 45%. Соответственно, средние значения для месторождений этой провинции, подсчитанные при бортовом содержании $Al_2O_3 \geq 40\%$, находятся для Al_2O_3 в диапазоне от 42 до 46% при среднем содержании SiO_2 в основном в пределах 1,5–3%. На этом фоне на отдельных месторождениях средние значения содержания Al_2O_3 повышаются до 48–51%, а на месторождении Сангареди и ряде соседних — до 55–61% в отдельных залежах.

На нижних ступенях рельефа преобладают железистые латериты, в которых содержание Al_2O_3 уменьшается ниже 37%, а содержание SiO_2 повышается не очень существенно — до 4–6% в среднем в верхних 2–4 м латеритных покровов.

Результаты исследований и их обсуждение.

Современный рыхлый элювий на месторождениях бокситов представляет собой гетерогенное образование, состоящее из обломков (от мелкой дресвы до глыб более 30–50 см) местных бокситов, латеритов и сероцветных суглинков, а также железистых пизолитов — аутигенных образований. Мощность этого горизонта меняется в широких пределах — от нескольких сантиметров до 1,5–2 м на залесенных участках пологих склонов бовалей. Эти рыхлые образования почти на полную мощность пронизаны корневой системой травяной и древесно-кустарниковой растительности и выделяются на месторождениях как почвенно-растительный горизонт.

По приуроченности к микроландшафтам эти рыхлые современные образования можно разделить на три группы:

- на плоских участках бовалей с травянистой растительностью;
- на плоских склонах бовалей с древесно-кустарниковой растительностью;
- занимающие промежуточное положение.

Как видно из данных табл. 2, гранулометрический состав этих трех типов почв отличается прежде всего количеством материала мелких (песчано-глинистых) фракций, которого больше на покрытых древесно-кустарниковой растительностью склонах, тогда как на открытых поверхностях бовалей резко преобладают крупные фракции, представленные обломками и глыбами бокситов и латеритов.

Таблица 2

Гранулометрический состав различных фракций современных рыхлых образований на месторождениях бокситов, %

Фракция, мм	Микроландшафтные обстановки на месторождениях бокситов			
	пологие поверхности	промежуточная ситуация	склоны бовалей	среднее
>100	5,9	4,2	13,7	7,9
50–100	12,3	3,5	6,2	7,3
25–50	16,0	6,8	9,4	10,7
12–25	25,5	10,8	12,9	16,4
8–12	16,8	18,2	8,8	14,6
Всего крупные фракции	76,4	43,5	51,4	57,1
5–8	8,3	19,3	6,4	11,3
2–5	7,5	21,7	7,8	12,3
Всего средние фракции	15,8	41,0	14,2	23,6
1–2	2,0	3,9	3,3	3,1
0,5–1	1,6	2,3	12,3	5,4
0,25–0,5	1,2	3,1	8,3	4,2
<0,25	2,9	6,1	10,5	6,5
Всего мелкие фракции	7,8	15,4	34,4	19,2

В среднем в почвенных образованиях преобладает материал крупных и средних фракций. Очень четко наблюдается зависимость химического состава от размерности материала в различных фракциях, что хорошо видно из данных, приведенных в табл. 3.

Прежде всего отметим, что грубообломочные фракции имеют химический состав, близкий к таковому у местных бокситов.

Во фракциях от мелкогравийной до грубопесчаной резко возрастает содержание железа в основном за счет большого количества так называемых почвенных пизолитов. Это округлые обломки гравийной размерности, в которых концентры колломорфной структуры железистого состава обрастают мелкими угловатыми обломками — центрами, образуя округлые формы пизолитов.

В мелко-среднепесчаных фракциях, особенно в алевроито-глинистых, резко увеличивается содержание кремнезема за счет мелкого кварца и глинистого материала.

Важная особенность минерального состава мелких фракций — наличие в них минералов, несвойственных подстилающим бокситам и неустойчивых при латеритном выветривании, таких, как хлорит и калиевые полевые шпаты. В заметном количестве ($\geq 5\%$) появляются глинистые минералы — каолинит и монтмориллонит, также нехарактерные для верхней части латеритного покрова. Это свидетельствует об аллохтонной природе алевроглинистого материала за счет эолового привноса из Сахары ветрами харматтан [Домбровская и др., 1998]. Часть глинистого материала, как это отмечал еще Б.М. Михайлов [Михайлов, Куликова, 1977], обязана регенерации при разложении отмершей травяной растительности, в составе которой установлено присутствие кремния. Рентгенодифрактометрическим анализом установлено значительное, в отдельных определениях до 55%, содержание рентгеноаморфной фазы.

Глинистое вещество также появляется на поверхности в результате деятельности термитов, которые для постройки термитников выносят глину из нижних горизонтов коры выветривания [Bardossy, Aleva, 1990].

Однако подавляющая часть современных рыхлых образований на месторождениях представлена продуктами физического разрушения бокситов и латеритов на месте с возможным плоскостным смещением, т. е. их можно уверенно относить к образованиям элювиального и элювиально-делювиального генезиса.

Влияние эолового материала на состав поверхностных образований можно рассматривать как постоянный фактор, во всяком случае с мифом — времени безусловного существования в Африке пустыни севернее зоны саванны и сахеля.

В песчано-глинистых фракциях присутствует свободный кремнезем, т. е. кварц, который точно (в алевроитовой размерности) принесен из Сахары.

Таблица 3

Химический состав различных фракций почвенного покрова, %

Фракция, мм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
Крупногравийные, галечные и валунные фракции								
>100	1,25	50,44	2,64	20,36	0,02	0,02	0,18	24,46
50–100	1,47	52,48	2,65	17,48	0,02	0,02	0,18	25,09
25–50	1,18	54,65	2,94	15,95	0,02	0,02	0,17	24,48
12–25	0,96	51,82	2,66	20,58	0,01	0,02	0,23	23,09
8–12	0,86	48,36	2,38	26,42	0,02	0,01	0,26	21,08
Грубопесчаные, мелко- и среднегравийные фракции								
5–8	1,33	43,98	2,31	31,56	0,03	0,02	0,3	19,81
2–5	2,65	39,14	2,17	36,96	0,02	0,03	0,34	18,05
1–2	8,6	34,8	2,09	37,4	0,03	0,05	0,32	16,04
Мелко- и среднепесчаные фракции								
0,5–1	34,29	26,14	2,06	16,34	0,12	0,24	0,22	20,02
0,25–0,5	41,73	25,8	2,17	10,6	0,12	0,25	0,19	18,49
<0,25	47,45	23,03	2,17	7,97	0,14	0,29	0,17	18,14
Алевритовые и глинистые фракции								
0,10–0,25	41,54	20,65	2,2	7,95	0,22	0,38	н.о.	25,33
0,04–0,10	40,6	21,35	2,3	7,75	0,18	0,38	н.о.	25,33
<0,04	51,39	17,18	1,93	6,25	0,15	0,3	н.о.	20,91

Таблица 4

Химический состав рыхлых образований и подстилающих бокситов, %

Боваль	Проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	LOI	P ₂ O ₅	CaO	K ₂ O	Σ
НД Ангара	рыхлые	5,27	46,34	20,59	3,61	23,26	н.о.	0,02	0,06	99,23
	боксит	1,43	50,70	17,4	3,44	26,33	н.о.	н.о.	н.о.	99,3
	рыхлые	10,43	43,8	18,83	3,48	22,47	н.о.	0,03	0,1	99,24
	боксит	0,87	57,9	6,8	2,98	30,58	н.о.	н.о.	н.о.	99,4
	рыхлые	11,43	44,03	17,26	3,53	22,75	н.о.	0,03	0,11	99,27
	боксит	0,3	57,20	5,4	6,8	29,56	н.о.	н.о.	н.о.	99,26
Бунде-Вааде	рыхлые	22,02	37,88	14,58	3,91	20,51	н.о.	0,06	0,14	99,16
	боксит	0,93	48,60	17,5	6,69	25,48	н.о.	н.о.	0,01	99,23
	рыхлые	19,42	39,48	18,55	2,58	19,12	0,16	0,02	0,09	99,54
	боксит	2,64	47,2	21	2,58	25,82	0,12	0,03	0,01	99,51
Тиapiкуре	рыхлые	11,8	41,69	22,38	2,3	20,86	0,24	0,05	0,08	99,51
	боксит	1,13	49,1	20,5	3,18	25,24	0,18	н.о.	0,02	99,49
Буроре	рыхлые	7,18	50,88	15,46	2,09	23,42	0,22	0,05	0,06	99,45
	боксит	0,97	54,2	15	2,22	26,83	0,12	н.о.	0,03	99,46
Вуассо	рыхлые	6,47	41,4	28,47	2,57	20,07	0,29	0,03	0,05	99,53
	боксит	2,09	41,2	30,4	2,86	22,59	0,14	0,02	0,02	99,51
	рыхлые	2,45	45,78	26,71	2,78	21,27	0,27	0,03	0,02	99,55
	боксит	1,34	44,4	25,9	3,29	24,17	0,18	0,01	0,02	99,49
Среднее	рыхлые	11,76	43,09	19,22	3,03	21,89	0,23	0,04	0,1	99,31
	боксит	1,1	50,54	17,5	3,58	26,51	0,15	0,01	0,01	99,35

Несмотря на то что в рассматриваемой выборке из 14 проб в большинстве случаев элювиально-делювиальные образования формировались при разрушении бокситов высокого качества (см. состав крупных фракций в табл. 3), их валовый состав большей частью оказывается менее качественным по сравнению с подстилающими бокси-

тами (табл. 4), а в зоне мобилизации материала для последующего переотложения даже не бокситовый. Эти образования относят к рыхлой вскрыше и не вовлекают в эксплуатацию бокситов, так как наряду с высоким содержанием кремнезема в них присутствует большое количество органического вещества.

Таблица 5

Гранулометрический состав аллювиальных отложений р. Когон, %

Фракции, мм	Современные аллювиальные отложения р. Когон				
	галечно-гравийно-песчаные	песчано-гравийные с включениями мелкой гальки		гравийно-песчаные	гравийно-песчано-глинистые
	прибрежная отмель, К-3	обводненное русло, К-1	коса, К-2	переход от русла к пойме, К-4	низкая пойма, К-5
>100	2,5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
50–100	27,54	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
25–50	36,78	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
10–25	19,09	25,35	31,51	49,85	11,11
1–10	11,11	64,98	63,84	32,73	40,74
0,5–1	1,32	4,15	2,33	7,92	13,76
0,25–0,5	0,99	2,77	1,17	6,33	13,76
<0,25	0,66	2,77	1,17	3,17	20,64

Прежде чем перейти к анализу обстановок в зоне возможного накопления переотлагаемого материала, отметим, что между днищами долин рек и вершинами бовалей с бокситами почти повсеместно существуют низкие ступени рельефа, в пределах которых развиты высокожелезистые латериты. Соответственно, с этих участков в зону накопления поступает преимущественно небокситовый материал даже в крупных фракциях.

Из данных гранулометрического анализа 5 проб аллювиальных отложений из долины р. Когон (табл. 5) видно, что практически во всех случаях, независимо от фациальной обстановки, по количеству преобладает (от 52 до 90%) гравийный материал и только на прибрежной отмели больше галечного материала. На низкой пойме, в отличие от русловых фаций, резко увеличивается количество песчано-глинистого материала, от которого русловый аллювий хорошо отмыт. Лишь в переходных фациях количество песчано-глинистого материала увеличивается, но в меньшей степени, чем в пойменных отложениях.

Несмотря на близость к месторождениям бокситов самого высокого качества, даже в крупных фракциях (гравийных и галечно-гравийных) руслового аллювия содержание глинозема относительно высокое (38,7–45%), а минимальное содержание кремнезема не снижается ниже 8,66% (табл. 6). Визуальное описание литологического состава материала фракций показывает, что наряду с гравием и галькой, сложенной бокситами разного качества, присутствуют обломки слабовыветрелых коренных пород — долеритов, песчаников и алевроаргиллитов. Поэтому наблюдается повышенное содержание кремнезема по сравнению с аналогичными фракциями в почвенном горизонте на месторождениях.

В аллювии прибрежной отмели (проба К-3) особенно много обломков коренных пород (в основном роговиков) и железистых латеритов, поэтому во фракциях гравийно-галечной размер-

ности повышено содержание кремнезема и железа. Это объясняется тем, что долина р. Когон в этом районе еще не выработана до базиса эрозии, и в реке обнажаются и размываются местные коренные породы.

В отложениях поймы, в которых около 50% приходится на песчано-глинистую составляющую, как и следовало ожидать, бокситового материала очень мало, и эти отложения далеки по составу от бокситов. Но в них присутствует большое количество обрывков растительности и корней, за счет чего резко увеличиваются потери при прокаливании.

Как показывает валовый состав современного аллювия р. Когон, даже хорошо промытые от мелких фракций русловые фации (пробы К-1, К-2 и К-3) нельзя отнести к кондиционным бокситам, а тем более к потенциальным рудам хорошего качества. Аналогичный результат был получен при изучении современного аллювия р. Саму в районе месторождений бокситов Дебеле и Баландугу [Мамедов, 1975].

В процессе геологоразведочных и картировочных работ в бокситорудных районах провинции Фута Джалон-Мандинго в современном аллювии рек не встречены скопления бокситов, которые можно было бы рассматривать как месторождения механогенно-осадочного генезиса.

Только в одном случае — в аллювии р. Тингилина под горизонтом молодого современного аллювия (с остатками древесины, возраст которой определен в 1600 ± 100 лет) опробован горизонт крупногалечного аллювия более древнего, чем аллювий р. Когон. В табл. 7 приведены химический состав крупногалечных отложений по фракциям и их гранулометрический состав.

Отметим, что на поверхности галек и гравия наблюдалась глинистая пленка. Данные химического анализа глинистой пленки и глины из междугалечного пространства приведены в табл. 8. Из приведенных данных видно, что 59% от валового

Таблица 6

Химический состав (%) современного аллювия р. Когон по фракциям и данные о их гранулометрическом составе (ГС)

Фракция, мм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	RO+R ₂ O	LOI	ГС
Обводненное русло, проба К-1							
>10	9,53	45,00	1,89	20,20	0,36	22,23	25,35
1–10	8,66	42,40	1,81	24,00	0,25	21,98	64,98
0,5–1	20,20	36,90	1,82	20,40	0,37	19,35	4,15
0,25–0,5	27,78	33,70	1,62	18,10	0,45	17,44	2,77
<0,25	28,93	34,50	3,41	14,30	0,56	17,45	2,77
Валовый состав	10,45	42,37	1,87	22,46	0,30	21,68	
Коса, проба К-2							
>10	11,26	44,00	1,96	19,70	0,39	21,99	31,51
1–10	9,02	41,00	1,75	25,40	0,29	21,53	63,84
0,5–1	22,24	32,90	1,61	23,50	0,41	18,31	2,33
0,25–0,5	25,90	33,00	1,87	20,30	0,38	17,62	1,17
<0,25	30,37	29,60	2,76	19,60	0,53	16,24	1,17
Валовый состав	10,48	41,53	1,83	23,43	0,32	21,49	
Прибрежная отмель, проба К-3							
>100	53,55	27,80	1,52	9,10	3,26	4,13	2,50
50–100	32,47	37,10	2,17	11,50	1,97	14,11	27,54
25–50	44,36	27,40	1,61	14,70	2,66	8,58	36,78
10–25	24,62	29,30	1,53	29,20	1,31	13,22	19,09
1–10	9,93	31,60	1,50	37,20	0,38	18,28	11,11
0,5–1	14,63	31,70	1,51	31,70	0,32	18,98	1,32
0,25–0,5	26,77	31,30	1,68	21,10	0,44	17,77	0,99
<0,25	43,98	32,90	2,08	5,80	0,48	14,13	0,66
Валовый состав	33,15	31,04	1,74	19,18	1,91	12,22	
Зона перехода от русла к пойме, проба К-4							
>10	16,06	40,70	1,89	19,90	0,72	19,92	49,85
1–10	10,85	38,70	1,81	25,90	0,31	21,46	32,73
0,5–1	27,10	33,00	1,51	17,50	0,42	19,71	7,92
0,25–0,5	33,52	31,30	2,65	13,60	0,79	17,33	6,33
<0,25	33,99	25,30	5,62	18,80	0,62	14,82	3,17
Валовый состав	16,90	38,35	2,00	21,24	0,66	20,08	
Низкая пойма, проба К-5							
>10	11,38	10,24	1,11	6,75	0,90	69,32	11,11
1–10	16,88	12,63	1,15	8,65	1,06	56,30	40,74
0,5–1	22,50	18,20	1,63	10,50	0,62	42,22	13,76
0,25–0,5	26,00	20,23	1,79	10,05	1,18	33,52	13,76
<0,25	28,10	25,85	1,75	10,75	0,67	28,23	20,64
Валовый состав	20,61	16,90	1,42	9,32	0,92	46,88	

Таблица 7

Химический состав (%) отложений «древнего» аллювия р. Тингилинга по фракциям и их гранулометрический состав (ГС)

Фракция, мм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	LOI	ГС
>100	5,83	57,50	2,46	5,80	0,01	н.о.	н.о.	0,09	27,59	3,13
50–100	4,60	58,10	3,07	5,10	0,01	н.о.	н.о.	0,05	28,33	15,95
25–50	3,33	59,20	3,07	6,20	0,01	н.о.	н.о.	0,06	27,40	19,28
10–25	6,40	55,90	2,64	9,10	0,01	н.о.	н.о.	0,11	25,06	20,55
1–10	27,29	41,10	2,42	10,30	0,04	н.о.	н.о.	0,32	17,69	32,39
0,5–1	37,63	36,30	2,31	7,40	0,04	н.о.	н.о.	0,41	15,12	2,61
0,25–0,5	35,11	27,70	5,99	15,90	0,25	н.о.	н.о.	0,44	13,69	2,61
<0,25	42,42	32,90	2,67	7,50	0,04	н.о.	н.о.	0,53	13,22	3,48
0,1–0,25	48,13	28,74	3,48	6,35	0,16	0,21	н.о.	н.о.	12,70	
0,04–0,1	46,25	29,55	3,05	6,10	0,29	0,27	н.о.	н.о.	12,98	
0,005–0,04	44,55	31,58	2,18	6,20	0,02	0,16	0,086	0,88	13,78	
Валовый состав	15,09	50,09	2,79	8,27	0,03	н.о.	н.о.	0,19	22,76	

Таблица 8

Химический состав (%) галек, их глинистой пленки и глины-заполнителя в гравийно-галечных отложениях «древнего» аллювия р. Тингиланта

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	LOI
Глина с поверхности галек	30,38	45,24	2,80	3,90	0,14	0,12	0,025	0,18	16,36
Гальки из аллювия	4,95	59,25	3,72	8,10	0,01	0,02	0,021	0,034	24,36
Глина из межгалечного пространства	39,38	35,70	2,52	5,50	0,01	0,095	0,044	0,28	16,47

Таблица 9

Химический состав (%) крупногалечного молодого руслового аллювия и отложений поймы р. Тингиланта по фракциям и их гранулометрический состав (ГС)

Фракция, мм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	RO+R ₂ O	LOI	ГС
Аллювий р. Тингиланта, крупные галечники нижней части разреза, Т-2							
>100	2,39	57,50	3,43	6,90	0,05	29,01	20,91
50–100	7,19	53,80	3,00	8,80	0,29	26,26	25,43
25–50	7,10	54,00	2,71	9,90	0,25	25,35	7,11
10–25	9,23	50,50	2,51	12,70	0,22	23,97	34,91
1–10	6,59	43,40	1,92	23,90	0,13	22,96	9,05
0,5–1	11,62	41,80	1,66	21,70	0,15	21,92	0,86
0,25–0,5	24,76	37,20	1,65	16,50	0,22	18,74	0,86
<0,25	47,51	24,00	2,87	12,10	0,33	12,44	0,86
Валовый состав	7,38	51,99	2,78	11,42	0,19	25,45	
Пойменные фации молодого аллювия р. Тингиланта, Т-4							
>1	43,61	28,80	2,54	8,70	0,44	15,24	18,24
0,5–1	48,36	24,30	2,63	9,70	0,44	13,90	37,74
0,25–0,5	30,55	32,70	2,24	15,80	0,33	17,60	18,87
<0,25	50,35	23,20	2,84	9,60	0,43	12,97	25,16
0,1–0,25	48,13	25,28	2,25	8,40	0,34	15,04	
0,04–0,1	58,12	16,34	3,25	6,30	0,41	11,48	
0,005–0,04	48,25	21,03	2,30	6,80	0,92	20,32	
Валовый состав	44,63	26,43	2,59	10,64	0,41	14,61	

состава древнего аллювия представлено крупным гравием и галькой очень высококачественных бокситов, характерных для месторождений группы Сангареди. Пленка на гальках — продукт ресилификации бокситов, так как по данным дифрактометрического анализа в этой глине присутствует (20%) большое количество бёмита, близкое к его содержанию в этих гальках. В то же время в пробе глины из межгалечного пространства отмечено всего 2% бёмита.

Однако по валовому составу эти отложения хотя и отличаются высоким содержанием глинозема, но имеют также недопустимо большое для высококачественных бокситов содержание кремнезема. Кремнезем присутствует в основном в форме каолинита с подчиненным количеством смешанослойных глинистых минералов (иллит-монтмориллонит), а также кварца.

Залегающие выше более молодые галечники, вероятно, образовались в том числе за счет перемива нижележащих (древних) галечников (это в определенной степени условное обозначение, так как верхние галечники, безусловно, голоценовые — современные, а нижние — либо раннеголоценовые, либо позднеплейстоценовые). По-видимому, в процессе перемива произошла более плотная упаковка галек и крупного гравия, их удельное количество увеличилось до 88%, а количество песчано-глинистого цемента уменьшилось. Соответственно, в валовом составе этих галечников уменьшилась концентрация кремнезема. Эти породы уже можно отнести к бокситам достаточно высокого качества (табл. 9, проба Т-2), но с повышенным содержанием реактивного кремнезема (в основном в форме глинистых минералов), что понижает промышленную ценность таких руд.

Таблица 10

Химический состав (%) наименее латеритизированных отложений серии Сангареди

Наименее латеритизированные отложения серии Сангареди, (глубина, м)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ моно	LOI	Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃
Гравийно-галечные, скв. 57024b (36–37)	43,54	37,39	1,77	3,22	0,20	13,05	11,6
Гравийные с песчано-глинистым заполнителем, скв. 57633b (32–34)	42,06	35,87	1,94	5,14	0,20	14,40	7,0
Песчано-глинистые и глинисто-песчаные, скв. 57118b (34,5–35)	41,02	38,84	2,04	3,70	2,17	13,88	10,5
Глины малопесчаные, скв. 58023 (35–36)	43,50	38,57	1,93	1,64	0,25	13,91	23,5

При этом необходимо подчеркнуть, что столь высокое содержание глинозема в гравийно-галечном аллювии р. Тингилинта обязано наличию в зоне мобилизации бокситов экстракачества типа Сангареди. Но в самих бокситах типа Сангареди содержание кремнезема в основном находится на уровне 0,5–1,5%. При этом в материнском субстрате этих конгломерат-гравелитовых, гравелит-песчаниковидных и песчаниковидных бокситов песчано-глинистый заполнитель — цемент чаще был базального типа, т.е. его количество было больше, чем заполнителя пор. Ясно, что исходные материнские отложения серии Сангареди осадочной стадии формирования бокситов по валовому составу были далеки от бокситов, тем более высокого качества. Это подтвердилось тем, что в нижних горизонтах месторождения Сангареди выявлены нелатеритизированные обеленные и ресилифицированные исходные отложения серии Сангареди. В табл. 10 приведен химический состав таких отложений, это практически каолиновые глины с некоторым количеством минералов свободного глинозема.

Отметим, что на поверхности галек бокситов древнего аллювия р. Тингилинта процесс ресилификации уже проявился. Аналогичные факты отмечены и в бассейне р. Саму, причем за несколько тысяч, может быть, за несколько десятков тысяч лет. Легко представить, что произойдет с этими гравийно-галечными отложениями через более длительное геологическое время, имея реальный пример с аллювиально-озерными отложениями серии Сангареди.

Что касается пойменного аллювия р. Тингилинта, то по валовому составу (табл. 9) он, как и аллювий поймы р. Когон, никак не соответствует бокситам. Но и в мелкогравийных и крупнопесчаных фракциях кремниевый модуль (Al_2O_3/SiO_2) меньше 1, т.е. их состав далек от бокситов.

Выводы. 1. Уже в верхней части фациального профиля континентальных образований элювиальных и элювиально-делювиальных генетических типов — в зоне мобилизации продуктов разруше-

ния бокситоносных латеритных покровов — происходит дифференциация их химического состава в соответствии с гранулометрией обломочного материала. Эта закономерность наследуется в зоне накопления переотложенного материала. Соответственно, только крупнообломочные накопления могут приближаться по валовому химическому составу к бокситам, но из-за мелкообломочного, преимущественно глинисто-песчаного заполнителя, всегда присутствующего в этих образованиях, переотложенные бокситы и нижележащие глины не могут образовывать месторождения руд высокого качества.

2. Ни в одном случае наблюдений в рассматриваемом и других районах провинции Фута Джалон-Мандинго песчано-глинистые отложения речных долин и местных озер не привели к образованию механогенно-осадочных залежей бокситов, что связано с невозможностью отделить в природном процессе переотложения мелкие зерна гиббсита от каолинита и кварца. Соответственно, попытки трактовать генезис таких классических латеритных месторождений, как Дебеле, в качестве осадочного в некотором гипотетическом древнем водоеме [Шибистов, 2000] абсолютно безосновательно.

3. Если механогенно-осадочные отложения на стадии их обводнения подвергаются эпигенетическим изменениям в глеевой геохимической обстановке (обелению — выносу железа и ресилификации), то может образоваться новый материнский субстрат, благоприятный (с высоким железистым модулем ($Al_2O_3/Fe_2O_3 > 5$), как это имеет место в древнем аллювии р. Тингилинта или еще более древнем в отложениях серии Сангареди), для последующего латеритного образования по ним бокситовых залежей экстракачества (например, месторождение Сангареди).

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания АААА-А16-116033010105-7, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Домбровская Ж.В., Котельников Д.Д., Слукин А.Д., Шлыков В.Г. Ранние стадии преобразования современных осадков северной аридной зоны Восточной Атлантики // Докл. РАН. Сер. Геол. 1998. Т. 362, № 6. С. 798–802.

Мамедов В.И. Фации современных рыхлых континентальных образований бассейна р. Саму и их возможная бокситоносность // Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975. Вып. 3. С. 104–115.

Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977. 159 с.

Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М. и др. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. М.; Воронеж: Истоки, 2007. 355 с.

Шибистов Б.В. Латериты и континентальные бокситы. Красноярск: КНИИГиМС, 2000. 453 с.

Bardossy G., Aleva G.J.J. Lateritic bauxites // Develop. Econ. Geol. Vol. 27. Elsevier Sci. Publ., 1990. 624 p.

Mamedov V.I., Chausov A.A., Makarova M.A. Principal conditions and geochemical trends in formation of high-grade

bauxite deposits, Republic of Guinea // 16th Intern. Symp. on Water-Rock Interaction (WRI-16) and 13th Intern. Symp. on Applied Isotope Geochemistry (1st IAGC International Conference) E3S Web Conf. Vol. 98. France, 2019. P. 1–5.

Mamedov V., Chausov A., Okonov E. et al. Map of the bauxite potential of the Republic of Guinea (Updated) // 6th Intern. Bauxite-Alumina Symp. «Sustainable development of bauxite & alumina industry in Guinea» (IBAAS). Vol. 6. Guinea, Conakry, 2017. P. 20–25.

Поступила в редакцию 11.09.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 550.837.2:621.396.6

М.С. Судакова¹, М.Л. Владов²**РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ
АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДОНАСЫЩЕННОГО ПЕСКА
В ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОТ –20 ДО +20 °С***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Институт криосферы Земли ТюмНЦ СЦ РАН, 625026, Тюменская обл., г. Тюмень, ул. Малыгина, 86**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, 625026, Tyumen region, Tyumen, Malygina st., 86*

Приведены результаты ультразвуковых измерений с использованием продольных и поперечных волн на образце полностью водонасыщенного среднезернистого песка в диапазоне температуры от –20 до +20 °С, а именно зависимости кинематических и динамических параметров ультразвукового сигнала от температуры, а также от параметра поглощения упругих волн. Предложенный авторами метод позволил рассчитать параметр поглощения P и S волн на ультразвуковых частотах для широкого диапазона температуры. Величина параметра поглощения в области отрицательных и положительных значений температуры отличается в 40–50 раз для P волн и на 2 порядка для S волн. Наблюдается плавное изменение параметра поглощения от –5 °С (–10 °С) до 0 °С для P (S) волн. Поглощение, влияющее на динамические параметры, быстрее реагирует на растепление мерзлого грунта, чем скорость, что наиболее актуально в случае пластичномерзлых пород и при температуре, близкой к 0 °С.

Ключевые слова: ультразвуковые измерения, поглощение, мерзлые грунты, неконсолидированные грунты, динамические характеристики.

In this article we discuss the results of ultrasonic measurements using p and s waves on a sample of full water-saturated sand in the temperature range –20 °С — + 20 °С. The results are: dependence of kinematic and dynamic parameters of the ultrasonic signal on temperature and elastic waves attenuation parameter. We propose method to calculate the attenuation parameter of p and s waves at ultrasonic frequencies for a wide temperature range. The values of the attenuation parameter at negative and positive temperatures differ by 40–50 times for p waves and by 2 orders of magnitude for s waves. A smooth change in the attenuation parameter from –5 °С (–10 °С) to 0 °С for p (s) waves was observed. The attenuation affecting the dynamic parameters reacts faster to the thawing of frozen ground than the waves velocity, which is most relevant in the case of plastic-frozen rocks and at temperatures close to 0.

Key words: ultrasound, attenuation, frozen ground, unconsolidated ground, dynamic characteristics.

Введение. Эффективность косвенных методов определяется наличием корреляционных связей между свойствами среды и измеряемыми параметрами. Для выявления корреляционных связей используют различные методы исследования, как полевые, так и лабораторные измерения, в том числе физическое моделирование.

В сейсморазведке параметры информационного сигнала разделены на кинематический (время прихода) и динамические: амплитуда сигнала, частота, видимый период, спектральный состав. Время прихода сигнала связано с таким свойством среды, как скорость распространения продольных или поперечных волн, которая в свою очередь аналитически связана с упругими характеристиками [Шерифф, Гелдарт, 1987]. Динамические

параметры связаны с поглощением энергии сейсмических или звуковых волн в среде, причем расчет поглощения с использованием динамических параметров более сложная задача, чем расчет скорости волны по времени ее прихода и расстоянию между источником и приемником.

Зависимости значений скорости упругих волн в водонасыщенных дисперсных грунтах разной засоленности от температуры довольно хорошо изучены как отечественными, так и зарубежными исследователями [Воронков и др., 1991; Фролов, 1998; Li et al., 2016]. Изменениям динамических параметров волн, распространяющихся в грунтах при положительных и отрицательных значениях температуры, в литературе уделено намного меньше внимания. Температурная зависимость

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, ст. преп., канд. физ.-мат. н., Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН; e-mail: m.s.sudakova@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, заведующий кафедрой, профессор, доктор физ.-мат. н.; e-mail: vladov@geol.msu.ru

амплитуды и частоты продольных волн полностью водонасыщенных песков анализируется в работе [Dou, 2015], продольных и поперечных волн в песчано-илистых смесях различной водонасыщенности — в [Park, Lee, 2015], резонансная частота сигналов поперечных волн в песчано-глинистых смесях с водонасыщенностью 15% — в [Kim et al., 2018].

Лед в мерзлых породах не только выступает как компонент, характеризующийся упругими параметрами твердого тела, но и как цементирующее вещество для минерального зерна, и вся мерзлая порода характеризуется свойствами монолита [Фролов, 1998; Зыков, 2007; Скворцов и др., 2014; Kang, Lee, 2015]. В талом состоянии цементация отсутствует, и грунт может быть определен как неконсолидированный [Вакулин, 2011]. Изучение упругих свойств при фазовом переходе из условно консолидированного состояния в условно неконсолидированное представляет большой интерес, особенно при условии, что общая теория распространения упругих свойств в неконсолидированной среде, учитывающая дисперсию акустических свойств и поглощение акустической энергии в среде и связывающая свойства акустического сигнала и свойства среды, на данный момент отсутствует [Владов и др., 2016].

Для этого нужно проанализировать изменения кинематических и динамических характеристик сейсмического сигнала на всех стадиях перехода от мерзлого грунта к талому и наоборот. Измерения на физических моделях с контролируемым изменением свойств должны дать новую информацию в существующие представления о среде, а результаты должны уточнить существующие модели или подвинуть к созданию новых. Параметр поглощения, кроме скорости распространения волн, — еще один параметр, который характеризует среду, ее состояние и степень ее линейности или нелинейности.

Скорость волн для мерзлых и талых водонасыщенных грунтов отличается на порядок, тогда как поглощение — на 3 порядка, поэтому значение поглощения может точнее охарактеризовать состояние грунта, что наиболее актуально в случае пластичномерзлых пород и при величинах температуры, близких к 0 °C. Температурная зависимость поглощения продольных и поперечных волн, измеренная резонансным методом при температуре от -10 до +10 °C, приведена в [Wu et al., 2017], однако эти авторы отмечают ненадежность результатов при температуре выше -3 °C вследствие ошибок эксперимента.

Здесь приводятся результаты ультразвуковых измерений с использованием продольных и поперечных волн на образце полностью водонасыщенного среднезернистого песка в диапазоне температуры от -20 до +20 °C. Измерение и описание физико-механических свойств и минерального

состава исследуемого образца выходят за рамки нашего исследования. Сам эксперимент, методика, аппаратура, полученные волновые картины и их изменение во времени описаны и проанализированы в статье [Судакова, Владов, 2019]. Здесь мы остановимся на зависимости кинематических и динамических параметров ультразвукового сигнала от температуры, а также на определении параметра поглощения упругих волн при физическом моделировании в широком диапазоне значений температуры, возникающих при этом проблемах и способах их решения.

Зависимость скорости распространения продольных и поперечных волн и динамических параметров сигналов от температуры. Для исследования были выбраны следующие параметры: скорость распространения волн в образце V , амплитуда «конверта» A : сумма абсолютных значений максимальной и минимальной амплитуды сигнала и центральная частота F , соответствующая максимуму спектральной плотности.

Анализ волновых картин продольных и поперечных волн при измерениях на двух интервалах пробега волн позволил определить поведение кинематических и динамических параметров в процессах замораживания и оттаивания образца. На рис. 1 и 2 приведены графики параметров записи продольных (P) и поперечных (S) волн от температуры, полученные в циклах замерзания и оттаивания. Графики приведены в диапазоне температуры от -20 до +20 °C и от -5 до +5 °C, чтобы нагляднее показать изменения характеристик ультразвукового сигнала в области перехода через 0 °C.

Средняя скорость продольных волн в водонасыщенном талом песке составила ~460 м/с, в мерзлом песке — ~5000 м/с. Средняя скорость поперечных волн в водонасыщенном талом песке составила ~200 м/с, в мерзлом — 3300 м/с. В целом значения скорости P и S волн находятся в пределах, известных по литературным данным [Воронков, 1991; Park, Lee, 2014].

Почти везде значения скорости продольных и поперечных волн, полученных при одной и той же температуре внутри образца, практически полностью совпадают, независимо от того, какой процесс происходит — замерзание или оттаивание, графики имеют характерный вид «ступени». При малых отрицательных величинах температуры значения скорости поперечных волн, полученных в процессе замораживания, больше, чем в процессе оттаивания, т.е. наблюдается явление «гистерезиса». Для продольных волн такой же результат не наблюдается: скорость, полученная при измерениях на базе 4,5 см при замораживании, выше, на базе 10 см — одинаковая. В то же время в работе [Nakano et al., 1972] приведены сведения о наблюдаемом гистерезисе для скорости продольных волн в образцах ила и глины при замораживании

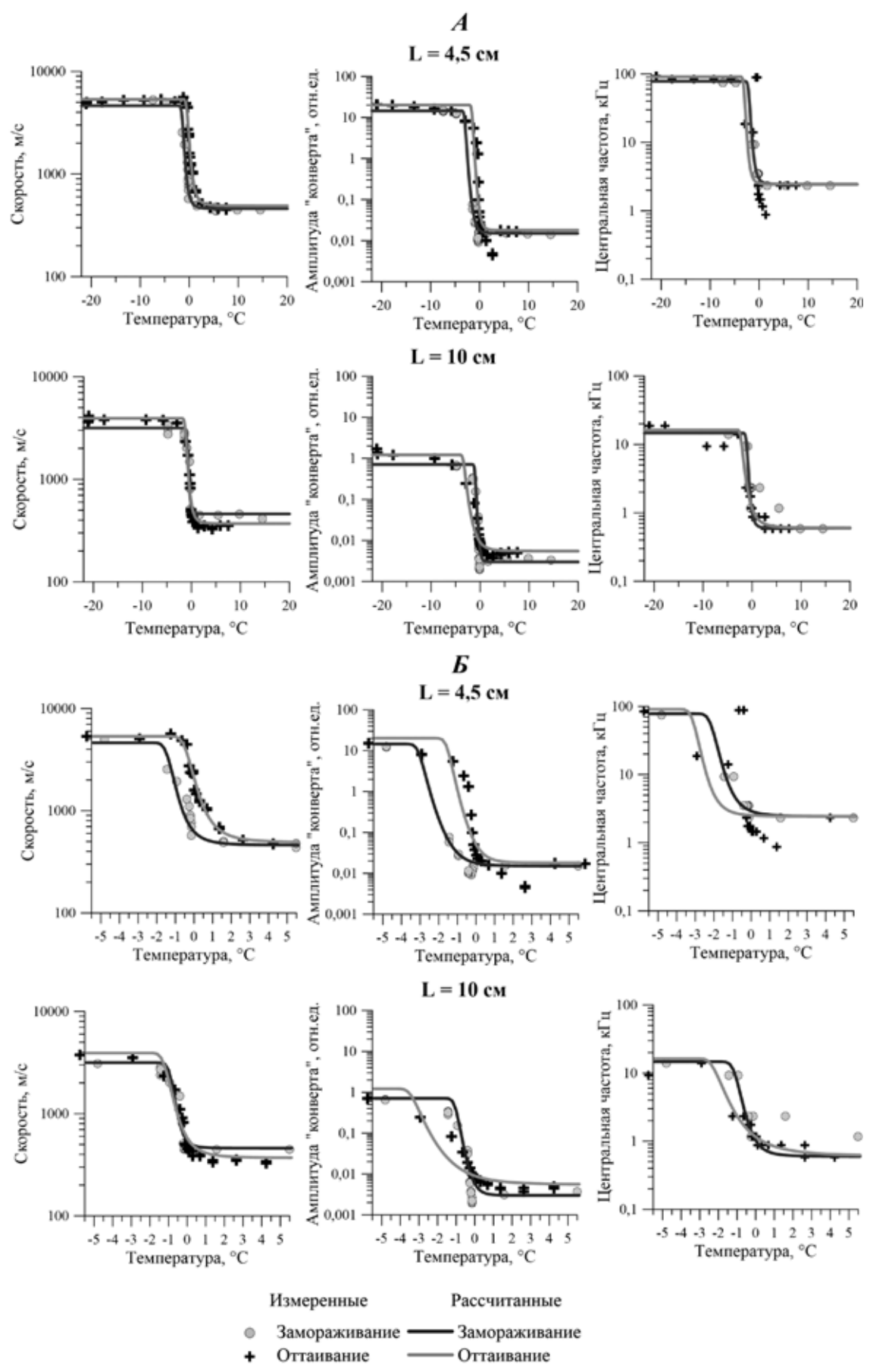


Рис. 1. Зависимость скорости распространения и динамических параметров сигнала продольных волн от температуры: *А* — температура изменяется от -20 до $+20$ °C, *Б* — температура изменяется от -5 до $+5$ °C. Теоретические зависимости рассчитаны по формуле (1). Параметры формулы приведены в табл. 2; *L* — расстояние между датчиками

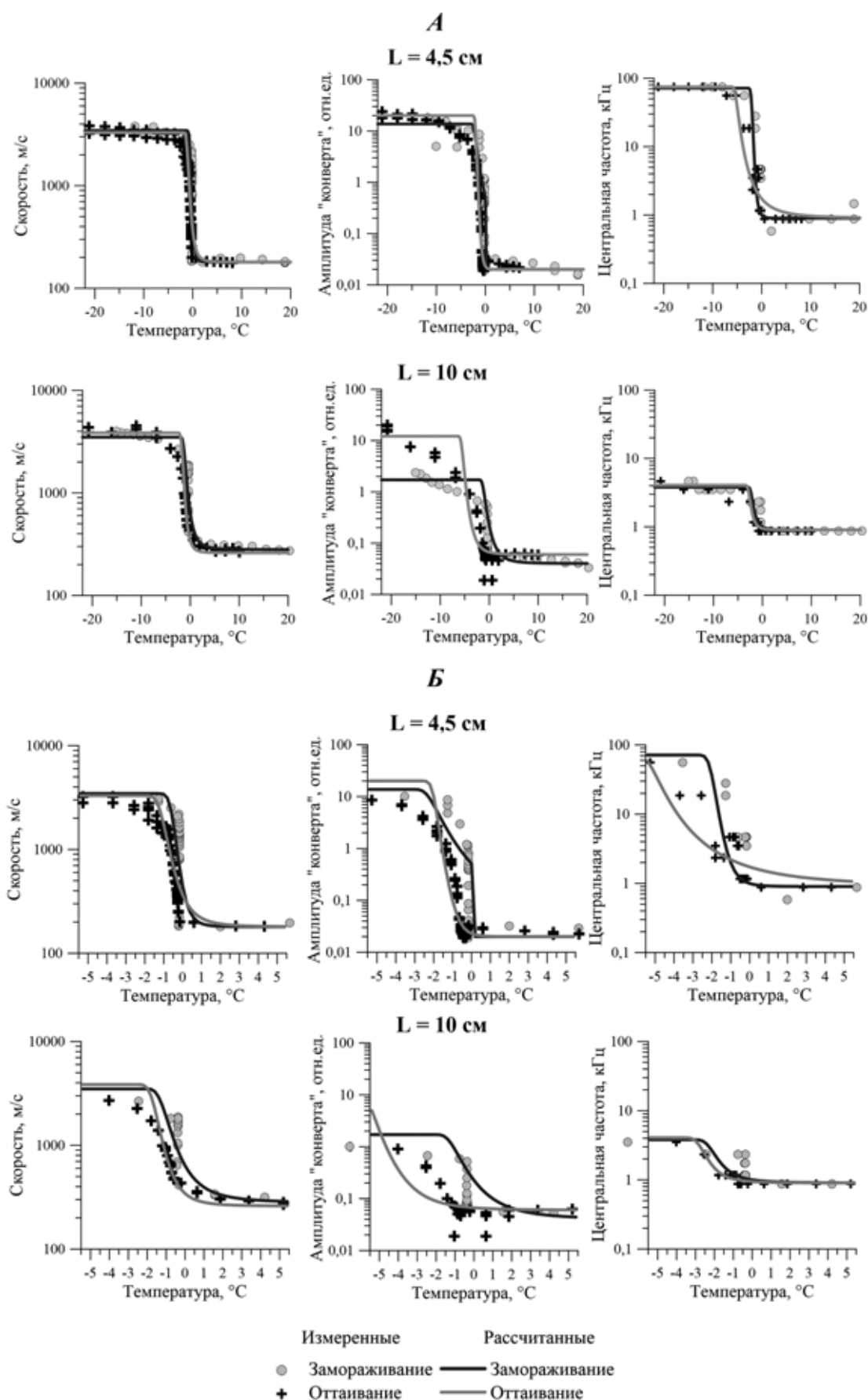


Рис. 2. Зависимость скорости распространения и динамических параметров сигнала поперечных волн от температуры: *А* — температура изменяется от -20 до $+20$ °C, *Б* — температура изменяется от -5 до $+5$ °C. Теоретические зависимости рассчитаны по формуле (1), приведенной в тексте. Параметры формулы приведены в табл. 2; *L* — расстояние между датчиками

и оттаивании при малых отрицательных значениях температуры.

Вид графиков изменения динамических характеристик сигнала повторяет вид графиков скорости. В целом значения амплитуды и частоты сигналов больше в случае меньшего расстояния между датчиками. Центральная частота сигнала почти достигает заявленных в паспорте датчиков 100 кГц только в случае измерений на продольных волнах, когда температура образца составляет около $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, а расстояние между датчиками — 4,5 см. Здесь центральная частота равна 98 кГц. При меньших отрицательных величинах температуры (от -20 до $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$) в случае измерения на поперечных и продольных волнах центральная частота сигнала при расстоянии между датчиками 4,5 см составляет около 80 кГц. При расстоянии между датчиками 10 см центральная частота в мерзлом песке в несколько раз меньше 100 кГц: 15–20 кГц для продольных волн и ~ 5 кГц в случае поперечных. В итоге центральная частота сигнала ниже заявленной и ее значение ниже при большем расстоянии между датчиками. Этот факт свидетельствует о частотно зависимом поглощении энергии упругих волн в образце, которое может быть вызвано наличием незамерзшей воды, газа, неоднородностью образца, что наблюдается даже при температуре значительно ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. При положительной температуре центральная частота сигнала ожидаемо ниже паспортной на 2 порядка: одним из авторов статьи был получен и опубликован аналогичный результат [Владов и др., 2016]. Центральная частота продольных волн составляет 2,4 кГц при расстоянии между датчиками 4,5 см и 0,6 кГц при расстоянии 10 см, а поперечных — 1,5 и 0,9 кГц соответственно.

В случае мерзлого образца амплитуда сигнала на 3 порядка больше, чем для талого, как для продольных, так и для поперечных волн, независимо от расстояния между датчиками. При расстоянии между датчиками 10 см амплитуда примерно в 3 раза меньше при положительной температуре и в 2–10 раз при отрицательной температуре, чем при расстоянии 4,5 см. Исключение составляет случай измерения на поперечных волнах при оттаивании образца — в этом случае амплитуда на расстоянии 10 см сравнима и даже больше, чем на расстоянии 4,5 см. Такой результат можно отнести к ошибкам, связанным с неконтролируемым прижимом датчиков.

Эффект «гистерезиса» наблюдается не только для скорости, но и для динамических параметров поперечных волн при высокой отрицательной температуре (до $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Значения центральной частоты и амплитуды «конверта» для одной и той же температуры в цикле оттаивания меньше, чем в цикле заморзания. По нашему мнению, этот эффект объясняется неравномерным промерзанием и оттаиванием образца в условиях эксперимента [Судакова, Владов, 2019].

Попытка представить полученные зависимости в виде математического выражения приводит к следующей аппроксимационной формуле:

$$f(t) = \begin{cases} f_{\max}, & t < t_{tr} \\ \frac{f_{\max} - f_{\min}}{(1 + t_{tr})^N} + f_{\min}, & \end{cases} \quad (1)$$

где $f(t)$ — зависимость скорости, амплитуды или центральной частоты от температуры, t — температура, $^{\circ}\text{C}$; f_{\max} — максимальное значение функции, достигаемое при отрицательной температуре; f_{\min} — минимальное значение функции, достигаемое при положительной температуре; t_{tr} — температура начала перехода от максимального значения к минимальному; N — показатель степени; f_{\max} и f_{\min} — измеренные значения; t_{tr} и N подбирались отдельно для каждого параметра и цикла заморзания или оттаивания путем приближения рассчитанной зависимости к экспериментальной методом наименьших квадратов.

Параметры зависимостей t_{tr} и N для скорости, центральной частоты и амплитуды сигнала для разных типов волн приведены в табл. 1. Для динамических характеристик температура начала перехода из одного состояния в другое (t_{tr}) ниже, чем для скорости. Это свидетельствует о том, что динамические параметры сигнала быстрее реагируют на начало изменений в образце, на разрушение цементации и появление жидкой воды, а значит, по значению поглощения возможна более точная оценка состояния мерзлого грунта.

Таблица 1

Параметры температурных зависимостей (вид зависимости — формула (1)) скорости продольных и поперечных волн и динамических характеристик ультразвукового сигнала

Тип волн	Процесс	L, см	Параметр	Скорость	Амплитуда конверта	Центральная частота
Продольные (Р) волны	замораживание	4.5	N	4	6	4
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-2,2	-4	-3
		10	N	6	8	5
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-1,8	-2	-2
	оттаивание	4.5	N	3,6	7	5
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-1,2	-2,5	-4
		10	N	4	4	3
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-2	-4,2	-3
Поперечные (S) волны	замораживание		N	6	3	6
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-1,5	-3	-3
			N	3	3	3
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-2	-2	-3
	оттаивание		N	4	8	2,5
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-2	-3	-6
			N	4	4	3,33
			$t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$	-2,5	-6,5	-3,6

Примечания. $t_{tr},\text{ }^{\circ}\text{C}$ — температура начала перехода из мерзлого состояния в талое или наоборот; N — показатель степени.

Оценка параметра поглощения. Значения динамических параметров сигнала и их зависимость от расстояния между датчиками свидетельствует о наличии частотно зависимого поглощения в образце; более того, изменение поглощения, влияющего на динамические параметры, занимает на температурной шкале больший интервал, чем скорость. Если значения скорости продольных и поперечных волн выходят на асимптоту при температуре от $-1,2$ до $-2,5$ °C, то динамические параметры — при температуре от -2 до $-6,5$ °C (табл. 1), поэтому целесообразно определение поглощения и его зависимости от температуры.

Поглощение зависит от частоты $\beta = \beta(\omega)$, зависимость поглощения от частоты может быть аппроксимирована линейной функцией: $\beta(\omega) = \beta_0\omega$, где $\beta_0 = \text{const}$.

Методы оценки параметра поглощения. К наиболее известным методам расчета параметра поглощения относятся метод уменьшения амплитуды, метод спектральных отношений и метод сдвига центральной частоты.

Метод уменьшения амплитуды применяется во временной области и имеет ряд принципиальных недостатков, которые делают его практически непригодным для применения как при расчете поглощения по полевым данным, так и по данным лабораторных измерений. Это необходимо для учета отражения и преломления на границах, интерференции с другими сигналами; метод никак не учитывает изменения частотного состава при прохождении среды волной. В лабораторных измерениях на одинаковых образцах разной длины метод требует соблюдения постоянства условия возбуждения и приема, т.е. постоянной силы контакта и прижима датчиков, что в большинстве случаев не представляется возможным. Результаты расчета параметра поглощения таким методом содержат ошибки и здесь не приводятся.

Метод спектральных отношений впервые был описан в работе [Sams, Goldberg, 1990]. Суть метода состоит в определении параметра поглощения через отношения спектров сигналов $S_1(\omega)$ и $S_2(\omega)$, прошедших путь h_1 и h_2 соответственно, где $\Delta h = h_2 - h_1 > 0$:

$$\beta_0 = \frac{1}{\Delta h} \frac{d \left(\ln \frac{S_1(\omega)h_1}{S_2(\omega)h_2} \right)}{d\omega}. \quad (2)$$

Метод спектральных отношений требует минимальных предположений о свойствах среды и параметрах сигнала. С его помощью анализируется перераспределение энергии сигнала по частотам, поэтому этот метод не требует компенсации за частотно независимые факторы, абсолютное значение амплитуды сигнала не принципиально. В контексте лабораторных измерений это означает, что рассматриваемый метод не чувствителен к

погрешностям в контакте датчиков и образца, и поэтому его можно применять для расчета поглощения с использованием сигналов, полученных в результате разных измерений на одном и том же образце на разных «базах» или на двух одинаковых образцах разной длины.

В то же время этот метод накладывает определенные ограничения на анализируемые спектры сигналов. Во-первых, смещение спектра в сторону более низких частот для сигнала, прошедшего путь h_2 , относительно h_1 , должно превосходить погрешность измерений и погрешность вычисления спектров. Во-вторых, разница в положении амплитудных спектров на частотной оси не должна быть слишком большой, т.е. спектры должны перекрываться в области, где амплитуда сигналов составляет $\geq 0,5$ от максимума. Иными словами, значение Δh должно быть подобрано таким образом, чтобы спектры сигналов удовлетворяли вышеуказанным условиям. По сути, это означает, что хотя бы порядок параметра поглощения β_0 должен быть известен заранее, что не всегда возможно. Кроме того, для правильного расчета спектров необходимо наличие целых импульсов, без интерференции.

В методе сдвига центральной частоты параметр поглощения вычисляется через разницу в центральных частотах. Этот метод также не требует компенсации за частотно независимые факторы. Его можно использовать всегда, когда сигналы, прошедшие пути h_1 и h_2 , или спектры этих сигналов, можно аппроксимировать какой-то одной аналитической функцией. Применяют аппроксимацию сигнала импульсом Риккера [Zhang, Ulrych, 2002] или аппроксимацию спектра сигнала распределением Гаусса [Quan, Harris, 1997]. Формула для оценки параметра поглощения сигналов, имеющих форму импульса Риккера, выглядит следующим образом:

$$\beta_0 = 2 \frac{\omega_0^2 - \omega_f^2}{\omega_0^2 \omega_f \Delta h}. \quad (3)$$

Если же для сигналов подобрать аналитическую функцию не представляется возможным, то с помощью этого метода параметр поглощения можно только оценить.

Метод сравнения с эталоном — способ применения метода спектральных отношений. Этим способом можно пользоваться, когда нет наблюдений на разных базах, чтобы реализовать метод спектральных отношений в его классической постановке.

Суть метода сравнения с эталоном заключается в следующем. Пусть существует эталонный образец, в котором известны параметры распространения ультразвукового сигнала $\beta_1(\omega) = \beta_{01}\omega^\gamma$, $\beta_{01} = \text{const}$, $\gamma = 1$, тогда спектр сигнала, прошедшего в эталонном образце путь h_1 , можно выразить формулой (2).

Выразим поглощение в исследуемом образце через поглощение в «эталоне». Пусть длина образца равна длине эталона h_1 , тогда спектр сигнала, прошедшего путь h_1 в образце, равен

$$S_2(j\omega) = S_0(j\omega) \frac{1}{h_1} e^{-\beta_2(\omega)h_1} e^{\frac{j\omega h_1}{V}}, \quad (4)$$

где β_2 и V — параметр поглощения и скорость в образце;

$$\frac{S_1(\omega)}{S_2(\omega)} = \exp[-\beta_1(\omega)h_1 + \beta_2(\omega)h_1], \quad (5)$$

$$\beta_2(\omega) = \frac{1}{h_1} \left(\ln \frac{S_1(\omega)}{S_2(\omega)} + \beta_1(\omega) \right), \quad (6)$$

где $\beta_0(\omega)$ известно.

Аналогичную зависимость можно получить, если образец и «эталон» имеют разную длину. Для метода эталона действуют те же ограничения, что и для метода спектральных отношений.

На рис. 3, А приведены примеры спектров сигналов датчиков продольных волн, полученных в цикле заморозания. Спектры сигналов, полученные на разных базах, имеют область перекрытия только при положительной температуре. После достижения 0 °С спектры перестают перекрываться, «разъезжаются» на температурной шкале, и операция деления становится неправомерной. Такое соотношение спектров наблюдается для всех типов волн как в процессе замораживания, так и в процессе оттаивания. Причина этого заключается в слишком большой разнице баз измерений для конкретного состояния грунта.

Для определения параметра поглощения можно использовать метод спектральных отношений только для случая образца при положительной температуре. При температуре от 0 °С и ниже такой расчет невозможен. В этой ситуации для определения параметра поглощения авторы предлагают использовать метод эталонов.

Для определения параметра поглощения в замерзшем образце в качестве эталона использовался плексиглас. Ультразвуковые измерения по той же методике и с той же аппаратурой [Судакова, Владов, 2019] были сделаны на двух плексигласовых цилиндрах диаметром 7 см и длиной 7 и 15 см. На рис. 3, Б приведены спектры сигналов, полученных при измерениях на плексигласе и на образце при отрицательной температуре. Видно, что условия, необходимые для применения метода сравнения с эталоном, соблюдены: наблюдается смещение спектра в область низких частот, и спектры перекрываются по уровню 0,5 от максимума, причем спектры сигналов, полученных на цилиндрах из плексигласа с датчиками поперечных волн, почти не отличаются по максимуму при условии, что разница пробега сигналов отличается больше чем

в 2 раза, что свидетельствует о неодинаковой силе прижима датчиков.

В плексигласе параметр поглощения определялся по методу спектральных отношений (формула 2), он получился равным $3 \cdot 10^{-7}$ для продольных волн и $1 \cdot 10^{-7}$ для поперечных.

Результаты расчета параметра поглощения по экспериментальным данным. Значения параметра поглощения определяли тремя методами: в области положительной температуры — методом спектральных отношений, в области больших значений отрицательной температуры — методом сравнения с эталоном и для всех значений температуры — методом сдвига центральной частоты. Сигналы, полученные в результате наших измерений, аппроксимировать импульсом Риккера невозможно (волновые картины на продольных и поперечных волнах в циклах заморозания и оттаивания приведены в работе [Судакова, Владов, 2019]), поэтому с помощью метода сдвига центральной частоты параметр поглощения можно только оценить, и здесь он не является основным методом расчета.

На рис. 4, А приведены значения параметра поглощения, рассчитанного методом спектральных отношений (в области положительной температуры), методом сравнения с эталоном (в области отрицательной температуры) и методом сдвига частоты.

Параметр поглощения P - и S -волн, рассчитанный методом сдвига центральной частоты, в области отрицательной температуры для расстояния между датчиками («базы») 10 см на порядок больше, чем β_0 для «базы» 4,5 см.

В области положительной температуры в случае заморозания значения параметра поглощения P -волн, измеренного методом спектральных отношений, на порядок меньше значений, полученных методом анализа сдвига центральной частоты, при этом значения, полученные для разных «баз», практически совпадают. В процессе оттаивания в области положительной температуры значения β_0 продольных волн совпадают при расчете методом деления спектров и методом сдвига центральной частоты для случая разного расстояния между датчиками.

Значения параметра поглощения S -волн в области отрицательной температуры, определенные по методу сравнения с эталоном и методом сдвига центральной частоты на «базе» 4,5 см, практически совпадают. В области положительной температуры значения β_0 , полученные методом сдвига центральной частоты, на порядок больше β_0 , полученного методом деления спектров.

При этом, что особенно важно, значения β_0 , рассчитанные в области ± 0 °С разными методами, имеют один порядок или даже отличаются в пределах 10%. Поэтому для построения температурных кривых параметра поглощения продольных и поперечных волн в процессе заморозания

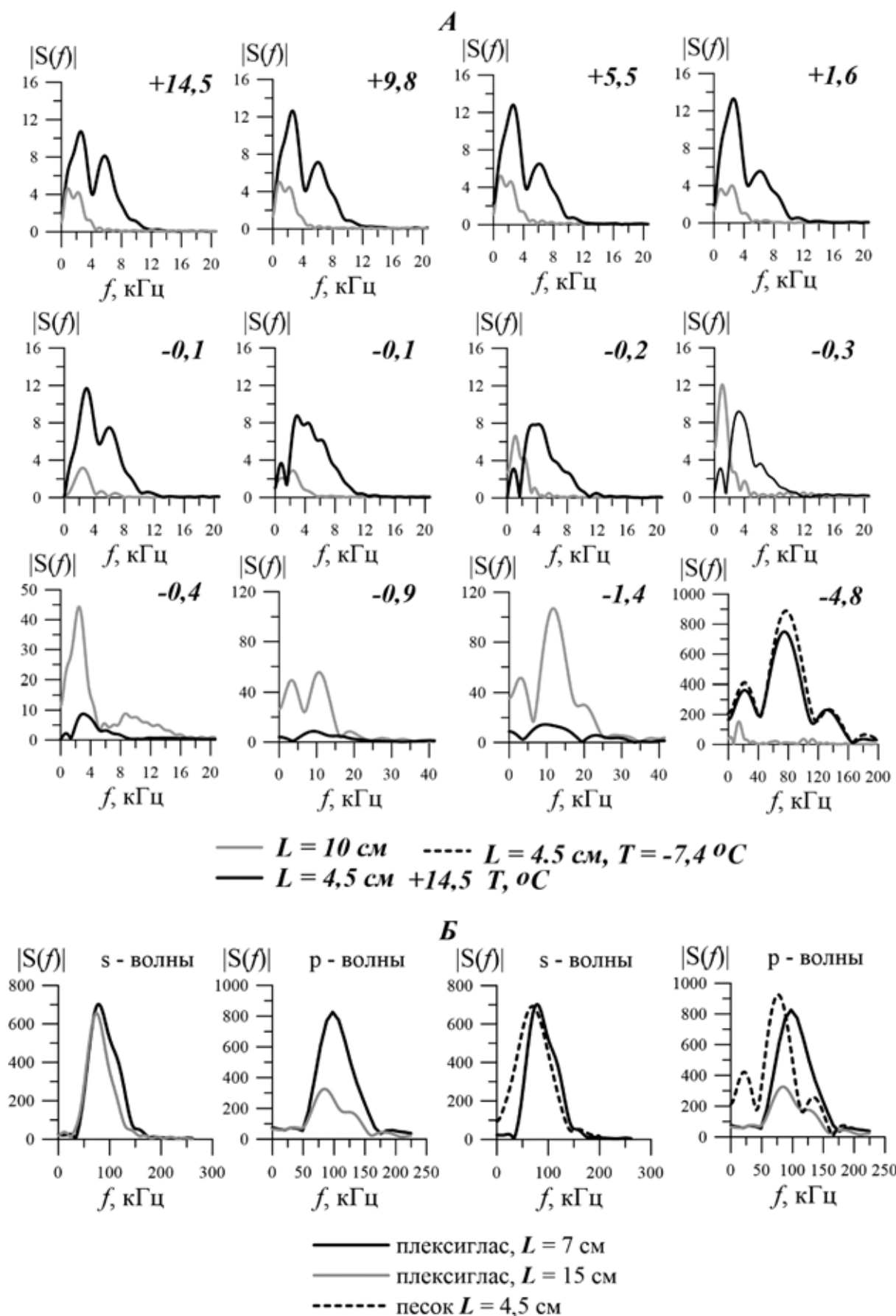


Рис. 3. Примеры спектров сигналов продольных волн в цикле заморозки при разных значениях температуры (T) внутри образца и разных расстояниях (L) между датчиками (A) и спектры сигналов на образце плексигласа разной длины (L) и на мерзлом образце водонасыщенного песка (B). В случае P-волн температура образца равна -8 °C, в случае S-волн температура образца равна -6 °C

и оттаивания во всем температурном диапазоне был использован следующий принцип: в области положительной температуры использованы значения β_0 , полученные методом деления спектров, в области отрицательной температуры — значения β_0 , полученные методом сравнения с эталоном, и в области фазового перехода использованы значения, полученные методом сдвига центральной частоты.

Для применения методов деления спектров и сравнения с эталоном соблюдены все требования; правомерность использования значений, полученных методом сдвига центральной частоты в области $-5 \div 0^\circ\text{C}$, доказана соблюдением равенства значений β_0 в общих точках.

Результирующие кривые зависимости от температуры параметра поглощения продольных и поперечных волн в процессе заморозания и оттаивания в температурном диапазоне от -20 до $+20^\circ\text{C}$ приведены на рис. 4, Б. Полученные значения поглощения для полностью заморозшего или немерзлого образца приведены в табл. 2. Значения параметра поглощения в области отрицательной и положительной температуры отличаются в 40–50 раз для P -волн и на 2 порядка для S -волн. Наблюдается плавное изменение параметра поглощения от -5°C (-10°C) до 0°C для P -(S -) волн.

Таблица 2

Полученные значения поглощения для полностью заморозшего или немерзлого образца

Процесс/ Тип волны	$P+$	$P-$	$S+$	$S-$
Замораживание	$40 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$17 \cdot 10^{-4}$	$0,14 \cdot 10^{-4}$
Оттаивание	$50 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$35 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$

Примечания. $P+$ — продольные волны, положительная температура; $P-$ — продольные волны, отрицательная температура; $S+$ — поперечные волны, положительная температура, $S-$ — поперечные волны, отрицательная температура.

Отличительная особенность температурных кривых параметра поглощения продольных и поперечных волн как в процессе заморозания, так и в процессе оттаивания — скачок значения в области 0°C . Аналогичный эффект описан в работе [Wu et al., 2017] для засоленной почвы в районе точки заморозания -3°C .

Закключение. Почти во всех точках температурной кривой значения скорости волн (продольных или поперечных), полученных при одной и той же температуре внутри образца, совпадают в циклах заморозания и оттаивания. Независимо от того, какой процесс происходит — заморозания или оттаивания, графики имеют характерный вид «ступени». Средняя скорость продольных волн в водонасыщенном талом песке составила ~ 460 м/с, в мерзлом песке — ~ 5000 м/с. Средняя скорость поперечных волн в водонасыщенном талом песке — ~ 200 м/с, в мерзлом — 3300 м/с.

При небольших отрицательных значениях температуры (от -2°C и выше) значения скорости

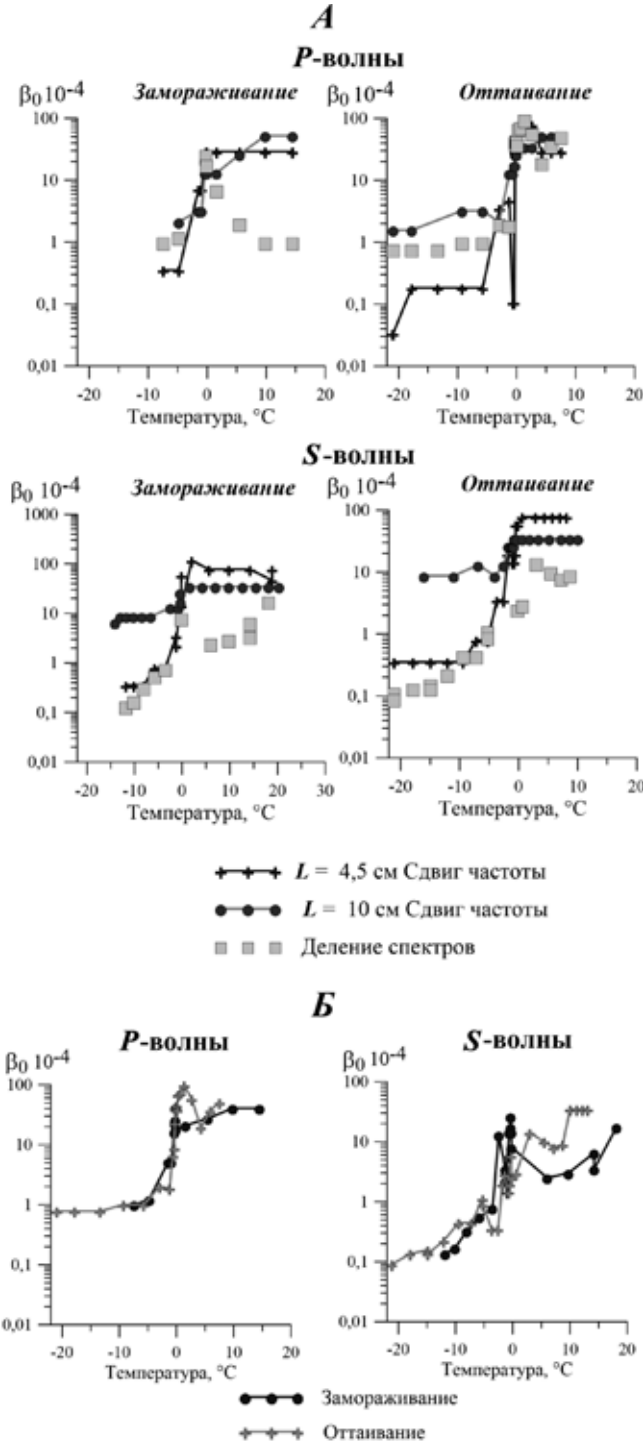


Рис. 4. Параметр поглощения (β_0), определенный тремя методами, в области положительной температуры значение β_0 определялось по методу деления спектров в классической постановке [Quan, Harris, 1997], в области отрицательной температуры — в модифицированном виде (метод эталонов) (А); результирующие кривые параметра поглощения, составленные по результатам расчета несколькими методами (Б)

поперечных волн, полученных в процессе заморозания при понижении температуры, больше, чем в процессе оттаивания при повышении температуры: наблюдается явление «гистерезиса». Эффект «гистерезиса» также наблюдается не только для скорости, но и для динамических параметров поперечных волн, причем в большем интервале

отрицательных значений температуры (от -6°C и выше). На наш взгляд, этот эффект объясняется неравномерным промерзанием и оттаиванием образца водонасыщенного среднезернистого песка в условиях эксперимента. Для параметров продольных волн эффект гистерезиса не наблюдается.

Предложенный метод позволяет рассчитать параметр поглощения P - и S -волн на ультразвуковых частотах для широкого диапазона температуры. Значения параметра поглощения в области отрицательной и положительной температуры отличаются в 40–50 раз для P -волн и на 2 порядка для S -волн. Наблюдается плавное изменение параметра поглощения от -5°C (-10°C) до 0°C для P (S) волн. Отличительная особенность температурных кривых параметра поглощения продольных и поперечных волн, как в процессе замерзания, так и в процессе оттаивания, — скачок значения в области 0°C .

Таким образом, область отрицательных значений температуры с точки зрения акустических свойств разбивается на 2 части, что хорошо известно по температурным зависимостям скорости волн, причем в основном продольных [Фролов, 1998]. Область изменения параметра поглощения на температурной кривой занимает большую часть,

чем область изменения скорости: температурная кривая скорости продольных и поперечных волн в полностью водонасыщенном песке выходит на асимптоту при температуре около -2°C , в то время как изменение параметра поглощения наблюдается от -5°C (-10°C) до 0°C для P (S)-волн. Этот эффект наблюдается как в процессе замерзания, так и в процессе оттаивания.

Поглощение, влияющее на динамические параметры, быстрее реагирует на изменение состояния мерзлого полностью водонасыщенного песка, чем скорость, что наиболее актуально в случае пластичномерзлых пород и при близкой к 0°C температуре. Кроме скорости распространения упругих волн, параметр поглощения характеризует неоднородность грунта, наличие незамерзшей воды даже при отрицательной температуре до -5 – -10°C .

Зависимость поглощения и скорости продольных и поперечных волн от влажности, физико-механических свойств и минерального состава исследуемого образца в процессе фазового перехода — предмет дальнейших исследований, входящих в планы авторов.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 16-17-00102).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вакулин А.А. Основы геокриологии: Учеб. пособие. 2-е изд. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 2011. 220 с.

Владов М.Л., Стручков В.А., Токарев М.Ю. и др. Об ультразвуковых измерениях на образцах неконсолидированных сред // Геофизика. Вып. 2. М.: Ред.-изд. центр ЕАГО (Тверь: Полипресс), 2016. С. 24–31.

Воронков О.К., Моторин Г.А., Михайловский Г.В., Кунцевич С.П. Сейсмогеологические классификации грунтов криолитозоны // Криосфера Земли. 1991. Т. 1, № 3. С. 47–54.

Дучков А.Д., Дучков А.А., Пермяков М.Е. и др. Лабораторные измерения акустических свойств гидратосодержащих песчаных образцов (аппаратура, методика и результаты) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 6. С. 900–914.

Зыков Ю. Д. Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 234 с.

Скворцов А.Г., Садуртдинов М.Р., Царев А.М. Сейсмические критерии идентификации мерзлого состояния горных пород // Криосфера Земли. 2014. Т. 18, № 2. С. 83–90.

Судакова М.С., Владов М.Л. Экспериментальное исследование акустических свойств водонасыщенного песка в интервале температур -20 – $+20^{\circ}\text{C}$ // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. №??.

Фролов А. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.

Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. Т. 1: История, теория и получение данных. М.: Мир, 1987. 448 с.

Carcione J.M., Seriani G. Seismic and ultrasonic velocities in permafrost // Geophys. Prosp. 1998. Vol. 46. P. 441–454.

Dou S. Field and laboratory investigations on seismic properties of unconsolidated saline permafrost: Ph.D. Dis-

sertation // Earth and Planet. Sci. in the Graduate Division. University of California, Berkeley, 2015.

Kang M., Lee J.S. Evaluation of the freezing–thawing effect in sand–silt mixtures using elastic waves and electrical resistivity // Cold Reg. Sci. Technol. 2015. Vol. 113. P. 1–11.

Kim S.Y., Hong W.-T., Lee J.-S. Silt fraction effects of frozen soils on frozen water content, strength, and stiffness // Construction and Building Materials. 2018. N 183. P. 565–577.

Li D., Huang X., Ming F., Zhang Y. The Impact of unfrozen water content on ultrasonic wave velocity in frozen soils, Advances in Transportation Geotechnics 3: The 3rd Intern. Conf. on Transportation Geotechnics, Proced. Engineering. 2016. Vol. 143. P. 1210–1217.

Nakano Y., Martin R., Smith M. Ultrasonic velocities of the dilatational and shear waves in frozen soils // Water Res. Res. 1972. Vol. 8, N 4. P. 1024–1030.

Park J.-H., Lee J.-S. Characteristics of elastic waves in sand–silt mixtures due to freezing // Cold Regions Science and Technology. 2014. N 99. P. 1–11.

Quan Y., Harris J.M. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method // Geophysics. 1997. Vol. 62, N 3. P. 895–905.

Sams M., Goldberg D. The validity of Q estimates from borehole data using spectral ratios // Geophysics. 1990. Vol. 55. P. 97.

Wu Y., Nakagawa S., Kneafsey T.J. et al. Electrical and seismic response of saline permafrost soil during freeze – thaw transition // J. Applied Geophysics. 2017.

Zhang C., Ulrych T.J. Estimation of quality factors from CMP records // Geophysics. 2002. Vol. 67, N 5. P. 1542–1547.

Поступила в редакцию 09.09.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.34.062

М.В. Алёшкин¹МЕТОДИКА ПОДАВЛЕНИЯ ПОВТОРНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ
ПНЕВМОИСТОЧНИКА В МОРСКОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ
НА МЕЛКОВОДЬЕ*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Наряду с электроискровыми и электродинамическими источниками, используемыми в основном в работах, направленных на исследование верхней части разреза, к числу невзрывных источников, получивших широкое распространение, относятся пневматические источники. Этот тип источников в теории соответствует всем требованиям, предъявляемым к геофизической аппаратуре. Основная проблема, осложняющая работу, заключается в наличии интенсивных пульсаций, большой длительности излучаемых сигналов, а также в не очень высокой надежности некоторых конструкций.

Особенно остро встает проблема пульсаций при работах на мелководье. Малая глубина воды не позволяет извлечь сигнатуру, приемлемую для построения результирующего оператора, из данных в связи с интерференцией пульсаций от прямой волны с дном, а оператор подавления, извлеченный из теоретической сигнатуры, часто дает неприемлемый результат.

Для решения проблемы подавления вторичных пульсаций от пневмоисточников на мелководье предлагается совокупное использование информации о вторичных пульсациях, извлеченной из прямой волны и извлеченной из донного отражения, предсказывающей деконволюции по форме сигнала и алгоритмам адаптивного вычитания.

Ключевые слова: пневмоисточники, морская сейсморастворка, сигнатурная деконволюция, вторичные пульсации, волна-спутник.

Also, as electric spark and electrodynamic sources, used mainly in works of the upper part of the section, non-explosive sources, which have become widespread, include pneumatic sources. This type of sources meets all the requirements for geophysical equipment. The main problem of such kind of sources is the presence of intense pulsations, long duration of the emitted signals, as well as not very reliability of some clusters.

Especially topical is the problem of pulsations during the shallow water acquisitions. The shallow water depth does not allow to extract the signature acceptable for the construction of the effective operator from the data due to the interference of pulsations from the direct wave with the bottom, and the suppression operator which extracted from the theoretical signature, often gives an unacceptable result.

To solve the bubble oscillation problems in shallow-water acquisition, it is proposed to use combined information of bubble oscillation extracted from a direct wave, extracted from bottom reflection, waveform predicting deconvolution and adaptive subtraction algorithms.

Key words: air guns, marine seismic, signature deconvolution, bubble oscillations, ghost-wave.

Введение. Проблема образования и подавления вторичных пульсаций источника типа центр расширения (в частности, пневмоисточника) при морских работах хорошо изучена теоретически. Процессы образования, распространения и затухания волн описаны в литературе по морской сейсморастворке, например в [Баум и др., 1975]. На практике же геофизики часто сталкиваются с несовершенством системы наблюдений и аппаратуры. Рассмотрим эту проблему на примере пневмоисточника. К одному из популярных подходов к подавлению вторичных пульсаций можно отнести использование пневмопушек с особым устройством пневмокамер. В парогазовую полость,

образовавшуюся после срабатывания источника, происходит вторичный выпуск воздуха. При таком подходе происходит резкое уменьшение скорости схлопывания полости, в результате пульсация ослабляется. В пневмоисточниках такого вида используются две воздушные камеры. После срабатывания первой камеры (генератор) и расширения полости до максимального радиуса происходит срабатывание второй камеры (инжектор). При правильном подборе объемов таких пневмокамер ($I = G \cdot n$, где $n = 3, 4$) можно добиться почти полного подавления пульсаций, но общий КПД такой системы, соответственно, будет ниже в n раз [Гуленко, 2003]

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, аспирант; e-mail: mark_aleshkin@mail.ru

Гидродинамика подводного взрыва. Вторичные пульсации источника возникают следующим образом. При срабатывании пневмопушки под водой образуется полость с газами под высоким давлением. Пока давление газа превышает гидростатическое давление окружающей водной толщи, под его воздействием масса воды будет двигаться с ускорением от точки взрыва. Сила давления уменьшается по мере расширения пузыря газа и становится равной нулю, когда расширение пузыря снижает давление газа до гидростатического [Калинин, Калинин, 1976]. Но поскольку в этот момент водная масса достигает максимальной скорости движения от источника, она по инерции продолжает двигаться в том же направлении, но уже с замедлением, так как результирующая сила теперь направлена внутрь. Через некоторое время движение водной массы прекращается, затем сила, направленная внутрь, вызывает схлопывание полости с последующим резким увеличением давления газа, и процесс повторяется. В результате этого газовый пузырь пульсирует, и при каждой пульсации возбуждаются сейсмические волны [Шерифф, Гелдарт, 1987].

Если предположить жидкость несжимаемой, то легко показать, что движение границы описывается нелинейным дифференциальным уравнением 2-го порядка:

$$R'' + \frac{3}{2} \frac{R'^2}{R} = \frac{1}{\rho_0 R} (P - P_0). \quad (1)$$

Рассматривая схлопывание сферической полости, которая в начальный момент будет иметь радиус R_{\max} и давление P внутри, которое значительно меньше гидростатического давления P_0 , и приняв, что такое соотношение значений давления сохраняется для большей части периода пульсаций, Релей получил простое решение:

$$R'' = \frac{2(P - P_0)}{3\rho_0} \left(\frac{R_{\max}^3}{R^3} - 1 \right) \approx \frac{3}{2} \frac{P_0}{\rho_0} \left(\frac{R_{\max}^3}{R^3} - 1 \right). \quad (2)$$

Это решение описывает схлопывание Релевской полости.

Если выразить максимальный радиус через величину полной энергии пульсирующего пузыря, то получим уравнение Релея–Виллиса:

$$T = 1,14 \sqrt{\rho_0} \frac{E^{1/3}}{P^{5/6}}. \quad (3)$$

Полученное выражение (3) очень удобно для оценки относительной энергии и акустических характеристик разных типов морских источников. Для процессов, сопровождающихся образованием сферических газовых полостей в воде, эта зависимость тем лучше согласуется с экспериментом, чем больше глубина погружения излучателя и чем

меньше теплообмен между газом, находящимся в пузыре, и окружающей жидкостью [Dragoset, 1990]. Формула (3) часто используется для расчетов во многих программных обеспечениях, но из-за ограничений, описанных выше, при описании акустических характеристик источника на мелководье не совсем применима [Алешкин, 2017].

На сейсмических данных сигнал вторичных пульсаций выглядит как события (обычно низкочастотные), повторяющие каждое отражение с определенным периодом, зависящим от характеристик пневмопушки, в первую очередь от ее объема. При этом энергия вторичных пульсаций может быть весьма высокой. Этот эффект весьма вреден, так как вторичные пульсации интерферируют с полезными отражениями, скрывая их.

Волна-спутник. Волны-спутники — помехи, возникающие при проведении морских и наземных сейсмических работ. Они образуются при заглублении источников и приемников и связаны с отражением волн от свободной поверхности или от других контрастных границ в нижнее полупространство. Наличие волн-спутников искажает амплитудный и фазовый спектры сейсмического сигнала. Обычно они проявляются в ослаблении высоких и низких частот, а также в появлении нулей амплитудного спектра на некоторых частотах [Степанов и др., 2018], эта особенность приводит к ухудшению решающей способности сейсморазведки.

Анализ такого фактора, осложняющего сигнал, необходим при подборе параметров сигнатурной деконволюции и оказывает очень большое влияние на подобранный оператор подавления вторичных пульсаций. В некоторых случаях подавление волн-спутника и повторных пульсаций происходит одновременно, но в основном подавление волн-спутников происходит на последних этапах сигнальной обработки данных, что накладывает ограничения на оператор подавления вторичных пульсаций. Для борьбы с волнами-спутниками часто применяют нестандартные системы наблюдения, использующие многокомпонентную и многоуровневую регистрацию, многоуровневое возбуждение и наклонную буксировку сейсмической косы [Hopperstad, Laws, 2006]. Такие методические приемы борьбы со спутниками очень трудно применять на предельном мелководье, возможный шаг изменения заглубления сейсмической косы незначителен, а работа с наклонной косой возможна только при использовании короткой косы, что не соответствует большинству производственных технических заданий.

Применение группирования пневмоисточников для подавления вторичных пульсаций. Наряду с использованием отдельно взятых пневмоисточников широкое распространение получила технология их группирования. Следовательно, применение группы пневмопушек разного объема с разными

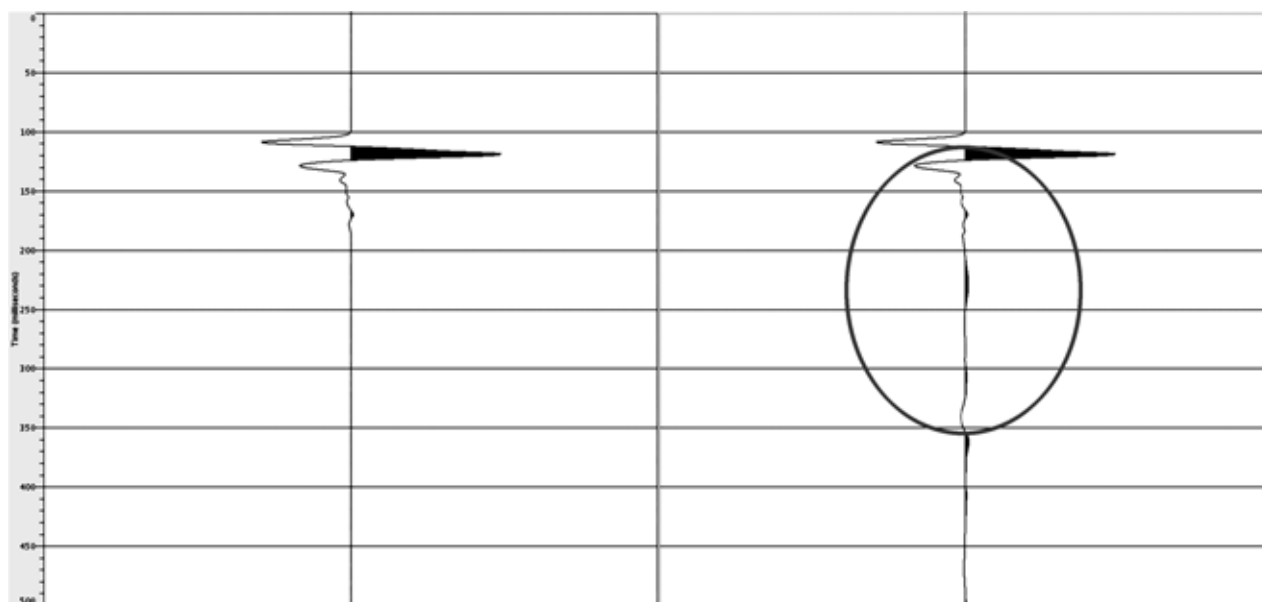


Рис. 1. Извлеченная сигнатура после применения оператора подавления вторичных пульсаций на основе фильтра соответствия (слева) и извлеченная сигнатура, после применения операторов подавления вторичных пульсаций, полученных с использованием предсказывающей деконволюции (справа). Овалом выделена область, показывающая ошибки в работе оператора

периодами колебаний позволяет уменьшить вторичные пульсации, так как при интерференции сигналов вторичные колебания складываются в противофазе, а также повысить интенсивность первого импульса давления и создать направленное излучение [Dragoset, Hargreaves, 2003].

В случае повышения интенсивности первого импульса базу группирования и расстояния между источниками выбирают минимально возможными исходя из требований независимого процесса пульсации газовых полостей. В случае ослабления пульсаций, как описано выше, база выбирается, как длина интерференционной системы для ослабления волн помех, она должна быть не меньше преобладающей длины волны. Предельное мелководье создает проблему для группирования пневмоисточников, так как на глубине менее 2 м часто становится невозможно соблюдать оптимальный параметр заглубления сейсмоисточников [Giles, Johnson, 1973].

Сигнатурная деконволюция на этапе обработки данных. Так как полностью решить проблему возникновения вторичных пульсаций на этапе подбора методики и при проведении полевых работ не удастся, то эта проблема переходит в проблему математической обработки сейсмических сигналов.

При обработке сейсмограмм, полученных в результате морской сейсмической разведки, сигнатура включает в себя, как описано выше, помимо прочих факторов, волны-спутники со стороны источника и приемника. Кажется, на первый взгляд, что подобрать обратный фильтр и применить его к данным составляет достаточно простую задачу, но это не так по нескольким причинам:

1) амплитудный спектр имеет глубокий провал по частоте, определяемый глубиной источника;

2) вариации глубины источника в ходе работ приводят к смещениям провала в спектре;

3) мелкая глубина воды — в таком случае вторичные пульсации могут интерферировать с кратной волной, поэтому становится невозможно извлечь сигнатуру из данных, если при проведении работ глубина изменялась незначительно.

При подборе оператора подавления вторичных пульсаций обычно используется несколько стандартных подходов:

- 1) предсказывающая деконволюция;
- 2) получение оператора из теоретически рассчитанной сигнатуры;
- 3) получение оператора из сигнатуры, извлеченной из полевых данных (прямая волна, донное отражение).

Применение оператора, полученного с помощью предсказывающей деконволюции, не всегда дает удовлетворительный результат, так как при применении оператора подавления пульсаций на полевых данных возникают высокочастотные помехи, хотя на извлеченной или смоделированной сигнатуре получается приемлемый результат.

Получение оператора из теоретической сигнатуры часто не приносит желаемого результата. Стандартные алгоритмы расчета сигнатур, представленные в программном обеспечении, моделируют сигнатуру в ближней зоне, а рассчитанный оператор применяется к данным, которые получены в дальней зоне источника (рис. 1, 2).

Еще одну проблему представляет отсутствие возможности моделировать волну-спутник со стороны приемника при моделировании сигнатуры в дальней зоне. Возникает проблема, связанная с применением модельного оператора к полевым данным, определяемая наличием в сейсмограм-

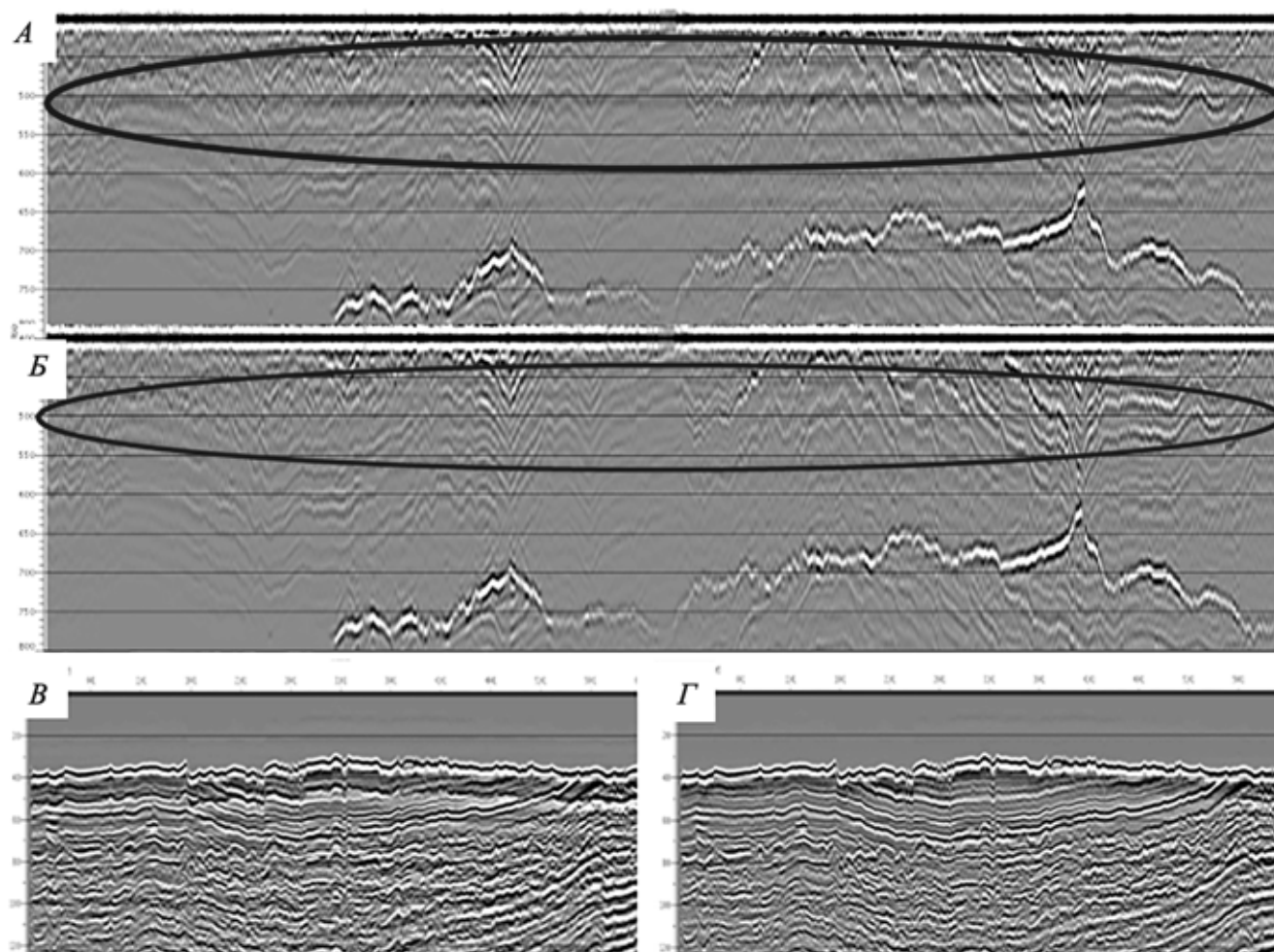


Рис. 2. Пример ФАК (А, Б), до подавления вторичных пульсаций (А) (овалом показана область проявления вторичных пульсаций) и после выполнения подавления вторичных пульсаций с использованием адаптивного вычитания (Б) (овалом показана область проявления вторичных пульсаций), временной разрез до подавления вторичных пульсаций (В) и после подавления вторичных пульсаций (Г)

мах помех разной природы, которые невозможно учесть при получении импульса. Фильтр рассчитывается при помощи средств решения обратных задач, тем самым его применение приводит к неустойчивости решения. В частности, выше отмечено наличие глубоких провалов в спектре исходного импульса, обусловленных волнами-спутниками. Обратный фильтр будет обеспечивать значительный рост энергии спектральных компонент. Так как в полевых данных присутствуют случайные и когерентные помехи, не имеющие провала в спектре, то применение такого оператора приведет к увеличению амплитуды помех.

Оператор детерминистической деконволюции, полученный из полевых данных (из прямой волны или донного отражения), показывает наилучшие результаты при достаточной накопленной

статистике и отсутствии интерференции с первой кратной волной от поверхности дна.

Такой подход хорошо показывает себя при глубоководных работах, но имеет ряд проблем при работе на мелководных акваториях.

Выводы. 1. Рассмотренные решения не позволяют подавить помеху полностью и достичь такого соотношения сигнал/шум, которое позволяет выделять изучаемые горизонты.

2. Предполагается использование всех рассмотренных решений в совокупности, включив их в общую систему адаптивного вычитания.

3. Использование при подавлении пульсаций теоретической сигнатуры, наиболее близкой к реальной, и формирование оператора из расчетной сигнатуры к практической требуют разработки специальных алгоритмов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алёшкин М.В. Особенности обработки данных инженерной сейсморазведки на акваториях // Тез. междунар. конф. «Инженерная геофизика 2017». М.: ЕАГО, 2017.

Баум Ф.А., Орленко Л.П., Станюкович К.П. и др. Физика взрыва. М.: Наука, 1975. 704 с.

Гуленко В.И. Пневматические источники упругих волн для морской сейсморазведки. Краснодар, Кубанский государственный университет, 2003.

Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л. Потенциальная эффективность группирования источников

в морской сейсморазведке // Прикладная геофизика. Вып. 82. М.: Недра, 1976.

Степанов. Н.А., Ланцев В.В., Горбачев С.В. и др. Специфика применения сигнатурной деконволюции на данных с нестабильным источником // Тез. междунар. геолого-геофизической конф. «Геоевразия-2018». М.: ЕАГО, 2018.

Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. Т. 1. М.: Мир, 1987.

Dragoset W.H. Air-gun array specs: A tutorial // Geophysics: The leading edge of exploration. Texas, SEG, 1990.

Dragoset W.H., Hargreaves N., Lerner K. Air gun source instabilities and shot-by-shot signature deconvolution // Geophysics, Texas, SEG, 2003. Vol. 13. N 3. P. 45–52.

Giles B.F., Johnston R.C. System approach to air gun array design // Geophys. Prosp. 1973. Vol. 21, N 1. P. 77–101.

Hopperstad J.F., Laws R. Source Signature Estimation — Attenuation of the Seafloor Reflection Error in Shallow Water. Amsterdam, EAGE, 2006.

Поступила в редакцию 00.00.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуются стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подписи, подписуточные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперiodических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подписуточные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
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
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

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 18.04.2020. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11474. 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”)