

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 4 • 2018 • ИЮЛЬ–АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Шкурский Б.Б. Теоретическое моделирование закономерных сростаний оливина в миметических параморфозах по рингвудиту и вадслеиту	3
Божко Н.А. Гранулитно-гнейсовые пояса: геодинамический аспект	13
Баскакова Г.В., Никишин А.М. История формирования района Керченско-Таманской зоны на основе реконструкции сбалансированного регионального разреза. .	23
Габдуллин Р.Р., Бершов А.В., Самарин Е.Н., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Фрейман С.И. Циклическая и секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений на юге Московской синеклизы.	30
Исаев В.С., Наугольных С.В., Кирилишина Е.М. Пермские ископаемые растения из отложений воркутской серии Печорского угольного бассейна в коллекции Музея земледения МГУ имени М.В. Ломоносова	42
Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Оценки времени смещения магм в системе вулкана Безымянный (Камчатка) по данным диффузионной хронометрии	52
Борисов М.В., Бычков Д.А., Пчелинцева Н.Ф., Ивлева Е.А. Фракционирование редкоземельных элементов в процессах гидротермального рудообразования.	59
Казак Е.С., Сорокоумова Я.В., Ахманов Г.Г., Корзун А.В., Преснякова В.М., Казак А.В. Изучение состава поровых растворов косвенным методом водных вытяжек.	65
Дроздова О.Ю., Анохина Н.А., Демин В.В., Лапицкий С.А. Экспериментальное исследование процесса фотодеструкции органических соединений природных вод	75

CONTENTS

Shkursky B.B. Theoretical modeling of the regular olivine intergrowths in the mimetic paramorphosis after ringwoodite and wadsleyite	3
Bozhko N.A. Granulite-gneiss (high grade) belts: geodynamic view	13
Baskakova G.V., Nikishin A.M. Geological history of the Kerch-Taman area based on the reconstruction of the regional balanced section	23
Gabdullin R.R., Bershov A.V., Samarin E.N., Badulina N.V., Afo- nin M.A., Freiman S.I. Cyclic and sequence-stratigraphic characteristics of the Vize-Serpukov deposits of the southern part of Moscow syncline	30
Isaev V.S., Naugolnykh S.V., Kirilishina E.M. The fossil Permian plants from the Vorkuta series, Pechora Coal basin. Recent acquisitions in the collection of the Earth Science Museum at Lomonosov Moscow University	42
Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Yu. Timescales of magma mixing in the magma plumbing system of Bezymianny volcano: insights from diffusion chronometry .	52
Borisov M.V., Bychkov D.A., Pchelintseva N.F., Ivleva E.A. Fractionation of rare-earth elements in the processes of hydrothermal ore formation	59
Kazak E.S., Sorokoumova G.G., Akhmanov A.V., Korzun V.M., Pres- nyakova A.V., Kazak A.V. The water extracts method as the possible method of the pore solutions' composition investigation	65
Drozdova O.Yu., Anohina N.A., Demin V.V., Lapitskiy S.A. Experimental research of photodegradation processes of organic compounds of natural waters	75

УДК 548.2:549.621.14

Б.Б. Шкурский¹

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНЫХ СРАСТАНИЙ ОЛИВИНА В МИМЕТИЧЕСКИХ ПАРАМОРФОЗАХ ПО РИНГВУДИТУ И ВАДСЛЕИТУ

Проведено теоретическое моделирование закономерных взаимных ориентировок индивидов оливина в миметических параморфозах по вадслеиту и рингвудиту, образование которых ожидается при подъеме вещества переходной зоны. Рассчитаны координаты осей и углы разориентации, характеризующие 10 операций совмещения в парных срастаниях индивидов оливина, восемь из которых — двойники. Обсуждаются возможные условия образования прогнозируемых параморфоз и шансы их сохранения. Рассчитанные ориентировки сопоставлены с известными законами двойникования оливина.

Ключевые слова: переходная зона мантии, оливин, рингвудит, вадслеит, миметическая параморфоза, разориентация, двойники.

Theoretical modeling of regular olivine grains misorientations in mimetic paramorphoses after ringwoodite and wadsleyite, the formation of which during the ascension of matter from the Mantle Transition Zone is expected, has been carried out. The coordinates of the misorientation axes and the misorientation angles, characterizing 10 operations of alignment in the pair intergrowths of olivine grains, eight of which are twins, are calculated. Possible conditions for the formation of mimetic paramorphoses predicted here, and the chances of their persistence are discussed. The calculated orientations are compared with the known twinning laws of olivine.

Key words: the mantle transition zone, olivine, ringwoodite, wadsleyite, mimetic paramorphose, misorientation, twins.

Введение. Прогресс в изучении глубинных оболочек Земли обеспечен во многом успехами геофизики и экспериментальной петрологии. Единственным материальным источником информации о составе переходной зоны (интервал глубины 410–670 км) и нижней мантии (670–2900 км) до самого недавнего времени оставались включения в сверхглубинных алмазах [Harte, Cayzer, 2007; Kaminsky, 2012; Litvin et al., 2014]. Транзит вещества нижней мантии через переходную зону, а также вещества последней в верхнюю мантию и выше, в доступные для опробования горизонты, допускается во многих моделях глубинной геодинамики [Tackley, Xie, 2002; Griffin et al., 2016]. Сопутствующие таким процессам радикальные преобразования минерального состава и структуры пород оставляют мало шансов для сохранения признаков, указывающих на связь образца с веществом, относящимся хотя бы к переходной зоне, не говоря уже о нижней мантии. Всякая возможность подтверждения такой связи в природных образцах, даже чрезвычайно редко реализуемая, весьма желательна. Надежное установление изотопных и геохимических характеристик глубинного вещества, возможно, более устойчивых по отношению к изменениям, связанным с подъемом и декомпрессией, подразумевает его предварительную идентификацию по иным признакам, например по минералогическим и структурно-текстурным.

В последнее время появились указания на случаи сохранения и обнаружения таких признаков в природных образцах вещества, поступившего из переходной зоны [Satsukawa et al., 2015; Griffin et al., 2015, 2016].

В статье изложены результаты теоретического моделирования закономерных взаимных ориентировок индивидов оливина в составе миметических параморфоз, в принципе способных формироваться в ходе регрессивных фазовых превращений высокобарических полиморфов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ при условии когерентной нуклеации дочерней фазы. Предсказанные взаимные ориентировки, преимущественно двойниковые или псевдодвойниковые, в случае хотя бы частичного их сохранения в ходе преобразований, сопутствующих подъему вещества из переходной зоны или транзиту через нее, могли бы служить индикатором пород подобного происхождения. Обсуждаются условия возникновения таких срастаний и перспективы их сохранности, а также критерии их отличия от сходных элементов текстуры богатых оливином пород, не имеющих непосредственного отношения к переходной зоне.

Фазовые превращения $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ и постановка задачи. Значение топотаксических срастаний и миметических параморфоз, образующихся в ходе регрессивных преобразований пород, как важных петрогенетических индикаторов трудно переоценить [Wheeler et al., 2001; McNamara et

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: Shkurskybb@yandex.ru

al., 2012]. Оливин — один из главнейших минералов верхней мантии, главные минералы переходной зоны — высокобарические полиморфы $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ — вадслеит и рингвудит, а также мэйджорит и акимотоит [Пушаровский, 2004]. Подъем глубинного вещества через переходную зону или вещества самой переходной зоны в верхнюю мантию будет сопровождаться превращениями высокобарических полиморфов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ в оливин. При этом не исключена возможность образования миметических параморфоз оливина по вадслеиту или рингвудиту при благоприятных сценариях регрессивных превращений глубинного вещества. Для обнаружения таких образований или их реликтов необходимы сведения об ожидаемых в них закономерных ориентировках оливина. Накопленные к настоящему времени данные о полиморфизме $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ позволяют их предсказать.

Обзор ранних этапов исследований полиморфных превращений $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ и его аналогов приведен в классической монографии А.Е. Рингвуда [1981] — одного из пионеров в этой области. С тех пор уточнены поля устойчивости оливина, вадслеита и рингвудита на фазовых диаграммах, получены важные данные о механизмах и кинетике их взаимных превращений. В рамках исследования особый интерес представляют результаты таких экспериментов и наблюдений в натуральных образцах, в ходе которых отмечалась когерентная внутрикристаллическая нуклеация новой фазы при мартенситоподобных полиморфных превращениях $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$. Первые структурные схемы механизмов когерентной нуклеации полиморфов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, изложенные в работах [Poirier, 1981; Madon, Poirier, 1983], по мере дальнейших исследований отчасти уточнялись и дополнялись, но в целом были подтверждены [Kerschhofer et al., 1998; Miyahara et al., 2010; Smith et al., 2012; Ohuchi et al., 2014; Pittarello et al., 2015]. Данные о взаимных ориентировках кристаллов трех полиморфов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, наблюдавшихся при когерентной внутрикристаллической нуклеации, суммированы в табл. 1.

Таблица 1

Когерентные взаимные ориентировки полиморфов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$

Минералы	Источники
оливин–рингвудит [100] _{Ol} <111> _{Rw} ; [010] _{Ol} <110> _{Rw} ; [001] _{Ol} <112> _{Rw}	[Madon, Poirier, 1983; Kerschhofer et al., 1998]
оливин–вадслеит I. (100) _{Ol} {101} _{Wd} ; [001] _{Ol} [010] _{Wd} II. (100) _{Ol} {021} _{Wd} ; [001] _{Ol} [100] _{Wd}	[Madon, Poirier, 1983; Smyth et al., 2012]
вадслеит–рингвудит [001] _{Wd} <010> _{Rw} ; [010] _{Wd} <110> _{Rw}	[Madon, Poirier, 1983; Kubo et al., 2004]

Анализ данных табл. 1 с учетом общих черт кристаллических структур оливина, вадслеита и

рингвудита показывает, что главная особенность взаимных превращений $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ при когерентной нуклеации дочерней фазы — совпадение по меньшей мере одной из плоскостей плотнейшей упаковки кислорода в любой паре фаз, на что уже давно обращено внимание в работе [Poirier, 1981]. Однако в подавляющем большинстве работ, затрагивающих вопросы когерентной нуклеации дочерних фаз, рассматривались прогрессивные превращения $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, а предметом внимания были ориентировки зародышей высокобарических фаз в оливине. Низкая симметрия оливина, предоставляющего — в случае превращения в рингвудит — единственную плотноупакованную плоскость (100) для сопряжения с ней одной из четырех плотноупакованных плоскостей в структуре дочерней фазы, не обеспечивает разнообразия ориентировок последней. Немногим большее разнообразие отмечено при переходах оливина в вадслеит [Smith et al., 2012]. Совсем иная ситуация ожидается при регрессивных превращениях — оливин в таких случаях сможет наследовать любое из четырех направлений слоев кубической плотнейшей упаковки в структурах вадслеита или рингвудита. Этим обеспечивается возможность появления сростков нескольких закономерно ориентированных индивидов оливина в составе параморфоз по монокристаллам вадслеита или рингвудита, если будет реализована множественная когерентная нуклеация оливина. Взаимная ориентировка оливина в таких обстоятельствах может обеспечить в итоге и когерентное сопряжение его индивидов.

Взаимные превращения полиморфов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ не являются моновариантными, как в случае чистого Mg_2SiO_4 , но осуществляются в пределах протяженных по давлению инверсионных интервалов [Рингвуд, 1981; Akaogi et al., 1989]. Декомпрессия вещества, структурно уравнившегося в пределах этих интервалов, вызовет лишь увеличение содержания одной из сосуществующих фаз за счет другой — нуклеация в таких ситуациях, очевидно, осуществляться уже не будет. В случае же декомпрессии вещества, уравнившегося в поле стабильности одной из высокобарических фаз системы Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 , выведение его в пределы инверсионного интервала вызовет нуклеацию второй устойчивой в данном интервале фазы (рис. 1). При условии когерентной нуклеации обе фазы будут сосуществовать в пределах инверсионного интервала в виде топотаксического срастания, по исчезновении же высокобарической фазы в конце интервала оставшаяся фаза может, сохранив закономерную ориентировку индивидов, образовать миметическую параморфозу. Если такая возможность реализуется, то преобладающая доля взаимных ориентировок индивидов оливина в итоговых миметических параморфозах, как будет видно из дальнейшего, окажется двойниковой или

псевдодвойниковой. Наличие в реальных породах переходной зоны, кроме полиморфов Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 , таких минералов, как акимотоит и мэйджорит, несомненно, осложнит общую картину превращений, так что новообразованный оливин будет появляться и за счет реакций более сложных, чем полиморфные переходы, и в ходе таких реакций, включающих распад твердых растворов мэйджорита, будут дополнительно появляться иные структуры, здесь не рассматриваемые. Кроме того, влияние на структуру и устойчивость минералов переходной зоны таких примесей, как Cr, способно заметно осложнить картину их фазовых равновесий [Sirotkina et al., 2018]. Однако ни это обстоятельство, ни наличие дополнительных минералов при декомпрессии не фатально для сохранения генеральной последовательности сменяющих одна другую фаз оливинового состава, являющихся главнейшими минералами верхней мантии, поэтому экстраполяция особенностей полиморфных превращений в системе Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 на породы мантии представляется оправданной.

Моделирование возможных ориентировок оливина в составе миметических параморфоз, наследуемых от топотаксических сростаний с высокобарическими полиморфами, предоставит в дальнейшем критерии для опознания подобных образований или их реликтов. Возникает задача расчета таких параметров взаимных ориентировок оливина, которые могут быть выявлены в образцах с использованием РЭМ в режиме EBSD или универсального столика Федорова. Вследствие наличия собственной симметрии mmm у оливина, для каждой пары его индивидов найдутся четыре варианта собственных поворотов, совмещающих решетки обоих индивидов, в том числе поворот на минимальный угол — угол разориентации. Заданное относительно кристаллографических осей минерала направление оси, вокруг которой производится такой поворот, — оси разориентации, вместе с углом полностью и однозначно характеризуют взаимную ориентировку в паре индивидов одного минерала. Матричный формализм, позволяющий рассчитывать параметры разориентации для пар зерен по инструментальным данным об их ориентациях относительно системы координат, связанных с образцом, изложен в работе [Wheeler et al., 2001]. Аналогичный подход применяется здесь для теоретического расчета параметров разориентации между парами зерен оливина, определенным образом ориентированных в монокристалле материнской фазы. Искомые параметры — направления осей и величины углов разориентации для различных парных ориентировок оливина в миметических сростаниях. Вариации морфологии и внешней симметрии сростаний, а также различия в их архитектуре, например, в порядке смежности различных индивидов и в числе повторений ориентировок, кардинального значения при их

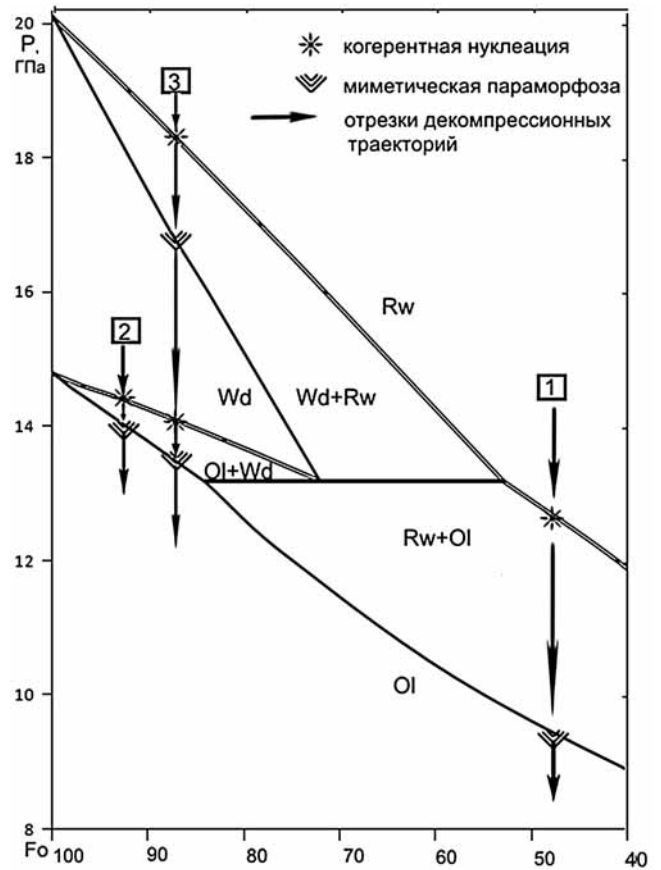


Рис. 1. Изотермическое ($T=1873$ К) сечение магнезиальной части фазовой диаграммы системы $(Mg,Fe)_2SiO_4$, по [Akaogi et al., 1989], с декомпрессионными траекториями

инструментальной диагностике иметь не будут, и поэтому здесь не рассматриваются.

Псевдогексагональный оливин по рингвудиту. Когерентная нуклеация рингвудита в форстерите в условиях прогрессивных трансформаций — довольно обычное событие, реализующееся в метеоритах [Miyahara et al., 2010; Pittarello et al., 2015]. Равновесного превращения рингвудита в оливин при декомпрессии в верхах переходной зоны (траектория 1 на рис. 1), если исходить из пиролитового состава мантии, ожидать не приходится. Тем не менее моделирование миметических параморфоз оливина именно по рингвудиту уместно выполнить в первую очередь, так как его результатами исчерпываются взаимные когерентные ориентировки в парах индивидов оливина, которые могли бы возникнуть при любых сценариях регрессивных превращений обоих его высокобарических полиморфов (все декомпрессионные траектории на рис. 1).

Метрика Р-ячейки оливина (в традиционной установке $Pbnm$) слегка отклоняется от метрики, свойственной ромбической ячейке, выбранной в идеальной плотнейшей гексагональной упаковке и точно совместимой с частью узлов кубической F-решетки рингвудита. Ориентированное размещение такой ячейки с отношением осей $a:b:c =$

Таблица 2

Углы и оси собственных поворотов (индексы осей в Р-ячейке оливина, установка Pbnm), которые совмещают индивиды псевдогексагонального оливина, когерентно сопряженные с рингвудитом, в парных ориентировках пяти типов

Тип пары	Угол (град.) и ось разориентации		Углы (град.) и оси других совмещающих поворотов, в том числе двойниковых (на 180°)					
I	60	[100]	180	<013>	180	<011>	120	[100]
II	90	<320>	180	<313>	109,47	<011>	131,81	<302>
III	70,53	<011>	180	<613>	120	<340>	146,44	<304>
IV	70,53	[001]	180	<310>	180	<320>	109,47	[001]
V	90	<313>	146,44	<322>	131,81	<311>	120	<326>

$= (\frac{2}{3})^{1/2} \cdot 3^{1/2} : 1$ обеспечивает и наилучшее совмещение части плотноупакованных анионов в структурах обоих минералов. Псевдогексагональная метрика Р-ячейки применялась, в частности, при анализе законов двойникования оливина [Azevedo, Nespolo, 2017]. Ее использование облегчает моделирование ориентировок оливина в идеализированных сростаниях, в которых связь индивидов осуществляется операциями симметрии кубической голоэдри рингвудита, среди которых — отражения в зеркальных плоскостях и повороты вокруг осей 2-го порядка, обеспечивающие двойниковую ориентировку индивидов. При отнесении к Р-ячейке оливина с псевдогексагональной метрикой поворотные оси кубической голоэдри с рациональными индексами остаются нормальными к рациональным плоскостям и наоборот. В такой ситуации двойники отражения совпадают с взаимными им двойниками вращения, что значительно упрощает первый этап получения параметров закономерной ориентировки индивидов оливина.

Представление о когерентном расположении элементарной ячейки оливина относительно плотноупакованных плоскостей {111} в структуре рингвудита может быть получено из анализа рис. 2, а. В качестве наглядных репрезентантов всех таких положений удобно использовать 12 ромбов, размещенных по три на гранях передней половины октаэдра (рис. 2, б). Совмещения репрезентантов в любой паре, как и решеток индивидов оливина,

осуществляются операциями кубической голоэдри, и результаты их взаимодействия с операциями ромбической голоэдри любого из индивидов оливина исчерпывают все способы совмещения и взаимную ориентировку в паре. Анализ таких преобразований, произведенный в матричной форме, позволил для каждой из различающихся пар индивидов оливина рассчитать параметры четырех собственных совмещающих поворотов, в их числе — поворот на минимальный угол вокруг оси разориентации [Wheeler et al., 2001]. В результате удалось выделить пять типов парных сростаний псевдогексагонального оливина, различающихся взаимными ориентировками, характеристики которых приведены в табл. 2.

Совмещение индивидов в пяти типах пар осуществляется пятью операциями, четыре из которых являются, очевидно, операциями двойникования. Парные взаимоотношения любых из 12 индивидов идеализированного — псевдогексагонального — оливина, которые когерентно ориентированы в рингвудите и описываются операциями пяти типов, приведены в табл. 3. Различия в кратности операций в табл. 3 связаны с числом способов размещения пар различных типов в монокристалле рингвудита.

Таблица 3

Операции, связывающие попарно 12 индивидов псевдогексагонального оливина, когерентно размещенных в рингвудите (0 — тождественный поворот)

Номер индивида	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0	I	I	II	III	V	IV	V	V	II	V	III
2	I	0	I	III	II	V	V	II	III	V	IV	V
3	I	I	0	V	V	IV	V	III	II	III	V	II
4	II	III	V	0	I	I	II	V	III	IV	V	V
5	III	II	V	I	0	I	V	IV	V	V	II	III
6	V	V	IV	I	I	0	III	V	II	V	III	II
7	IV	V	V	II	V	III	0	I	I	II	III	V
8	V	II	III	V	4	V	I	0	I	III	II	V
9	V	III	II	III	V	II	I	I	0	V	V	IV
10	II	V	III	IV	V	V	II	III	V	0	I	I
11	V	IV	V	V	II	III	III	II	V	I	0	I
12	III	V	II	V	III	II	V	V	IV	I	I	0

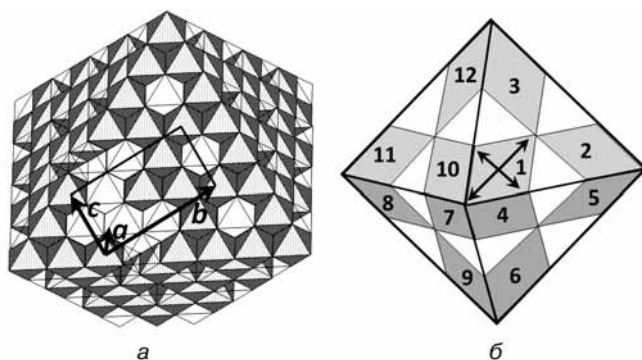


Рис. 2. Фрагмент структуры и векторы Р-ячейки оливина, когерентно сопряженного с одной из плотноупакованных плоскостей {111} структуры рингвудита (показаны только MgO₆-октаэдры) (а) и 12 когерентных ориентировок Р-ячеек оливина относительно плоскостей {111} рингвудита (б)

Полученный набор идеализированных парных ориентировок оливина обеспечивает возможность осуществить в дальнейшем перечисление всевозможных миметических сростков, включающих до 12 различно ориентированных индивидов оливина, и оценить количество различных парных ориентировок в таких сростках.

Ромбический оливин по рингвудиту. Релаксация от псевдогексагональной метрики решетки оливина к реальной ведет не только к некоторому отклонению параметров взаимной ориентировки пар в закономерных срастаниях от первоначально полученных, но и к увеличению их числа. Снятие вырождения, обусловленного использованием псевдогексагональной метрики, приводит к расщеплению каждого из пяти типов пар когерентно сопряженных индивидов идеализированного оливина на два вида, так как нормали к рациональным плоскостям в общем случае перестают быть рациональными направлениями и наоборот. Поскольку осевые отношения в реальных оливинах близки к псевдогексагональным, ориентационные различия между видами внутри каждого из пяти изначально полученных типов взаимных ориентировок оказываются незначительными. Вариации углов и направлений осей разориентации, двойниковых осей и возможных контактных плоскостей, связанные с вариациями состава оливина в интервале от F_{070} до F_{0100} , не превышают $0,2^\circ$. Характеристики 10 видов взаимных ориентировок и операций совмещения в парах оливинов с реальной метрикой (для состава F_{090}) представлены в табл. 4.

Особенности, связанные с отклонением решетки реальных оливинов от идеальной псевдогексагональной метрики, вышесказанным не исчерпываются. Представленные в табл. 2 ориентировки в парах псевдогексагонального оливина определяются в том числе и поворотами вокруг осей высшего порядка, при повторении образующими циклы. После перехода к реальной метрике оливина двойниковые операции в пределах каждого типа от I до IV, как и два вида операции V, уже не порождают высокосимметричных сростков при любых сочетаниях, хотя можно подобрать частные последовательности операций, способных дать замкнутый цикл. Так, например, из данных табл. 4 можно видеть, что чередование операций I-1 и I-2 — отражений в $\{031\}$ и $\{011\}$ — даст полный цикл, так как два соответствующих угла разориентации при таком чередовании дают в сумме точно 120° , однако трудно усмотреть механизм, который обеспечил бы подобное чередование для любых индивидов в множественном сростке. Поэтому два индивида, пусть даже связанные с некоторым исходным индивидом точными двойниковыми операциями, в общем случае окажутся связанными между собой движением, хотя и близким к двойниковой операции, но не точно совпадающим с таковой. Подобные взаимоотношения, наиболее корректно характеризующиеся как псевдодвойниковые, наблюдались, в частности, в комплексных миметических сростках (тройниках) кордиерита, имеющих трансформационное происхождение. При обсуждении их природы высказывалось мнение, что такого рода образованиям — с унас-

Таблица 4

Параметры операций, связывающих пары взаимно когерентных индивидов оливина в рингвудите, после релаксации к реальной метрике решетки (для F_{090})

Тип	Вид	Характеристики взаимной ориентировки индивидов и операций совмещения	Возможные контактные плоскости	Угол (град.) и ось разориентации	Углы оси разориентации с осями ячейки и индикатрисы ОI (град)		
					X_{OI}	Y_{OI}	Z_{OI}
					N_g	N_p	N_m
I	I-1	Нормальный двойник по $\{031\}$, он же осевой двойник по $\langle 0-13 \rangle$	$\{031\}$, (100) и другие $\{hkl\}$, содержащие $\langle 0-13 \rangle$	59,46 [100]	0	90	90
	I-2	Нормальный двойник по $\{011\}$, он же осевой двойник по $\langle 0-11 \rangle$	$\{011\}$, (100) и другие $\{hkl\}$, содержащие $\langle 0-11 \rangle$	60,54 [100]	0	90	90
II	II-1	Осевой двойник по $\langle 313 \rangle$	$\{hkl\}$, содержащие $\langle 313 \rangle$	88,76 иррац.	54,29	35,71	90
	II-2	Нормальный двойник по $\{233\}$	$\{233\}$	91,24 иррац.	55,18	34,82	90
III	III-1	Осевой двойник по $\langle 613 \rangle$	$\{hkl\}$, содержащие $\langle 613 \rangle$	71,86 иррац.	90	29,73	60,27
	III-2	Нормальный двойник по $\{433\}$	$\{433\}$	69,21 иррац.	90	30,27	59,73
IV	VI-1	Нормальный двойник по $\{230\}$, он же осевой двойник по $\langle 3-20 \rangle$	$\{230\}$ и $\{hkl\}$, содержащие $\langle 3-20 \rangle$	69,70 [001]	90	90	0
	VI-2	Нормальный двойник по $\{011\}$, он же осевой двойник по $\langle 0-11 \rangle$	$\{011\}$ и $\{hkl\}$, содержащие $\langle 3-11 \rangle$	71,36 [001]	90	90	0
V	V-1	Поворот вокруг $\langle 313 \rangle$	$\{hkl\}$, содержащие $\langle 313 \rangle$	89,06 $\langle 313 \rangle$	54,07	65,91	45,62
	V-2	Поворот вокруг нормали к $\{133\}$	$\{133\}$	90,94 иррац.	55,39	65,91	44,38

ледованной от высокосимметричного прекурсора взаимной ориентировкой индивидов — точные двойниковые ориентировки в принципе не свойственны [Kitamura, Yamada, 1987].

Оливин по вадслеиту. Переход вадслеита в оливин в некоторых интервалах декомпрессионных траекторий — вполне ожидаемое для верхов переходной зоны явление (траектории 2 и 3 на рис. 1). В случае когерентной нуклеации оливина в вадслеите, при регрессивных превращениях, наступит период сосуществования материнской и дочерней фаз в виде ориентированных топотаксических прорастаний. Четыре варианта абсолютной ориентировки оливина в монокристалле вадслеита, по данным табл. 1, образуют две пары, в каждой из которых два индивида оливина имеют общую ось $[001]$, при этом в первой паре направление $[001]_{Ol}$ совпадает с $[010]_{Wd}$, а во второй — с $[100]_{Wd}$. В каждом из вариантов индивидом оливина наследуется одна из четырех плоскостей плотнейшей кубической упаковки вадслеита, в первой паре — двух, параллельных $\{101\}_{Wd}$, во втором — двух, параллельных $\{021\}_{Wd}$. После исчезновения вадслеита могут возникнуть миметические параморфозы с четырьмя возможными видами парной взаимной ориентировки индивидов оливина. Нуклеация двух индивидов с наследованием двух плоскостей $\{101\}_{Wd}$, равно как и двух индивидов с наследованием $\{021\}_{Wd}$, даст взаимные ориентировки, отвечающие одному из двойниковых законов IV типа (табл. 4). Если же нуклеация двух индивидов оливина произойдет с несовпадением их осей $[001]$ — одного с наследованием одной из $\{101\}_{Wd}$, второго — с наследованием одной из $\{021\}_{Wd}$, то соотношения в такой паре индивидов будут описываться одним из законов двойникования II типа (табл. 4). Свидетельств о равной вероятности или доминировании одного из двух рассмотренных вариантов когерентного сопряжения в настоящее время нет, но такое доминирование не может не отразиться на частотах появления пар II и IV типов в миметических параморфозах оливина по вадслеиту.

Последовательные превращения в ряду рингвудит—вадслеит—оливин. Транзит вещества нижней мантии через переходную зону или подъем вещества ее глубоких низов в доступные непосредственному наблюдению горизонты подразумевает обязательное прохождение интервала равновесного сосуществования рингвудита и вадслеита (траектория 3 на рис. 1). Такой сценарий ожидается для большинства реалистичных составов мантии, обеспечивающих при декомпрессии составы итогового оливина более магнезиальные, чем Fo_{85} . В случае когерентной нуклеации вадслеита в рингвудите их совместное нахождение в виде топотаксических срастаний в инверсионном интервале в принципе может завершиться образованием миметических параморфоз вадслеита по рингвудиту, но надежды,

что они попадут в руки исследователя хотя бы в частичной сохранности практически не остается. Однако такие параморфозы могли бы, при удачном стечении обстоятельств, претерпеть превращение в оливиновые миметические параморфозы после прохождения следующего инверсионного интервала в ходе дальнейшей декомпрессии. Вероятность возникновения и сохранения подобных объектов имеет порядок произведения и без того не высоких вероятностей каждого из необходимых событий, но полностью отбрасывать такую возможность нет оснований.

Никаких специфических парных ориентировок оливина, дополнительных к представленным в табл. 4, в миметических параморфозах оливина по миметическим параморфозам вадслеита по рингвудиту не ожидается. Более того, если в мэйджорит-рингвудит-вадслеитовой породе будет велика доля некогерентно зародившегося вадслеита, а закономерные его ориентировки не часты, то в случае последующей массовой когерентной нуклеации оливина результат будет почти всецело исчерпываться миметическими параморфозами оливина по вадслеиту, описанными выше. Если же заметная часть индивидов вадслеита приобретет закономерную ориентировку в топотаксических срастаниях с рингвудитом и в дальнейшем претерпит преобразование в оливиновые миметические параморфозы, то в зависимости от числа и взаимной ориентировки индивидов вадслеита, а также от распределения по ним когерентных зародышей оливина, смогут образоваться весьма разнообразные закономерные срастания.

Из данных табл. 1 следует, что имеется 6 положений кристаллов когерентно нуклеированного вадслеита в рингвудите, и в каждом из таких положений вадслеит наследует все 4 направления кубической плотнейшей упаковки кислорода в рингвудите. При увеличении числа различно ориентированных зародышей вадслеита в рингвудите возрастет и число возможных положений для когерентной нуклеации оливина, в пределе — до ранее принятых во внимание 12 положений, имеющих в монокристалле рингвудита (рис. 2, б). По мере реализации обеих возможностей набор итоговых взаимных ориентировок оливина будет приближаться к полученному выше полному набору, включающему пять пар ориентировок (табл. 4). Реалистичность такого сценария может подтвердиться лишь выявлением предсказанных ориентировок в природных образцах или воспроизведением их в эксперименте.

Условия образования и сохранения миметических параморфоз. Процессы когерентной внутрикристаллической нуклеации отнюдь не безальтернативны, поэтому их кинетика в сравнении с кинетикой конкурирующего способа нуклеации, приводящего к образованию случайно ориентированных индивидов новой фазы, заслуживает

внимания в связи с оценкой шансов появления сколько-нибудь заметного количества миметических параморфоз оливина по его высокобарическим полиморфам. Установлено, что кинетика внутрикристаллической когерентной нуклеации и разрастания индивидов новой фазы, определяемая не только процессами на границе раздела фаз, но в случае $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ и внутрикристаллической диффузией, среди прочих факторов, сильно зависит от размера зерен материнской фазы [Kercshhoffer et al., 2000; Miyahara et al., 2010]. Кроме того, плотность дислокаций и дефектов упаковки в кристаллах вадслеита и рингвудита заметно возрастает под влиянием стресса [Ohuchi et al., 2014], а именно к дефектам упаковки оливина приурочены когерентные зародыши новых фаз при прогрессивных превращениях $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ [Kercshhoffer et al., 1998; Pittarello et al., 2015].

Среднее число когерентных зародышей, возникающих в единицу времени в индивиде материнской фазы, при прочих равных условиях, очевидно, положительно коррелирует с линейными размерами последнего. Это так по крайней мере в случае прогрессивных превращений, осуществление которых требует значительного перехода через линии равновесия. В большинстве экспериментов, проведенных на установках высокого давления с использованием порошкового стартового материала, а также в некоторых природных объектах, когерентная нуклеация отстает от некогерентной, ведущей к образованию случайно ориентированных зерен новой фазы, наблюдаемых на тройных стыках зерен материнской фазы [Kercshhoffer et al., 1998; Kubo et al., 2004]. Увеличение размеров зерен стартового материала приводит к тому, что когерентная нуклеация новой фазы «догоняет» нуклеацию неориентированных зерен или даже несколько опережает ее [Kercshhoffer et al., 1998, 2000; Miyahara et al., 2010].

Если сопоставить типичные размеры зерен материнской фазы в экспериментах (порядка $\mu\text{м}$) и их предполагаемые размеры в породах переходной зоны (порядка мм), а также учесть неизбежное наличие стресса, связанного с восходящим движением слегка перегретого и разуплотненного вещества через эти области, то можно ожидать значительно более успешной конкуренции когерентной внутрикристаллической нуклеации с некогерентной. Пространственные и масштабные соотношения выделений дочерней фазы, образовавшихся в результате близкой к одновременной нуклеации и дальнейшего разрастания когерентных и некогерентных зародышей, в том виде, какой они будут иметь в конечных продуктах прогрессивных превращений оливина в рингвудит, рассмотрены в работе [Kerschhoffer et al., 1998]. Для корректного перенесения черт кинетики прогрессивных превращений на регрессивные уместно обсудить причины зависимости

скорости когерентной нуклеации от размеров зерен материнской фазы.

Не располагая данными о кинетике регрессивных декомпрессионных превращений $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, ограничимся полуколичественными оценками самого общего характера. Рассмотрим случай мономинерального агрегата, состоящего исключительно из зерен материнской фазы. Места преимущественной локализации некогерентных зародышей дочерней фазы при гетерогенной нуклеации в зернистом агрегате, обладающем типичной для зрелых метаморфитов гранобластовой (полиэдрической) структурой, — граничные элементы структуры [Гульбин, 2016]. Наиболее предпочтительные места нуклеации — четверные стыки зерен, в плоских сечениях не наблюдаемые, следующие по приоритетности — линии стыка трех зерен (в сечениях — точки), и наконец граничные поверхности зерен материнской фазы (в сечениях — линии).

Места локализации зародышей при внутрикристаллической когерентной нуклеации — плоские дефекты упаковки, образующиеся при скольжении или переползании частичных дислокаций в кристалле материнской фазы; плотность таких дефектов возрастает при увеличении стресса, а также при приближении к температуре солидуса. Последствия разных размеров зерен материнской фазы могут быть оценены в результате следующего мысленного эксперимента с масштабированием. Пропорциональное увеличение линейных размеров всех элементов пространственного строения минерального агрегата с описанной выше структурой, допустим, в 2 раза приведет к изменению количественных соотношений между числом мест локализации зародышей двух конкурирующих типов. Плотность четверных стыков зерен (их число в единице объема породы имеет размерность м^{-3}) уменьшится в 8 раз, плотность линий тройных стыков (размерность м^{-2}) — в 4 раза, плотность поверхностей (размерность м^{-1}) — в 2 раза.

Интенсивность некогерентной нуклеации, скорее всего, убывает от четверных стыков к граничным поверхностям. Даже если это не так, плотность мест некогерентной межкристаллической нуклеации в единице объема породы уменьшится в 2 раза, если же предположить, что нуклеация осуществляется лишь в точках четверных стыков, то в 8 раз. Дефекты упаковки и дислокации в кристаллах не подлежат масштабированию, плотность их, скорее всего, не зависит от размеров зерна и останется прежней. Поэтому число когерентных зародышей на единицу объема породы останется без изменений, тогда как число некогерентных уменьшится. Такое уменьшение пропорционально коэффициенту масштабирования в некоторой степени (1 до 3) в зависимости от распределения интенсивности некогерентной нуклеации между нуль-, одно- и двухмерными граничными эле-

ментами структуры. Линейные размеры зерен стартового порошкового материала для высокобарических экспериментов и пород переходной зоны различаются, скорее всего, на 2–3 порядка. Поэтому отношение величин потоков когерентных и некогерентных зародышей в природе может превысить наблюдавшиеся в экспериментах в 100–1000 раз, возможно в 10^6 – 10^9 раз. Влияние прочих факторов на конкурентоспособность когерентной нуклеации оливина по вадслеиту или рингвудиту, а также на возможность достижения закономерно ориентированными индивидами размеров, допускающих их сохранение и последующее обнаружение, оценить трудно.

Проблема сохранности элементов закономерной ориентировки оливина в ходе дальнейшего подъема вещества переходной зоны в доступные непосредственному наблюдению горизонты также требует обсуждения. Шансы сохранения подобных образований при длительных пластических деформациях, осуществляемых по механизмам одного из видов крипа или внутрикристаллического скольжения, допускающих, в частности, вращение зерен, тем более при частичном плавлении, трудно признать высокими, однако предсказанное наличие двойниковых взаимных ориентировок оливина в миметических параморфозах служит основанием для некоторого оптимизма.

Когерентные двойниковые границы — высокоугловые, но принадлежат к числу наиболее низкоэнергетических из всех видов межзеренных границ. Так, теоретические расчеты, хорошо согласующиеся с экспериментальными данными предшественников, показали, что свободная энергия Гельмгольца двойниковых границ в поликристаллическом Al в 5–7 раз ниже энергии границ наклона, не говоря уже о случайных (неспециальных) границах [Гюйо, Симон, 1978]. Энергия псевдодвойниковых границ, близких к двойниковым и имеющих, как правило, ступенчатое строение со значительным участием когерентных поверхностей, также близка к минимальной до тех пор, пока отклонения от двойниковой ориентации находятся в пределах нескольких градусов дуги. Поэтому в двойниковых и псевдодвойниковых сростках значительная редукция подобных границ в ходе пластических деформаций будет осуществляться, вероятно, в последнюю очередь, и можно предполагать, что двойниковые и псевдодвойниковые срастания в значительном числе деформационных и перекристаллизационных процессов будут вести себя как целые зерна или по крайней мере будут иметь преимущество в сохранении закономерной взаимной ориентировки по сравнению с зернами, имеющими случайную ориентировку. Можно рассчитывать также и на относительную устойчивость предсказанных для миметических параморфоз закономерных ориентировок оливина при частичном плавлении, так как на двойниковых границах, в

отличие от иных видов границ, эффект снижения температуры плавления не зафиксирован [Hayde et al., 1979].

Альтернативные случаи закономерных срастаний оливина. Оливин принадлежит к числу редко двойникующихся минералов [Путинцева, Спиридонов, 2015; Azevedo, Nespolo, 2017], что позволяет надеяться на обнаружение в природных образцах ожидаемых закономерных ориентировок оливина, связанных с регрессивными превращениями высокобарических полиморфов $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$. Известно несколько законов двойникования оливина (характеризуются как двойники отражения): по {012}, {021}, {011} и {031} [Welsh et al., 2013; Azevedo, Nespolo, 2017]. Двойники отражения по {021}, несколько небрежно описанные ранее в работе [Schwindinger, Anderson, 1989], ошибочно проинтерпретированы как двойники с попарно совпадающими осями [010] и [001] различных индивидов, имеющих общую ось [100] и якобы развернутых вокруг нее точно на 90° [Welsh et al., 2013; p. 543, fig. 2]. Действительно, такие закономерные срастания известны, их нередко описывали некорректно как двойники по (100), на что обращено внимание в работе [Azevedo, Nespolo, 2017]. Нетрудно убедиться, однако, что индивиды в двойнике отражения по {021} развернуты вокруг общей оси [100] на угол около 81° , что следует, в частности, и из величины угла 130° между (021) и (001), приведенной на рис. 2 в работе [Welsh et al., 2013].

Закон по {031} считался наиболее редким, однако недавний теоретический анализ показал, что двойникование по этому закону должно осуществляться не реже, чем по {011}, так что недооценка частоты появления двойников по {031} связана, вероятно, с ошибочной идентификацией, обусловленной их близким сходством с двойниками по {011} [Azevedo, Nespolo, 2017]. Все вышперечисленные законы двойникования оливина имеют общую черту — совпадение осей [100] обоих индивидов. Способы образования наблюдавшихся в магматических породах двойников оливина сводятся, по-видимому, к трем механизмам: ростовое двойникование вследствие ошибки присоединения атомов [Welsh et al., 2013], ростовое автодеформационное двойникование, связанное с гетерометрией [Пунин, Штукенберг, 2008], и наконец синнезис [Schwindinger, Anderson, 1989]. Вынужденное деформационное двойникование оливина достоверно не зафиксировано, трансформация также не рассматривалась в числе механизмов, ответственных за возникновение его двойников по известным законам [Welsh et al., 2013]. Итак, из числа прогнозируемых двойниковых разориентаций оливина в миметических параморфозах лишь разориентации, отвечающие двум близким законам I-1 и I-2 (табл. 4), совпадают с ранее описанными законами двойникования по {031} и

{011}, фиксируемыми в образцах магматических пород. Поэтому обнаружение закономерных разориентаций зерен оливина, относящихся исключительно к I типу, не может быть принято в качестве неоспоримого свидетельства происхождения таких сростаний при регрессивных превращениях высокобарических полиморфов.

Перспективы обнаружения миметических параморфоз оливина. В агрегатах оливина со случайной ориентировкой зерен неизбежно, среди прочих, наличие некоторого числа взаимных ориентировок, в пределах точности инструментальных методов неотличимых от предсказанных специальных ориентировок в миметических параморфозах. Эволюция агрегатов со случайной ориентировкой оливина может, вероятно, привести даже к увеличению доли закономерных разориентаций, аналогичных или близких к предсказанным. Двойники отжига, свойственные многим металлам, для силикатов не характерны, однако если в процессе перекристаллизации или пластических деформаций, допускающих вращение зерен, закономерные или близкие к ним разориентации будут случайным образом появляться, то может осуществиться их положительный отбор, так как они, раз появившись, будут иметь тенденцию к сохранению в соответствии с соображениями, высказанными выше. Реализуется ли такая возможность в оливинсодержащих породах пока неизвестно. Достоверная идентификация декомпрессионных миметических параморфоз оливина потребует разработки и использования статистических тестов, позволяющих с желаемым уровнем надежности отличать ожидаемые закономерные разориентации зерен оливина от случайно реализовавшихся. Оценка вероятности таких событий — дело ближайшего будущего. В любом случае, однако, случайно возникшие разориентации, близкие к закономерным, не будут склонны к группированию и поэтому не будут пространственно коррелировать. Закономерные же (специальные) разориентации, унаследованные от топотактических сростаний с высокобарическими полиморфами, проявят пространственную корреляцию [Wheeler et al., 2001]. В структурах типа полос сброса (kick bands), содержащих деформационные ламели оливина (визуально их иногда принимали за двойники по (100)), пространственная корреляция безусловно

имеет место, однако разориентации в них обычно малоугловые [Добржинецкая, 1989]. Искомые же специальные разориентации — высокоугловые (минимальный угол разориентации близок к 60°), поэтому их различение вряд ли вызовет затруднения.

Заключение. Объекты, которым посвящена статья, в настоящее время можно рассматривать лишь как гипотетические, поэтому степень корректности соображений, высказанных относительно возможности их возникновения и обнаружения, может быть оценена только в результате постановки соответствующих экспериментов или при выявлении таких образований в природе. Результаты расчетов имеют сугубо предварительный характер, как и всякий прогноз. Тем не менее параметры взаимных парных ориентировок оливина в миметических параморфозах по высокобарическим полиморфам (если такие параморфозы все-таки существуют в природе) будут близки к рассчитанным автором статьи. Не исключено, что миметические параморфозы оливина в породах глубинного происхождения исследователями ранее пропускались при текстурных исследованиях, но теперь, когда ожидаемые ориентировки в них известны, случаи их появления не должны пройти незамеченными.

Среди дальнейших задач, требующих решения для обеспечения корректных попыток обнаружения предсказанных парных ориентировок и их носителей, — оценка вероятностей обнаружения подобных пар в агрегатах оливина со случайной ориентировкой, а также с директивными текстурами, индуцированными пластическими деформациями. На очереди также перечисление миметических сростаний, содержащих больше двух индивидов оливина, расчет ожидаемых частот появления различных парных ориентировок оливина в них, а также установление связей вероятностей их появления с интенсивностью когерентной нуклеации в фазе-предшественнике.

Благодарности. Автор благодарит А.Л. Перчука и Н.С. Серебрякова за плодотворное обсуждение отдельных аспектов исследования. Статья не приобрела бы законченный вид без учета комментариев и ценных замечаний А.В. Боброва и А.Р. Оганова, которые взяли на себя труд прочесть рукопись, за что автор выражает им признательность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гульбин Ю.Л. Моделирование кинетики нуклеации и роста граната в среднетемпературных метапелитах: Автореф. докт. дисс. СПб., 2016.

Гюйо П., Симон Ж. Расчет энергии симметричных большеугловых границ в алюминии и литии // Атомная структура межзеренных границ. М.: Мир, 1978. С. 140–153.

Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.

Пунин Ю.О., Штукенберг А.Г. Автодеформационные дефекты кристаллов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. 318 с.

Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. Двойники прорастания оливина в щелочных меланократовых базальтах из коллекции Н.М. Пржевальского // Изв. вузов. Геология и разведка. 2015. № 4. С. 82–85.

Пушаровский Д.Ю. Минеральные перестройки в глубинных геосферах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 3–10.

- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли / Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 584 с.
- Akaogi M., Ito E., Navrotsky A.* Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 : calorimetric measurements, thermochemical calculation and geophysical application // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 15671–15685.
- Azevedo S., Nespolo M.* Twinning in olivine group revisited // *Europ. J. Miner.* 2017. Vol. 29, N 2. P. 213–226.
- Griffin B.W., Afonso J.C., Belousova E.A.* et al. Mantle recycling: transition-zone metamorphism of Tibetan ophiolitic peridotites and its tectonic implications // *J. Petrol.* 2016. Vol. 57. P. 655–684.
- Griffin W.L., McGowan N.M., Gonzalez-Jimenez J.M.* et al. Transition-zone mineral assemblages in peridotite massifs, Tibet: Implications for collision-zone dynamics and orogenic peridotites // *Acta Geol. Sinica.* 2015. Vol. 89 (s. 2). P. 90–91.
- Harte B., Cayzer N.* Decompression and unmixing of crystals included in diamonds from the mantle transition zone // *Phys. Chem. Minerals.* 2007. Vol. 34. P. 647–656.
- Hyde B.G., Andersson S., Bakker M.* et al. The (twin) composition plane as an extended defect and structure-building entity in crystals // *Prog. Solid St. Chem.* 1979. Vol. 12. P. 273–327.
- Kaminsky F.* Mineralogy of the lower mantle: a review of super-deep mineral inclusions in diamonds // *Earth Sci. Rev.* 2012. Vol. 110. P. 127–147.
- Kerschhofer L., Dupas C., Liu M.* et al. Polymorphic transformations between olivine, wadsleyite and ringwoodite: Mechanisms of intracrystalline nucleation and the role of elastic strain // *Miner. Mag.* 1998. Vol. 62. P. 617–638.
- Kerschhofer L., Rubie D.C., Sharp T.G.* et al. Kinetics of intracrystalline olivine-ringwoodite transformation // *Phys. Earth Planet. Int.* 2000. Vol. 121. P. 59–76.
- Kitamura M., Yamada H.* Origin of sector twinning in cordierite in Daimonji hornfels, Kyoto, Japan // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 97. P. 1–6.
- Kubo T., Ohtani E., Funakoshi K.* Nucleation and growth kinetics of the α - β transformations in Mg_2SiO_4 determined in situ by synchrotron powder X-ray diffraction // *Amer. Miner.* 2004. Vol. 89. P. 285–293.
- Litvin Y.A., Spivak A.V., Solopova N.A., Dubrovinsky L.S.* On origin of lower-mantle diamonds and their primary inclusions // *Phys. Earth Planet. Int.* 2014. Vol. 228. P. 176–185.
- Madon M., Poirier J.P.* Transmission electron microscope observation of α , β and γ $(Mg, Fe)_2SiO_4$ in shocked meteorites: Planar defects and polymorphic transitions // *Phys. Earth Planet. Int.* 1983. Vol. 33. P. 31–44.
- McNamara D.D., Wheeler J., Pearce M., Prior D.J.* Fabrics produced mimetically during static metamorphism in retrogressed eclogites from the Zermatt-Saas zone, Western Italian Alps // *J. Struct. Geol.* Vol. 44. 2012. P. 1–12.
- Miyahara M., Ohtani E., Kimura M.* et al. Coherent and subsequent incoherent ringwoodite growth in olivine of shocked L6 chondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 295. P. 321–327.
- Ohuchi T., Fujino K., Kawazoe T., Irifune T.* Crystallographic preferred orientation of wadsleyite and ringwoodite: Effects of phase transformation and water on seismic anisotropy in the mantle transition zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 397. P. 133–144.
- Pittarello L., Ji G., Yamaguchi A., Schryvers D.* et al. From olivine to ringwoodite: a TEM study of a complex process // *Meteorit. Planet. Sci.* 2015. Vol. 50, N 5. P. 944–957.
- Poirier J.P.* Martensitic olivine–spinel transformation and plasticity of the mantle transition zone // *Anelasticity in the Earth. Geodynamics Ser.* 1981. Vol. 4. AGU. Washington, DC. P. 113–117.
- Satsukawa T., Griffin W.L., Piazzolo S., O'Reilly S.Y.* Messengers from the deep: Fossil wadsleyite–chromite microstructures from the Mantle Transition Zone // *Sci. Rep.* 2015. Vol. 5. 16484; doi: 10.1038/srep16484.
- Smith J.R., Miyajima N., Huss G.R.* et al. Olivine–wadsleyite–pyroxene topotaxy: Evidence for coherent nucleation and diffusion-controlled growth at the 410-km discontinuity // *Phys. Earth Planet. Int.* 2012. Vol. 200–201. P. 85–91.
- Schwindinger K.R., Anderson A.T.* Synneusis of Kilauea Iki olivines // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. Vol. 103. P. 187–198.
- Sirotkina E.A., Bobrov A.V., Bindi L., Irifune T.* Chromium-bearing phases in the Earth's mantle: Evidence from experiments in the Mg_2SiO_4 – $MgCr_2O_4$ system at 10–24 GPa and 1600 °C // *Amer. Miner.* 2018. Vol. 103. P. 151–160.
- Tackley P.J., Xie S.* The thermochemical structure and evolution of Earth's mantle: Constraints and numerical models, Philos // *Trans. R. Soc. Lond.* 2002. Ser. A. Vol. 360. P. 2593–2609.
- Welsch B., Faure F., Famin V.* et al. Dendritic crystallization: A single process for all the textures of olivine in basalts? // *J. Petrol.* 2013. Vol. 54, N 3. P. 539–574.
- Wheeler J., Prior D.J., Jiang Z.* et al. The petrological significance of misorientations between grains // *Contrib. Miner. Petrol.* 2001. Vol. 141. P. 109–124.

УДК 551.24.031

Н.А. Божко¹

ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫЕ ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

На основании анализа и обобщения современных данных рассмотрены особенности строения и эволюции гранулито-гнейсовых поясов Земли. Подтверждены их коллизионная межконтинентальная тектоническая природа и полициклический и унаследованный характер развития, выражающийся в неоднократном проявлении в одном поясе нескольких этапов гранулитового метаморфизма, разделенных интервалами в несколько сотен миллионов лет. Гранулито-гнейсовые пояса — структуры перманентной мобильности, сохраняющие эндогенную активность на всех этапах своего существования, включая интраплитные обстановки.

Выявлена связь рассматриваемых структур с суперконтинентальной циклическостью, что выражается в пространственной приуроченности большинства их к окраинам молодых океанов, возникших при распаде Пангеи, в сборке и распаде древних суперконтинентов вдоль гранулитовых поясов, а также в корреляции проявления различных типов гранулитового метаморфизма в этих поясах со стадиями суперконтинентального цикла. По мере эволюции этих поясов происходило сложное взаимодействие плитно-тектонических и мантийно-плюмовых механизмов, что выражается в сочетании процессов межконтинентальной коллизии и андерплейтинга. Показана возможность использования гранулито-гнейсовых поясов в палеотектоническом анализе наряду с другими индикаторами геодинамических обстановок.

Ключевые слова: гранулито-гнейсовые пояса (ГПП), метаморфизм, геодинамика, коллизионная модель, цикл Вильсона, суперконтиненты, полициклическость, тектоническая унаследованность.

On the basis of analysis and generalization of modern data the features of the structure and tectonic evolution of granulite-gneiss (high-grade) belts of the Earth are considered. Their continental collisional tectonic nature, polycyclic and inherited character of development, expressed in repeated manifestations in the same belt of several stages of granulite metamorphism, separated by intervals of several hundred million years, are confirmed. Granulite-gneiss belts are permanent mobility structures that maintain endogenous activity in all stages of their existence, including intraplate environments.

The relationship between high-grade belts and supercontinental cyclicity is revealed, which is expressed in the spatial coincidence of the majority of them to the outskirts of the young oceans that arose during the breakup of Pangea; in the control of assembly and breakup of ancient supercontinents along granulite belts; in correlation of manifestations of different types of granulite metamorphism in these belts with the stages of the supercontinent cycle. In the evolution of these belts there is a complex interaction of plate-tectonic and mantle-plume mechanisms, which is expressed in the combination of continental collision and underplating processes. The possibility of using granulite-gneiss belts in paleotectonic analysis along with other indicators of geodynamic settings is shown.

Key words: granulite-gneiss (high grade) belts, metamorphism, geodynamics, collisional model, Wilson cycle, supercontinents, polycyclicity, tectonic inheritance.

Введение. Гранулито-гнейсовые (гранулитовые) пояса (ГПП) — протяженные и широкие зоны, сложенные породами гранулитовой и амфиболитовой фаций высокой степени метаморфизма и распространенные на всех континентах (рисунк). Обычно они разделяют или окаймляют гранит-зеленокаменные области. На фоне смежных структур ГПП привлекают к себе внимание прежде всего как зоны повышенного метаморфизма. Вместе с тем ГПП представляют собой особый тип подвижных поясов, несущих важную геодинамическую информацию. Несмотря на приток нового фактического материала о всех континентах, говорить о

решительном прогрессе в познании геодинамики рассматриваемых структур еще трудно, так как многие вопросы их строения и эволюции остаются дискуссионными. Автор эту тему рассматривает в свете современных данных различных ГПП мира.

Вещественный состав. Рассматриваемые структуры сложены в основном кварц-полевошпатовыми гнейсами и амфиболитами. Среди первично-осадочных образований типичны кластические осадки — мелководные кварциты, метаграувакки, метапелиты в ассоциации с подчиненным количеством других осадочных пород (пояса Мозамбикский, Восточно-Гатский, Транссеверо-Китай-

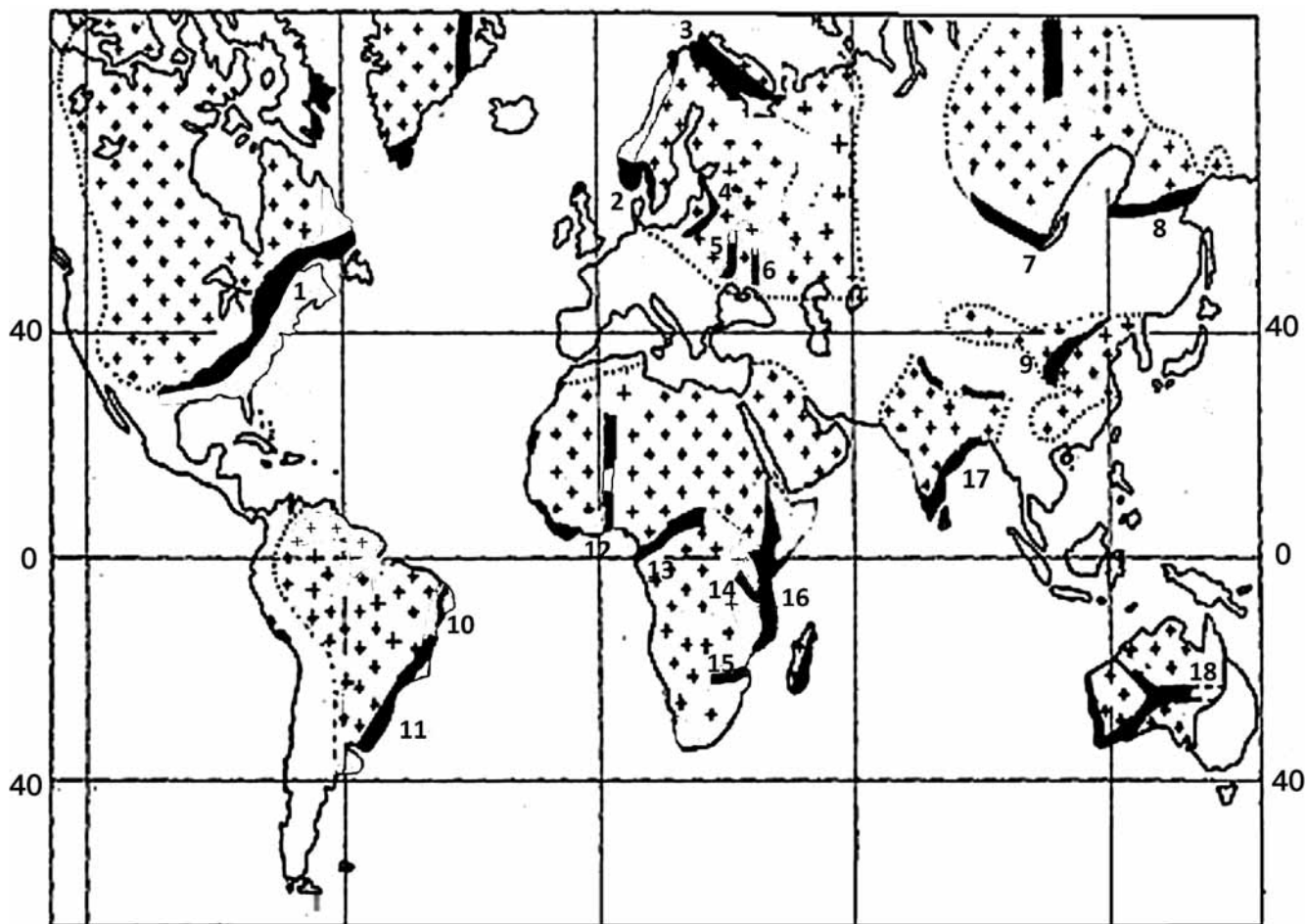
¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: bozhko@yandex.ru

ский, Лимпопо, Шри-Ланка и др.). Большая часть амфиболитов, присутствующих в толще гнейсов, соответствует основным метавулканитам. В некоторых поясах отмечается преобладание метавулканитов более пестрого и кислого состава. Важное обстоятельство — установление в последние годы в составе ГПП реликтов древних океанических комплексов, о чем будет сказано ниже. Плутонические породы представлены базитами, ультрабазитами, гранитоидами широкого спектра, дайковым комплексом. Характерно присутствие анортозитов и расслоенных основных интрузий метаморфизованных до гранулитовой фации.

Возраст. При изучении этих поясов возникают две проблемы: определение возраста формирования первичных пород, слагающих пояс, и времени проявления гранулитового метаморфизма. Эти задачи осложняются изотопным омоложением пород, обусловленным процессами тектоно-термальной переработки, свойственными ГПП, вследствие чего вопрос о количестве этапов гранулитового метаморфизма и их датировании в ряде случаев решается неоднозначно. ГПП — существенно докембрийские структуры, хотя присутствие гранулитов отмечено и в составе фанерозойских

складчатых поясов. Ранее ГПП считались исключительно архейскими, но в настоящее время установлено, что в их строении участвуют образования разного возраста, а основная часть формировалась в протерозое. Наиболее древние ГПП возникли в позднем архее — около 2,6 млрд лет назад. По возрасту последнего гранулитового метаморфизма выделяются палеопротерозойские (Лимпопо, Джугджуро-Становой, Беломорско-Лапландский, Итабуна-Сальвадор-Курака, Транссеверо-Китайский); мезопротерозойские (Гренвильский, Восточно-Гатский, Намаквейский, Масгрейв, Свеконорвежский и др.); неопротерозойские (Мозамбикский, Рибейра, Ливийско-Нигерийский и др.).

Структура. Для ГПП типичны существенно коллизионная внутренняя покровно-складчатая структура, нагромождение аллохтонных пластин, что привело к тектоническому скучиванию и переутолщению коры, развитие сложных пликативных структур течения и куполов, линейности и сланцеватости. Вместе с тем ГПП свойственна поперечная тектоническая зональность. В них обычно выделяются внутренняя и внешняя (или две внешние) зоны. Внешняя зона надвинута на соседний кратон, представляя собой, по существу,



Главные гранулитогнейсовые пояса Земли: 1 — Гренвильский, 2 — Свеконорвежский, 3 — Беломорско-Лапландский, 4 — Белорусско-Прибалтийский, 5 — Побужский (Бугско-Росинский), 6 — Приазовский, 7 — Шарьжалгайский, 8 — Джугджуро-Становой, 9 — Транссеверо-Китайский, 10 — Итабуна-Сальвадор-Курака, 11 — Рибейра (Атлантический), 12 — Ливийско-Нигерийский, 13 — Камерунский, 14 — Убендийский, 15 — Лимпопо, 16 — Мозамбикский, 17 — Восточно-Гатский, 18 — Масгрейв

его переработанный край — параавтохтон, вовлеченный в коллизию, надвигообразование и гранулитовый метаморфизм. В строении внутренней зоны преобладают ювенильные образования. Граница между внешней зоной и кратоном обычно отмечена надвиговым фронтом — полосой разломов, милонитов шириной несколько километров, наклоненной в сторону внутренней зоны. Граница между внешней и внутренней зонами также обычно выражена надвигом или сдвигом. В покровных пакетах ГПП в декомпрессионную стадию развития сформировались характерные зоны скалывания (*shears zones*) шириной до 1–2 км и реакционные минеральные текстуры, отражающие ретроградный метаморфизм. В некоторых поясах на фоне общего линейного структурного плана выявлены участки мозаичного строения.

Рассмотрим на нескольких примерах указанные черты структуры ГПП: зональность и внутреннее покровное строение.

Известный и хорошо изученный *Гренвильский пояс* отделен от более древних провинций Канадского щита надвиговой границей — Гренвильским фронтом, зоной милонитизации и разломов длиной около 2000 км и шириной несколько километров. На юго-востоке от Гренвильского фронта расположен «параавтохтонный пояс», представляющий собой деформированный край кратона Сьюпириор и «аллохтонный пояс», состоящий из пластин-аллохтонов. Граница между ними называется Пограничным надвигом аллохтона [Krauss, Rivers, 2004].

Структура Беломорского сегмента *Беломорско-Лапландского пояса* представляет собой сложный тектонический коллаж, состоящий из нагромождения разнородных тектонических покровов [Ранний ..., 2005; Слабунов, 2008]. На стыке беломорид с Карельским кратоном выделяется зона шириной 30–50 км, представляющая его переработанный край. Аналогичная по природе Инари-Стрельницкая зона расположена на границе Лапландского пояса с Кольским кратоном. Особенность самого Лапландского сегмента — пологие аллохтонные пластины.

Структура *Транссеверо-Китайского пояса* представлена ансамблем тектонических покровов, прорванных мигматитами и гранитами [Faure et al., 2007].

Внешние зоны *Восточно-Гатского пояса* представляют собой переработанные края смежных кратонов Сингбум и Бастар. В целом структура пояса характеризуется многочисленными надвигами и покровами [Mukhopadhyay, Basak, 2009].

В гнейсах *Мозамбикского пояса* выделяются так называемые западные и восточные гранулиты, разделенные пологими надвигами. Первые примыкают к архейскому Танзанийскому кратону, представляя его переработанный край [Johnson et al., 2003]. Восточные гранулиты разделены на три

надвиговые пластины [Cutten et al., 2005]. Общая структура пояса характеризуется системой надвигов, наклоненных в восточном направлении.

Гранулитовый *пояс Лимпопо*, расположенный между архейскими кратонами Каапваальским и Зимбабве, состоит из Северной, Центральной и Южной зон. Краевые зоны рассматриваются как переработанные части кратонов Зимбабве и Каапваальского. Указанные зоны отделяются от кратонов и одна от другой крупными сдвиговыми структурами. Гнейсы Центральной зоны деформированы в серию изоклинальных складок и сопутствующих сколовых зон [Reenen van et al., 2014].

Существенно коллизионная покровная структура отмечается в поясах Камерунском [Toteu et al., 1994], Итабуна–Сальвадор–Курака [Peucat et al., 2011], Рибейра, Масгрейв и др. В работах белорусских геологов внутренняя структура *Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса* определяется как чешуйчато-надвиговая, близкая к чешуйчатым моноклиналям.

Метаморфизм и геодинамические модели. Определение тектонических процессов, происходивших в ГПП, построение их геодинамических моделей в значительной степени базируется на интерпретации *P-T* трендов эволюции пород, сравнении их с кривыми, полученными в результате численного моделирования. Внутри ГПП выделяют два типа гранулитов — высокобарические и средне-низкобарические. Рассмотрим их в этой последовательности.

Присутствие *высокобарических гранулитов* с изотермальными декомпрессионными трендами, направленными по часовой стрелке, установлено практически во всех поясах: Гренвильском [Krauss, Rivers, 2004], Беломорско-Лапландском [Слабунов, 2008; Volodichev, 2014; Glebovitsky, 2014], Джугджуро–Становом [Glebovitsky, 2014], Транссеверо–Китайском [Zhao et al., 2006; Lu et al., 2014], Восточно–Гатском [Mukhopadhyay, Basak, 2009], Итабуна–Сальвадор–Курака [Peucat et al., 2011], Рибейра [Santos et al., 2011], Лимпопо [Holzer et al., 1998; Reenen van et al., 2014], Мозамбикском [Sommer et al., 2017], Земли королевы Мод [Bisnath, Frimmel, 2005] и др.

По результатам численного моделирования высокобарический гранулитовый метаморфизм с *P-T* трендами, направленными по часовой стрелке, происходит одноактно в кратковременном компрессионном синкинematическом режиме, при коллизии и скучивании, приводящих к перетолщению земной коры. Такие погруженные гранулиты эксгумируются в условиях изостатического выравнивания, быстрого подъема, эрозии или тектонической денудации [England, Thompson, 1984]. Именно такой коллизионный метаморфизм определяет линейную конфигурацию ГПП. Этим условиям более всего отвечает популярная коллизионная модель, предполагающая тектоническое

переутолщение коры в 2 раза и более в результате межконтинентальной коллизии, которое сопровождается высокобарическим гранулитовым метаморфизмом.

С указанной моделью согласуется отмеченная выше коллизионная структура гранулитовых поясов в виде ансамбля тектонических покровов. Вместе с тем межконтинентальная коллизионная модель Гималайского типа, как и любого подвижного пояса, предполагает существование цикла Вильсона в его эволюции и, следовательно, обязательное присутствие в его составе океанических комплексов. Несмотря на трудности восстановления протолитов глубокометаморфизованных пород, такие комплексы выявлены в ряде поясов в виде офиолитов, островодужных вулканитов, субдукционных эклогитов [Божко, 2017]. Они обнаружены в поясах Транссеверо-Китайском, Беломорско-Лапландском, Восточно-Гатском, Гренвильском, Мозамбикском, Убенди и Усагара, Шарыжалгайском, Земли королевы Мод и др.

Таким образом, межконтинентальная коллизионная модель высокобарических гранулитов, доминирующих в составе ГПП, подтверждена геологическими данными: коллизионным характером структуры и присутствием реликтов древних океанов, предшествующих столкновению континентальных фрагментов. Ее принятие влечет за собой важное следствие, заключающееся в том, что гранулитовые пояса являются индикаторами межконтинентальных коллизий, а следовательно, циклов Вильсона (океанических раскрытий и закрытий), имевших место в их эволюции.

Вместе с тем в ряде наиболее изученных ГПП наряду с доминирующими высокобарическими гранулитами отмечено присутствие умеренно- и низкобарических, высокотемпературных гранулитов с трендом против часовой стрелки, с изобарическим охлаждением после пика метаморфизма. Такие гранулиты описаны в поясах Транссеверо-Китайском [Zhao et al., 2006], Беломорском [Ранний ..., 2005], Шарыжалгайском [Aftalion et al., 1991], Восточно-Гатском, Лимпопо, Мозамбикском и др.

В отличие от высокобарических гранулитов, высокотемпературные и низкобарические гранулиты, также присутствующие в ГПП, формируются в коре нормальной мощности. Численные модели этих гранулитов предполагают их возникновение в результате термальной эволюции, в которой доминировал существенный привнос тепла из мантийных расплавов. Важная особенность высокотемпературных гранулитов — их ассоциация с интрузиями основных пород, андербитов и чарнокитов, служащих источником привноса необходимого дополнительного тепла из мантийных расплавов при их метаморфизме [England, Thompson, 1984].

Синхронность проявления гранулитового метаморфизма и основного магматизма проанализи-

рована автором на примере становления крупных изверженных провинций (LIP). В настоящее время для формирования низкобарических гранулитов привлекается механизм андерплейтинга нормальной коры мантийными расплавами в условиях растяжения. Итак, в ряде наиболее изученных ГПП внутри одного и того же пояса отмечается присутствие двух различных по природе типов метаморфизма. Наряду с повсеместно развитыми высокобарическими коллизионными «орогенными» гранулитами встречаются высокотемпературные низко- и умереннобарические «анорогенные» гранулиты. Как правило, низкобарические гранулиты наложены на высокобарические [Aftalion 1991; Touret et al., 2016]. Возникает вопрос о том, какой интервал времени разделяет эти дискретные события? Существуют немногочисленные оценки этого интервала.

В Шарыжалгайском комплексе коллизионный гранулитовый метаморфизм гнейсов (~1965 млн лет) отделен от метаморфизма в условиях растяжения, ассоциирующего с чарнокитизацией (~1873 млн лет), интервалом около 100 млн лет [Aftalion et al., 1991].

В поясе Масгрейв последний коллизионный гранулитовый метаморфизм ассоциируется с одноименной орогенцией, датированной 1230–1150 млн лет. Новый гранулитовый метаморфизм (1078 млн лет) был связан с внедрением основного—ультраосновного комплекса Джилс [Wade et al., 2008].

В целом приведенные данные соответствуют оценке интервала между проявлениями высокобарического и высокотемпературного метаморфизма в несколько десятков миллионов лет [Touret et al., 2016].

ГПП в суперконтинентальных циклах. Выявленная картина находит свое объяснение при рассмотрении ее на фоне суперконтинентальной цикличности. Установление в эволюции ГПП двух типов метаморфизма и как следствие двух сменяющихся геодинамических режимов и соответствующих процессов магматизма позволяет коррелировать их с фазами суперконтинентального цикла в 400 млн лет, предложенного автором. Формирование высокобарических гранулитовых комплексов происходит на стадии конвергенции, включающей процессы латеральной аккреции, субдукции и коллизии при сборке нового суперконтинента, заканчивающейся его созданием. В период существования новообразованного суперконтинента за счет создаваемого им теплоизоляционного эффекта возникают условия для процессов, связанных с подъемом мантийных плюмов, анорогенного внутриплитного магматизма, континентального рифтогенеза. При этом ГПП выступают как ослабленные зоны, благоприятные для локализации мантийных плюмов. В это время происходят процессы андерплейтинга, внедрения основной и анортозитовой магмы, формируются высоко-

температурные гранулиты. По мнению Д. Туре с соавторами, события в истории Земли, связанные с латеральной аккрецией при сборке суперконтинентов, при которой господствуют процессы высокобарного гранулитового метаморфизма, сменяются вертикальной аккрецией с сопутствующим ей высокотемпературным метаморфизмом через интервал в несколько десятков миллионов лет [Touret et al., 2016]. Это принципиально не противоречит продолжительности указанных фаз в структуре вышеупомянутого суперконтинентального цикла.

В целом эволюция метаморфизма в ГПП, включающая процессы коллизии и андерплейтинга, отражает сложное взаимодействие двух геодинамических стилей — тектоники литосферных плит и тектоники мантийных плюмов.

Сказанное не является единственной иллюстрацией связи ГПП с суперконтинентальной тектоникой. Ранее автором отмечена пространственная приуроченность гранулитовых поясов к окраинам молодых океанов [Божко, 2011, Vozhko, 2014]. Это означает, что распад Пангеи происходил в значительной степени вдоль ГПП — Гренвильского пояса Северной Америки, Мозамбикского пояса Восточной Африки и его продолжения — центральной части Земли королевы Мод в Восточной Антарктиде, пояса Рибейра в Южной Америке, Восточно-Гатского пояса Индии и т.д. Аналогичная картина имела место при образовании древних океанов. Так, гранулитовый Гренвильский пояс контролирует раскрытие палеозойского океана Япетус и Северной Атлантики, неопротерозойский океан Адаматор в Южной Америке возник вдоль палеопротерозойского гранулитового пояса и др. Эти примеры отражают контролируемую роль ГПП при распаде и сборке суперконтинентов.

Таким образом, связь между ГПП и суперконтинентальной цикличностью многоплановая и выражается в пространственной приуроченности большинства ГПП к окраинам молодых океанов, возникших при распаде Пангеи, в сборке и распаде древних суперконтинентов вдоль гранулитовых поясов, корреляции проявлений различных типов гранулитового метаморфизма со стадиями суперконтинентального цикла.

Полицикличность и унаследованность. Исследования последних лет показали присутствие в каждом ГПП по крайней мере двух этапов гранулитового метаморфизма, разделенных периодом в сотни миллионов лет (таблица).

В *Гренвильском поясе* на востоке Северной Америки в 30 км на юг от Гренвильского фронта, в полосе, параллельной ему, присутствуют архейские гранулиты (~2640 млн лет) [Krogh, 1994]. В восточной части Гренвильской провинции установлены высокобарические гранулиты с возрастом 1650 млн лет, а также амфиболиты и гранулиты, возникшие в ходе Пинварианской орогении (1520–1460 млн

лет) [Gower, Krogh, 2002]. Широко проявленный высокобарический гранулитовый метаморфизм с разновозрастными кульминациями в различных частях пояса связан с межконтинентальной Гренвильской орогенией (1080–980 млн лет).

В *Беломорско-Лапландском поясе* выделяются три этапа гранулитового метаморфизма. Главное метаморфическое событие Беломорского пояса — формирование высокобарических гранулитов с последующей декомпрессией имело место в неоархее в коллизионную стадию развития (~2700 млн лет) [Volodichev, 2014; Glebovitsky, 2014]. Палеопротерозойский этап эволюции беломорид отмечен проявлением метаморфизма с изобарическим трендом охлаждения в интервале 2450–2405 млн лет в условиях тектоники растяжения и внедрения интрузий гранитов, габбро, габбро-анортозитов [Ранний 2005]. Палеопротерозойские коллизионные высокобарические гранулиты Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса сформировались в интервале 1900–1910 млн лет [Balagansky et al., 2014].

Геохронологические данные для *Приазовского блока* свидетельствуют о трех гранулитовых событиях с возрастом 3450, 2900–2800 и 2300–2200 млн лет [Щербак и др., 1993].

В *Побужском (Бугско-Росинском) гранулитовом поясе* выделяются четыре разновозрастных комплекса: гайворонский (3400–3650 млн лет), литинский (2800 млн лет), побужский (2380–2500 млн лет) и бердичевский (2060–2000 млн лет) [Щербак и др., 2005].

В *Китойском и Иркутном гранулитогнейсовых террейнах Шарьжалгайского выступа* Сибирского кратона установлено проявление метаморфизма на рубежах 2600 млн лет и 1,88–1,85 млрд лет [Turkina, 2014].

В *Джугджуро-Становом поясе* установлены эпизоды гранулитового метаморфизма с возрастом 2830–2850, 2600–2650 и 1935 млн лет [Глебовицкий и др., 2009; Glebovitsky, 2014]. Последний широко проявленный метаморфизм отражает коллизию Алданского и Станового кратонов.

В *Транссеверо-Китайском поясе*, разделяющем западный и восточный блоки Северо-Китайского кратона, выделяются две генерации высокобарического метаморфизма — на уровне ~2500 млн лет и ~1800 млн лет, пространственно совмещенные между собой. Взгляды на их геодинамические условия их формирования противоречивы.

Т. Каски и Д. Ли [Kusky, Li., 2003] связывают формирование высокобарических гранулитов на рубеже 2500 млн лет с коллизией между Восточным и Западным блоками Северо-Китайского кратона. По мнению авторов работы [Zhao et al., 2006] и некоторых других исследователей, только второй метаморфизм связан с коллизией этих блоков.

Восточно-Гатский гранулитовый пояс характеризуется сложной полиметаморфической эволюцией, отраженной в его зональном строении.

В Западной чарнокитовой зоне Sm–Nd- и Pb-датировками установлено присутствие архейских гранулитов с возрастом около 3 млрд лет. Гранулиты формировались в компрессионном режиме при утолщении мощности коры [Bhattacharya et al., 2001]. В этой же зоне, на юге от рифта Годавари отмечен высокотемпературный гранулитовый метаморфизм на возрастном уровне 1,6–1,7 млрд лет. Основная часть Восточно-Гатского пояса была вовлечена в коллизию континент–континент, связанную с формированием суперконтинента Родии.

Это событие отражено в интервале датировок 1200–950 млн лет и гранулитовом метаморфизме в *P-T* трендах по часовой стрелке [Mukhopadhyay, 2009]. Панафриканские датировки (500–600 млн лет) в Восточных Гатах обычно не достигают гранулитовой фации метаморфизма, однако они соответствуют ей в Восточной Антарктиде, Южной Индии и на Шри-Ланке, составляющими с Восточными Гатами единый ороген на палинспастической реконструкции.

Эндеогенная активность гранулитово-гнейсовых поясов

Название пояса и опубликованные источники	Эпохи межконтинентальных коллизий и сопутствующего гранулитового метаморфизма, млн лет					Главные проявления внегранулитовой тектоно-магматической активизации
	мезоархей	неоархей	палеопротерозой	мезопротерозой	неопротерозой	
Гренвилльский [Krogh, 1994; Gower, Krogh, 2002]		2640	1650	1080–980 1520–1460		Раскрытие океана Япетус в палеозое и Северной Атлантики в мезозое
Беломорско-Лапландский [Volodichev, 2014; Glebovitsky, 2014; Balagansky et al., 2014]		~2700	1900–1910			Рифейский рифтогенез, палеозойский щелочной магматизм, сейсмичность
Приазовский [Щербак и др., 1993]	3450	2900–2800	2300–2200			Анорогенный палео- и неопротерозойский магматизм
Побужский [Щербак и др., 2005]	3400–3650	2800	2060–2000 2380–2500			Анорогенный палео- и неопротерозойский магматизм и рифтогенез
Шарыжалгайский [Turkina, 2014]		2600	1880–1850			Кайнозойский рифтогенез
Джугджуро-Становой [Глебовицкий и др., 2009; Glebovitsky, 2014]	2830–2850	2600–2650	1935			Мезозойский, кайнозойский рифтогенез и активизация
Транссеверо-Китайский [Kusky T. M., Li J., 2003; Zhao et al., 2006; Lu et al., 2014]		~2500	~1800			Неопротерозойский рифтогенез
Восточно-Гатский [Bhattacharya et al., 2001; Mukhopadhyay, 2009]	3000			1200–950	500–600	Палеозойский рифтогенез, раскрытие Индийского океана
Итабуна –Сальвадор– Курака [Reucat et al., 2011]		2675	2086			Мезопротерозойский и фанерозойский рифтогенез
Рибейра (Атлантический) [Nogueira et al., 2000]			2200–1900		610–490	Раскрытие океана Адамастор в неопротерозое и Южной Атлантики в мезозое
Южно-Камерунский [Toteu et al., 1994]	2900		2050		600	Мезозойский грабен Бенуэ, неоген-четвертичный вулканизм
Убендийский [Boniface, 2012]			1830–1820	1180–1090	600–570	Мезо- и неопротерозойская переработка, кайнозойский рифтогенез
Лимпопо [Holzer et al., 1998; Van Reenen et al., 2014]	3200–3100	~2650–2520	~2000			Рифтогенез эпохи Карру (P-T)
Мозамбикский [Johnson et al., 2003, Andreolli, 1984, Sommer et al. 2017]		2654–2598		~1000	640–550	Рифтогенез Карру (P-T). Кайнозойская Восточно-Африканская рифтовая система, раскрытие Индийского океана
Земли королевы Мод [Bisnath, Frimmel, 2005]				1090–1030	565–530	Позднекайнозойский рифтогенез
Масгрейв [Wade et al., 2008]				1230–1150 1540		Внутриплитная орогения Питерманн, 550 млн лет. Рифейский авлакоген Амадеус

В *гранулитовом поясе Итабуна–Сальвадор–Курака* на западе кратона Сан-Франсиску в Бразилии между мезоархейскими кратонами Жеки, Гавайо и Серинья установлены три генерации гранулитов с возрастом 2675, 2191–2019 и 2086 млн лет. Последний палеопротерозойский метаморфизм, характеризующийся трендом по часовой стрелке, связывают с коллизией архейских кратонов Жеки и Гавайо, тогда как предшествующий ему развивался в условиях активной окраины [Reucat et al., 2011].

В *гранулитовом поясе Рибейра* установлено два этапа гранулитового метаморфизма: первый связан с Трансамазонской орогенцией и датирован интервалом 2200–1900 млн лет, второй проявился в интервале 610–490 млн лет и отражает коллизию кратона Конго с кратоном Сан-Франсиску во время Бразильской орогенции [Nogueira et al., 2000].

В *Южном Камеруне* задокументировано 3 этапа гранулитового метаморфизма на основании определения их возраста U–Pb- и Sm–Nd-методами датирования: 2900, 2050 и 600 млн лет [Toteu et al., 1994]. Первое событие относится к чарнокитам на северном крае кратона Конго, а два последующих связаны с Эбурнейской и Панафриканской орогенциями.

В *поясе Убендий* установлено три проявления гранулитового метаморфизма: палеопротерозойский в интервале 1830–1820 млн, мезопротерозойский (1180–1090 млн лет) и неопротерозойский (600–570 млн лет) [Boniface et al., 2012].

В Центральной зоне *пояса Лимпопо* проявилось три дискретных этапа высокобарического метаморфизма: на уровнях 3200–3100, 2650–2520 и 2000 млн лет [Holzer et al., 1998]. В последнее время выделяют два этапа гранулитового метаморфизма: неархейский (2700–2600 млн лет) и палеопротерозойский (~2000 млн лет). Относительно тектонической эволюции гранулитового пояса Лимпопо существуют противоположные взгляды, причем как в оценке событий, так и в интерпретации P–T трендов.

Согласно данным одних исследователей, неархейский (~2690–2620 млн лет) метаморфизм в Центральной зоне был связан с главной орогенцией Лимпопо — коллизией кратонов Каапваальского и Зимбабве. [Reenen van et al., 2014].

По мнению других авторов [Holzer et al., 1998], только метаморфизм происходивший около 2000 млн лет назад отражает главное коллизионное событие в поясе Лимпопо с трендом по часовой стрелке.

Как и в случае с Транссеверо-Китайским поясом, здесь имеет место разная трактовка архейских и палеопротерозойских датировок. Это же отмечается в отношении *Белорусско-Прибалтийского пояса*. Н.В. Аксаментова главное значение придает неархейским событиям в этом поясе, тогда как другие — палеопротерозойским.

В строении *Мозамбикского пояса* выделяются так называемые западные и восточные гранулиты. Первые примыкают к архейским кратонам и образуют изолированные тела среди пород амфиболитовой фации. Их неархейский возраст определяется в интервале 2654–2598 млн лет [Johnson et al., 2003]. Наличие раннедокембрийских гранулитов в составе Мозамбикского пояса подтверждается последними датировками протолитов мезоархейского (2915 млн лет), неархейского (2675 млн лет), палеопротерозойского (1873–1926 млн лет) возраста [Sommer et al., 2017]. Тектоническая позиция западных гранулитов не вполне ясна. Это может быть переработанный позднеархейским гранулитовым метаморфизмом край кратона или самостоятельный блок, причлененный в процессе Усагаро-Убендийской орогенции.

Восточные гранулиты сложены ювенильными протерозойскими ортогнейсами и супракрустальными породами. Они включают гранулиты двух генераций. Кибарская генерация с возрастом около 1000 млн лет включает гранулиты Лурио Северного Мозамбика [Andreolli, 1984], протягивающиеся до Танзании. Эти гранулиты пространственно ассоциируют с офиолитами, их рассматривают как возникшие на фоне субдукции и коллизии.

Панафриканская генерация гранулитов наложена на все породы пояса. Она проявлена в интервале 640–550 млн лет с тенденцией к уменьшению возраста в южном направлении и отражает коллизию между Восточной и Западной Гондваной после закрытия Мозамбикского палеоокеана. Согласно последним определениям в Восточной и Центральной Танзании гранулитовый метаморфизм в интервале 620–640 млн лет при его пике на уровне 640 млн лет характеризуется комбинацией трендов как по часовой стрелке, так и против нее [Sommer et al., 2017].

Продолжением Мозамбикского пояса в Антарктиде является *пояс Земли королевы Мод*. В его пределах установлено два этапа гранулитового метаморфизма, связанных с межконтинентальными коллизиями континент–континент в интервале 1090–1030 и 565–530 млн лет соответственно, последний отвечает эволюции восточных гранулитов Мозамбикского пояса [Bisnath, Frimmel, 2005].

В *поясе Масгрейв* Центральной Австралии первый компрессионный гранулитовый метаморфизм на уровне 1540 млн лет связан с коллизией Северо-Австралийского и Южно-Австралийского кратонов. Следующий гранулитовый метаморфизм такой природы ассоциируется с орогенцией Масгрейв, датированной интервалом 1230–1150 млн лет [Wade et al., 2008].

Полицикличность ГПП, неоднократное проявление в каждом из них нескольких этапов гранулитового метаморфизма отражают унаследованный характер тектонической эволюции этих структур [Божко, 2011; Bozhko, 2014].

Тектонотермальная переработка субстрата — неотъемлемая особенность ГПП, из-за чего их в свое время автор назвал «зонами тектонотермальной переработки». Ее развитие неизбежно следует из указанной полициклической природы поясов, неоднократного коллизионного сжатия и погружения субстрата в условия нижней коры. Переработка выражается в наложенных деформациях, развитии сколовых зон, метаморфизме, магматизме, изотопном омоложении пород, которые вовлечены в коллизию в эпохи, существенно более поздние относительно времени их формирования, а также в перемагничивании остаточной намагниченности пород, оказывающихся под термальным воздействием. Древние переработанные комплексы слагают значительные части Мозамбикского, Гренвильского, Транссеверо-Китайского, Восточно-Гатского и других гранулитовых поясов. В процессе формирования ГПП переработке повсеместно подвергались краевые части кратонов, участвующих в коллизии, подобно тому, как это имеет место в Северной и Южной зонах пояса Лимпопо.

В течение каждого цикла гранулиты перерабатывались и смешивались за счет тектонического сжатия с относительно небольшой пропорцией гранулитов, образовавшихся в результате последней орогении и коллизии. Такое перемешивание древних и молодых гранулитов затрудняет их распознавание и выделение отдельных тектонотектонических циклов.

Перманентная мобильность. Ранее автором отмечалось важное свойство гранулитовых поясов: в течение всей их эволюции они сохраняют разнообразную эндогенную активность [Божко, 2011; Vozhko, 2014].

В интервалах между эпохами континентальных коллизий и синколлизионного гранулитового метаморфизма, а также после завершения этих процессов в конкретных ГПП эти пояса оставались мобильными, проявляя внеколлизионную эндогенную тектоно-магматическую активность и контролируя внутриплитный магматизм и деформации, континентальный рифтогенез и молодое океанообразование.

Так, Беломорско-Лапландский пояс испытал рифейский рифтогенез, девонский карбонатный магматизм и современную сейсмичность. Вдоль Гренвильского пояса произошло раскрытие палеозойского океана Япетус с последующей коллизией Аппалачей. Приазовский пояс вмещает мезопротерозойские карбонатиты, неопротерозойские дайки и мезозойские трубки взрыва. Джугджуро-Становой пояс испытал мезозойскую и кайнозойскую активизацию и сейсмичность. Транссеверо-Китайский пояс послужил ареной рифейского и кайнозойского рифтинга, Восточно-Гатский — подвергся рифтингу в пермскую эпоху и раскрытию Индийского океана. Пояс Итабу-

на—Сальвадор—Курака вмещает неопротерозойские и мезозойские рифты. Вдоль пояса Рибейра проявился рифейский рифтогенез и произошло раскрытие Южной Атлантики. Камерунский пояс был ареной проявления мезозойского рифтогенеза и кайнозойского вулканизма. Пояс Лимпопо испытал пермотриасовый рифтогенез эпохи Карру. Вдоль Мозамбикского пояса проявился рифтогенез Карру, а впоследствии имело место раскрытие Индийского океана и формирование Восточно-Африканской рифтовой системы. Пояс Масгрейв испытал неопротерозойский рифтинг и фанерозойские деформации.

В этом отношении гранулитовые пояса являются антиподами стабильных архейских кратонов, для которых эти процессы не свойственны. Указанное видно на примере Карельского кратона, который не был затронут рифейским континентальным рифтогенезом и девонским щелочным магматизмом, проявившимися в пределах соседнего Беломорско-Лапландского пояса.

Таким образом, ГПП — структуры перманентной мобильности, в них проявляется, в течение всей их эволюции до фанерозоя включительно, разнородная эндогенная активность (таблица).

Выводы. 1. Гранулитогнейсовые пояса представляют собой протяженные подвижные пояса глобального масштаба, сложенные полициклическими комплексами с высокой степенью метаморфизма, со значительным участием переработанных пород, обладающие сложной покровно-надвиговой структурой и проявляющие в течение всей их эволюции периодически-постоянную эндогенную активность.

2. Межконтинентальная коллизионная тектоническая природа ГПП доказывается существенно покровным характером их внутренней структуры, присутствием реликтов древних океанических комплексов и результатами численного моделирования. Из этого следует, что ГПП — геодинамические индикаторы проявления древних циклов Вильсона (океанических раскрытий и закрытий), имевших место в их эволюции.

3. Характерная особенность гранулитовых поясов — полициклическость, присутствие в пределах одного и того же пояса нескольких разновозрастных гранулитовых комплексов, разделенных интервалами в сотни миллионов лет, что свидетельствует об унаследованном характере их эволюции. Существование подобных унаследованных структур глобального масштаба предполагает упорядоченность структурного плана Земли.

Следствием полициклическости ГПП является тектоно-термальная переработка пород, более древних по отношению к конкретному проявлению метаморфизма. Переработка выражается в наложенных деформациях, метаморфизме, магматизме, а также в изотопном омоложении и перемагничивании пород.

4. Гранулитогнейсовые пояса контролируют формирование и распад суперконтинентов, что выражается в пространственной приуроченности большинства их к окраинам молодых океанов, возникших при распаде Пангеи, положении на палеорекострукциях суперконтинентов, в продолжительности интервалов между проявлениями коллизионного гранулитового метаморфизма, близкой к суперконтинентальному циклу; в корреляции проявлений различных типов гранулитового метаморфизма в ГПП со стадиями суперконтинентального цикла. В составе ряда ГПП обнаружены два типа гранулитов, разделенных во времени, — высокобарических и высокотемпературных. Первые возникают при межконтинентальных коллизиях в

эпоху сборки суперконтинентов, вторые — продукты андерплейтинга на стадиях существования слитного суперконтинента и его распада. Подобное сочетание орогенных и анорогенных гранулитов в одном поясе отражает одно из проявлений сложного взаимодействия плитно-тектонических и мантийно-плюмовых процессов в ходе эволюции ГПП.

5. ГПП — структуры перманентной мобильности, сохраняющие эндогенную активность на всех этапах их существования, включая внутриплитные обстановки.

6. ГПП — носители важной геодинамической информации, их можно эффективно использовать при палеотектоническом анализе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Божко Н.А. Реликты докембрийских океанических бассейнов в составе гранулитовых поясов Земли и геодинамические следствия // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Мат-лы XLIX Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2017. С. 64–67.

Божко Н.А. Высокобарические гранулитогнейсовые пояса как важные объекты палеотектонического анализа // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Мат-лы науч. конф. и путеводитель науч. экскурсий. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. С. 31–34.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2008. 294 с.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. Возраст железорудных формаций Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С. 14–26.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наукова думка, 2005. 243 с.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geology. 1991. Vol. 99. P. 851–862.

Balagansky V.V., Gorbunov L.A., Mudruk S.V. Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, Northern Fennoscandia. Baltic shield // Precambrian high-grade mobile belts: Extend. abstr. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 7–10.

Bhattacharya S., Kar R., Misra S., Teixeira W. Early Archaean continental crust in the Eastern Ghats granulite belt, India: isotopic evidence from a charnockite suite // Geol. Mag. 2001. Vol. 138, N 5. P. 609–618.

Bisnath A., Frimmel H.E. Metamorphic evolution of the Maud Belt: P-T-t path for high-grade gneisses in Gjelsvikfjella, Dronning Maud Land, East Antarctica // J. Afric. Earth Sci. 2005. Vol. 43. P. 505–524.

Boniface N., Schenk V., Appel P. Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence

from monazite and zircon geochronology, and geochemistry // Precamb. Res. 2012. Vol. 192–195. P. 16–33.

Bozhko N.A. Granulite-Gneiss belts: geodynamic implications. In: Precambrian high-grade mobile belts: Extend. abstr. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 16–17.

Cutten H.N.C., De Waele B., Johnson S.P. The Mozambique Belt, eastern Africa: tectonic history in a regional setting. Abstr. Academia Nacional De Ciencias Gondwana 12. Mendoza, 2005. P. 117.

England P.C., Thompson A.B. Pressure temperature time paths of regional metamorphism. 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // Petrology. 1984. Vol. 25. P. 894–928.

Faure M., Trap P., Lin W. et al. Polyrogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt, new insights from the Lüliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs // Episodes. 2007. Vol. 30. P. 1–12.

Glebovitsky V.A. Granulites in the Proterozoic and Neoproterozoic mobile zones. Precambrian high-grade mobile belts: Extend. abstr. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 25–26.

Gower C.F., Krogh T.E. A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province // Canad. J. Earth Sci. 2002. Vol. 39. P. 795–829.

Holzer L., Frei R., Baeton J.M. et al. Unraveling the record of successive high-grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals // Precamb. Res. 1998. Vol. 87. P. 87–115.

Johnson S.P., Cutten H.N.C., Muhongo S., De Waele B. Neoproterozoic magmatism and metamorphism of the western granulites in the central domain of the Mozambique belt, Tanzania: U-Pb SHRIMP geochronology and PT estimates // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 125–145.

Krauss J.B., Rivers T. High-pressure granulites in the Grenvillian Grand Lake thrust system, Labrador: Pressure-temperature conditions and tectonic evolution // GSA Mem. 2004. Vol. 197. P. 105–133.

Krogh T.E. Precise U-Pb ages for Grenvillian and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville Front tectonic zone, Canada // Tectonics. 1994. Vol. 13, N 4. P. 963–982.

Kusky T.M., Li J. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // J. Asian Earth Sci. 2003. Vol. 22, Iss. 4. P. 383–397.

Lu Jun-Sheng, Wang Guo-Dong, Wang Hao et al. Palaeoproterozoic metamorphic evolution and geochronology of the Wugang block, southeastern terminal of

the Trans-North China Orogen // *Precambr. Res.* 2014. Vol. 251. P. 197–211.

Mukhopadhyay D., Basak K. The Eastern Ghats Belt — a polycyclic granulite terrain // *J. Geol. Soc. India.* 2009. Vol. 73. P. 489–518.

Nogueira J.R., Choudhuri A. Geotectonic models and geologic evolution of the high-grade gneiss terranes of Juiz De Fora (Mg), Brazil // *Revista Brasileira de Geociências.* 2000. Vol. 30. P. 169–173.

Peucat J.-J., Barbosa J.S.F. et al. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages // *J. South Amer. Earth Sci.* 2011. Vol. 31. P. 397–413.

Reenen van D.D., Smit C.A., Roering C. Multi-cycle high-grade metamorphism and D-P-T-t Evolution of the Central Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa. Precambrian high-grade mobile belts: Extend. abstr. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 74–75.

Santos T.M.B., Munhá J.M., Tassinari C.C.G. et al. Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil // *Geosci. J.* 2011. Vol. 15, Iss. 1. P. 27–51.

Sommer H., Kroner A., Lowry L. Neoproterozoic eclogite-to high-pressure granulite-facies metamorphism in the Mozambique belt of east-central Tanzania: A petrological, geochemical and geochronological approach // *Lithos.* 2017. Vol. 284–285. P. 666–690.

Toteu S.F., Schmus van W.R., Penaye J., Nyobé J.B. U–Pb and Sm–N evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon // *Precambr. Res.* 1994. Vol. 67, Iss. 3–4. P. 321–347.

Touret J.L.R., Santosh M., Huizenga J.M. High-Temperature Granulites and Supercontinents // *Geosci. Front.* 2016. Vol. 7, N 1. P. 101–113.

Turkina O. Paleoproterozoic granitoid magmatism of granite-greenstone and granulite-gneiss terranes of the south-western Siberian craton. Precambrian high-grade mobile belts: Extend. abstr. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 112–113.

Volodichev O.I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt. Precambrian high-grade mobile belts: Extend. abstr. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 25–26.

Wade B.P., Kelsey D.E., Hand M., Barovich K.M. The Musgrave Province: Stitching north, west and south Australia // *Precambr. Res.* 2008. Vol. 166, Iss.1–4. P. 370–386.

Zhao G., Min Sun, Wilde S.A., Sanzhong Li et al. Composite nature of the North China Granulite-Facies Belt: Tectonothermal and geochronological constraints // *Gondwana Res.* 2006. Vol. 9, Iss. 3. P. 337–348.

Поступила в редакцию
18.10.2017

УДК 551

Г.В. Баскакова¹, А.М. Никишин²

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЙОНА КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ЗОНЫ НА ОСНОВЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СБАЛАНСИРОВАННОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗРЕЗА³

Рассмотрена история геологического развития в районе Керченско-Таманского прогиба, Анапского выступа (продолжение погруженной части горно-складчатого сооружения Большого Кавказа), Туапсинского прогиба и вала Шатского в палеоген-неогеновый период. Для восстановления дислоцированных толщ в исходное положение в пределах вышеперечисленных структурных элементов выполнены балансировка и палеореконструкция регионального композитного сейсмогеологического разреза. Основное внимание уделено шельфовой зоне Черного моря.

Ключевые слова: палеореконструкции, складчатость, хроностратиграфия, Черное море, Азовское море, Большой Кавказ, Керченско-Таманский прогиб, Западно-Кубанский прогиб, Анапский выступ.

The geological framework and tectonics of the Eastern Black Sea region is characterized through balancing a geological cross-section and paleoreconstruction during the Paleogene-Neogene period. Studied area includes the Kerch-Taman Trough, the Anapa Swell (the continuation of the immersed part of the Greater Caucasus Orogen), the Tuapse trough and the Shatsky Swell. The paper is mainly focused on the Russian shelf zone of the Black sea. The results are important for understanding of the trap formation time and the hydrocarbon deposits preservation in the Russian sector of the Black sea shelf.

Ключевые слова: paleoreconstruction, orogenesis, chronostratigraphy Black Sea, Azov Sea, West Caucasus, Kerch-Taman Trough, West Kuban trough, Anapa Swell.

Введение. Геологической историей развития горноскладчатого сооружения Большого Кавказа, Черного и Азовского морей занимались многие исследователи: геологическое изучение охватывает период с конца XVIII в. по настоящее время. Наиболее значительные работы начального этапа исследований принадлежат геологам Ю.А. Анисимову, Ф.Г. Кошкулю, Г.В. Абику, Г.Д. Романовскому, А.М. Коншину, В.И. Вернадскому, Н.И. Андрусову и др. Геофизическое изучение Керченско-Таманского прогиба началось с 1950 г. методами МОВ, МОГТ, а затем с 2006 г. и сейсморазведкой 3D. Наиболее известные обобщения геолого-геофизической информации для рассматриваемой территории представлены в работах Д.А. Туголесова и др. (1985), А.П. Афанасенкова (2007), Ю.В. Ростовцевой (2012), В.И. Старостенко (2016). Изучение времени формирования Большого Кавказа и образования сопутствующих ему структур имеет значение не только для фундаментальных задач региональной геологии, но и при поисковых работах на нефть и газ. И если на суше известен ряд открытых и разрабатываемых месторождений начиная с середины XX в., то

в российском секторе акватории Черного моря геологоразведка находится только на поисково-оценочном этапе.

Строение Керченско-Таманской зоны. Керченско-Таманский прогиб расположен между горноскладчатыми сооружениями Большого Кавказа и Крыма. Со стороны Большого Кавказа прогиб развит на периклинальном погружении орогена. Для прогиба характерно развитие брахиантиклиналей субширотного простирания, выраженных в рельефе Керченского и Таманского полуостровов холмами с относительной высотой до 100 м. Своды антиклиналей часто осложнены грязевыми сопками. По данным батиметрической и сейсмоакустической съемок разных лет грязевые вулканы обнаружены и в акватории Черного моря. Они представляют собой небольшие конусообразные холмы высотой 30–50 м, иногда до 100–120 м. На Таманском п-ове антиклинальные складки группируются в несколько антиклинальных зон запад–юго-западного простирания, продолжаясь в пределы шельфа Черного моря. С севера на юг выделяются зоны Мыса Каменного, Фонталовская, Анастасиевско-Краснодарская (Цымбалы),

¹ ООО «РН-Эксплорейшн»; гл. специалист ГГС; *e-mail:* g_baskakova@rn-exp.rosneft.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, заведующий кафедрой; *e-mail:* nikishin@geol.msu.ru

³ Работа А.М. Никишина частично выполнена в рамках гранта РФФИ (проект № 18-05-00495).

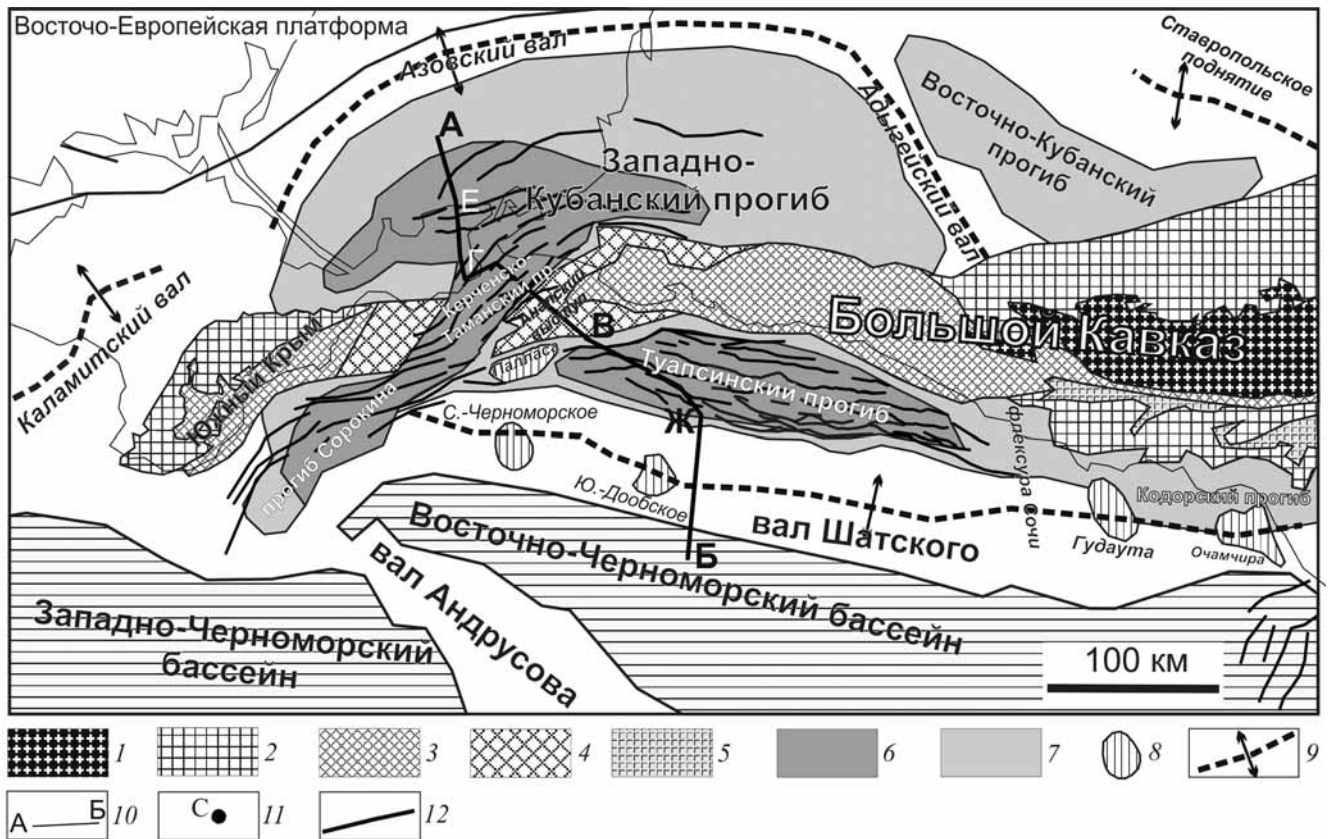


Рис. 1. Тектоническая схема Восточно-Черноморского региона и прилегающих территорий (составлена с учетом данных [Афанасенков и др., 2007; Митюков и др., 2012; Nikishin et al., 2015a, b; Okay et al., 1997, 2003]): 1 — домезозойские кристаллические массивы; 2 — орогены, сложенные шельфовыми осадочными породами мезозоя—эоцена; 3 — орогены, сложенные мезозойско-эоценовыми глубоководными отложениями; 4 — части орогенов, перекрытые майкопско-четвертичными отложениями; 5 — мезозойские вулканиты; 6 — депоненты олигоцен-современных молассовых бассейнов с толщиной майкопских отложений более 4–5 км; 7 — неглубокие олигоцен-современные молассовые бассейны; 8 — кайнозойские тектонические поднятия; 9 — оси поднятий, активных в олигоцене; 10 — положение композитного профиля А–Б; 11 — взбросо-надвиговые нарушения в олигоцен-миоценовых отложениях

Фанагорийская, Карабетовская, Кизилташская, Ереминская, Суворово-Черкесская и Благовещенская.

Осадочное выполнение прогиба представлено в основном мощной толщей майкопских (олигоцен-нижнемиоценовых) глин и терригенными отложениями верхнего миоцена—плиоцена. Подошва майкопа залегает на глубине от 3 до 8 км. Формирование Керченско-Таманского прогиба как тектонического элемента началось на рубеже позднего эоцена—раннего олигоцена, т.е. около 33 млн лет назад, в связи с началом формирования горно-складчатого сооружения Большого Кавказа [Афанасенков и др., 2007]. Отложения Керченско-Таманского прогиба на шельфе Черного моря пробурены несколькими глубокими скважинами. Скважина Субботина (2006 г.) вскрыла отложения вплоть до палеоцена [Stovba et al., 2009]. Скважина Рифовая-302 (1985 г.) не вышла из отложений майкопской серии.

Материалы и методы исследований. Для восстановления истории осадконакопления отложений палеоцен-плиоценового возраста был выбран композитный сейсмогеологический профиль через Западно-Кубанский и Керченско-Таманский прогибы, Анапский выступ, Туапсинский прогиб и вал Шатского. Расположение профиля показано на тектонической схеме (рис. 1), составленной с учетом данных [Афанасенков и др., 2007; Митюков и др., 2012; Nikishin et al., 2015a, b; Okay et al., 1997; 2003]. В современном рельефе этот профиль проходит через шельф Азовского моря, Керченский п-ов, шельф, склон и глубоководный бассейн Черного моря. Для сухопутной стыковки морских съемок в акватории Черного и Азовского морей был выбран геологический профиль по линии Г–Д–Е через Керченский п-ов (листы L-37-XIX, L-37-XXV геологической карты СССР, серия Крымская). Восстановление истории осадконакопления сделано методом сбалансированных

разрезов с использованием карт мощности и палеогеографических схем.

На первом этапе работы выполнена увязка морских сейсмических профилей между собой и с геологическим профилем на суше, интерпретация основных несогласий, стратиграфическая привязка горизонтов и выделение тектонических нарушений, принципиально важных для понимания геологической истории исследуемого региона. По сейсмическим профилям было выделено несколько границ несогласий от кровли отложений юрской системы до кровли отложений понтического горизонта. Отражающий горизонт, отвечающий кровле юрских отложений, хорошо выделяется в районе вала Шатского. В Туапсинском и Керченско-Таманском прогибах из-за большой глубины залегания разделение меловых и юрских отложений не всегда возможно, поэтому граница проведена условно, согласно принятой геологической модели. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов и основные тектонические события показаны на схеме (рис. 2). При составлении стратиграфической модели региона использованы данные скважин и обобщающие сведения о геологическом строении региона [Митюков и др., 2012; Альмендингер и др., 2011; Губарев, 2006].

Рассмотрим основные особенности геологического строения сейсмогеологического профиля (рис. 3). В северной части профиля, расположенной на шельфе Азовского моря, отложения палеоцена-эоцена объединены в единую пачку из-за их небольшой толщины. В породах майкопской серии выделяются клиноформы. В районе сухопутного геологического профиля границы ниже кровли майкопа из-за отсутствия данных проведены согласно вышележащим. Особенности строения Керченско-Таманской зоны описаны выше. В районе Анапского выступа выделяется синкинематическая толща толщиной до 500 м, отождествляемая с отложениями эоцена. Такая мощность эоценовых отложений не наблюдается в других частях регионального разреза. Отложения майкопской серии характеризуются сокращенной относительно проги-

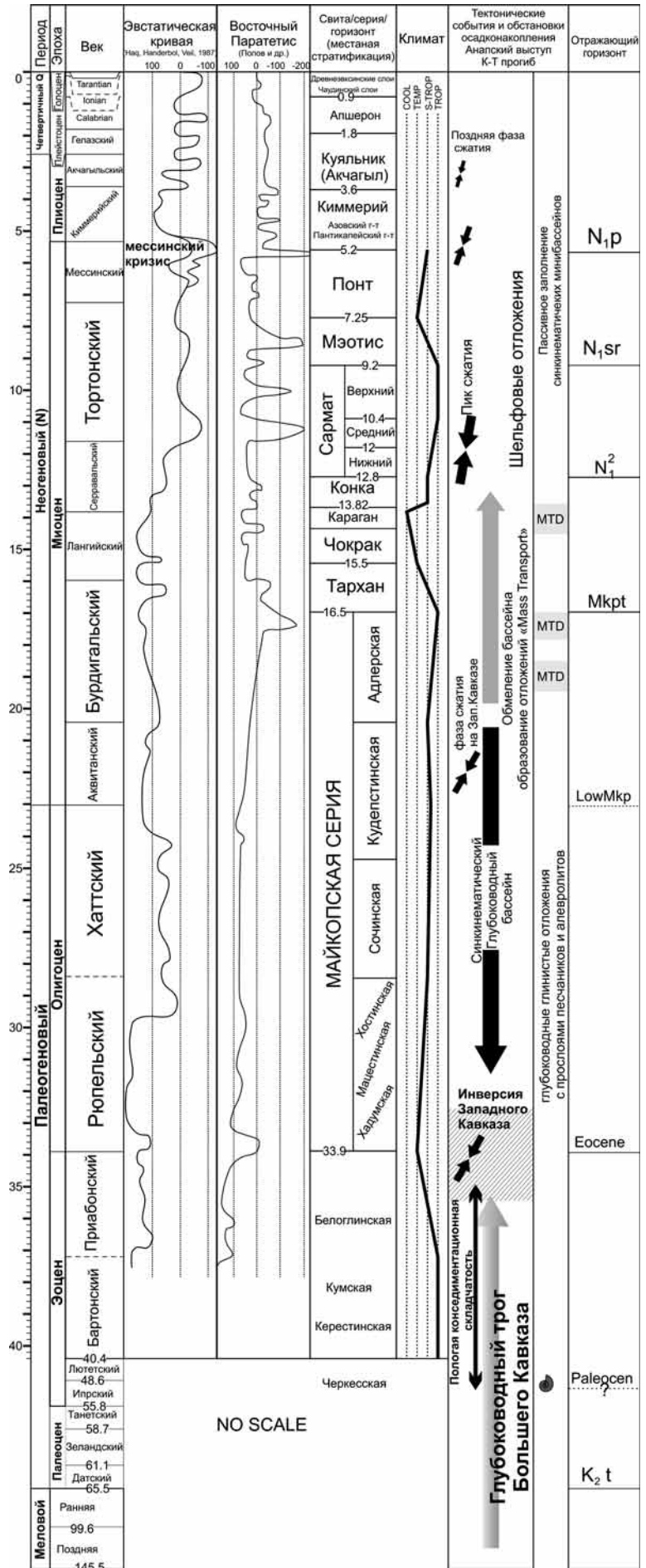


Рис. 2. Хроностратиграфическая схема с основными тектоническими событиями и стратиграфической привязкой отражающих горизонтов в районе Анапского выступа и Керченско-Таманского прогиба. Климат: *COOL* — холодный, *TEMP* — умеренный, *S-TROP* — субтропический, *TROP* — тропический, *MTD* — отложения в результате транспортировки масс

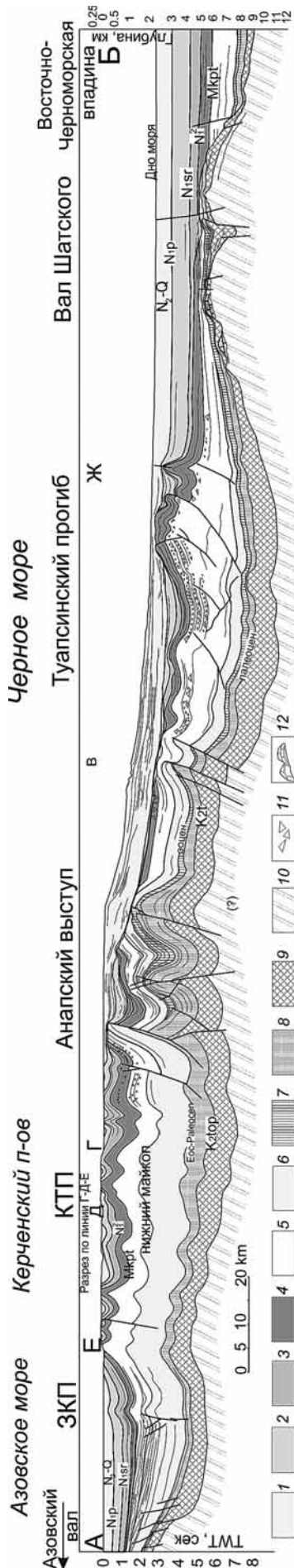


Рис. 3. Исходный композитный сейсмогеологический профиль А–Б. Положение профиля см. на рис. 1 (буквами обозначены отрезки профиля). Сокращения: КТП — Керченско-Таманский прогиб; ЗКП — Западно-Кубанский прогиб. Условные обозначения: 1 — плиоцен — плейстоцен; 2 — понт-меотис; 3 — сармат; 4 — средний миоцен (конка, каратан, чокрак, тархан); 5 — средний-верхний майкоп (нижний миоцен); 6 — нижний майкоп (верхний олигоцен); 7 — эоцен; 8 — палеоцен / палеоцен-эоцен в районе КТП и ЗКП; 9 — меловая система; 10 — юрская система; 11 — отложения транспорта масс; 12 — юрские рифовые постройки

бов толщиной. Породы мелового и палеоценового возраста слагают пологие складки. Туапсинский прогиб характеризуется большой мощностью отложений майкопской серии, которые формируют систему субпараллельных взросов–надвигов с поверхностью срыва в низах майкопа. Наиболее древние складки расположены в зоне примыкания Туапсинского прогиба к южному склону Большого Кавказа. Наиболее молодые складки отмечены в северо-западной части Туапсинского прогиба, в области сочленения с валом Шатского. На вале Шатского майкопские отложения отсутствуют либо имеют малую мощность. Отложения верхнего миоцена в некоторых местах залегают на меловых и палеоценовых.

Для построения сбалансированного разреза использована программа Move. Сейсмический разрез был пересчитан из временного масштаба в глубинный по скоростной модели, построенной с учетом значений сейсмической скорости и данных ВСП в близлежащих скважинах. Результаты реконструкции геологической истории представлены на рис. 4. Рассмотрим основные этапы формирования Анапского выступа и сопряженных территорий.

Восстановление основных тектонических событий в Керченско-Таманской зоне. Основные объекты исследований — Керченско-Таманский прогиб и зона Анапского выступа. Часть Туапсинского прогиба и вала Шатского, показанные на профиле, здесь рассмотрены в качестве дополнительных соседних тектонических элементов.

Домайкопское время (мел–эоцен). Отложения юры, мела, палеоцена и эоцена в большинстве случаев без дополнительных данных по скважинам трудно разделяются на сейсмических разрезах из-за схожих акустических свойств слагающих их пород. На вале Шатского по сейсмическим данным выделяются верхнеюрская карбонатная платформа и крупные карбонатные постройки, перекрывающие их отложения залегают с угловым несогласием и выполняют неровности в палеорельефе [Афанасенков и др., 2007]. В районе Западно-Кубанского и Керченско-Таманского прогибов выделяются шельфовые отложения верхнего мела–эоцена. Зона Анапского выступа представляет собой продолжение глубоководного трога Большого Кавказа. На суше Анапский выступ переходит в флишевую зону Большого Кавказа, в пределах которой наблюдаются мел-палеоценовые относительно глубоководные отложения с турбидитами. Можно предположить, что в зоне Анапского выступа отложения верхнего мела–эоцена образованы более глубоководными осадками, чем на вале Шатского и в Кубанском прогибе.

Отложения ниже подошвы майкопа (олигоцен) образуют три разные зоны: Керченско-Таманский прогиб, Туапсинский прогиб и зону Анапского выступа. В первых двух зонах ниже майкопа нет толщ с резко переменной толщиной.

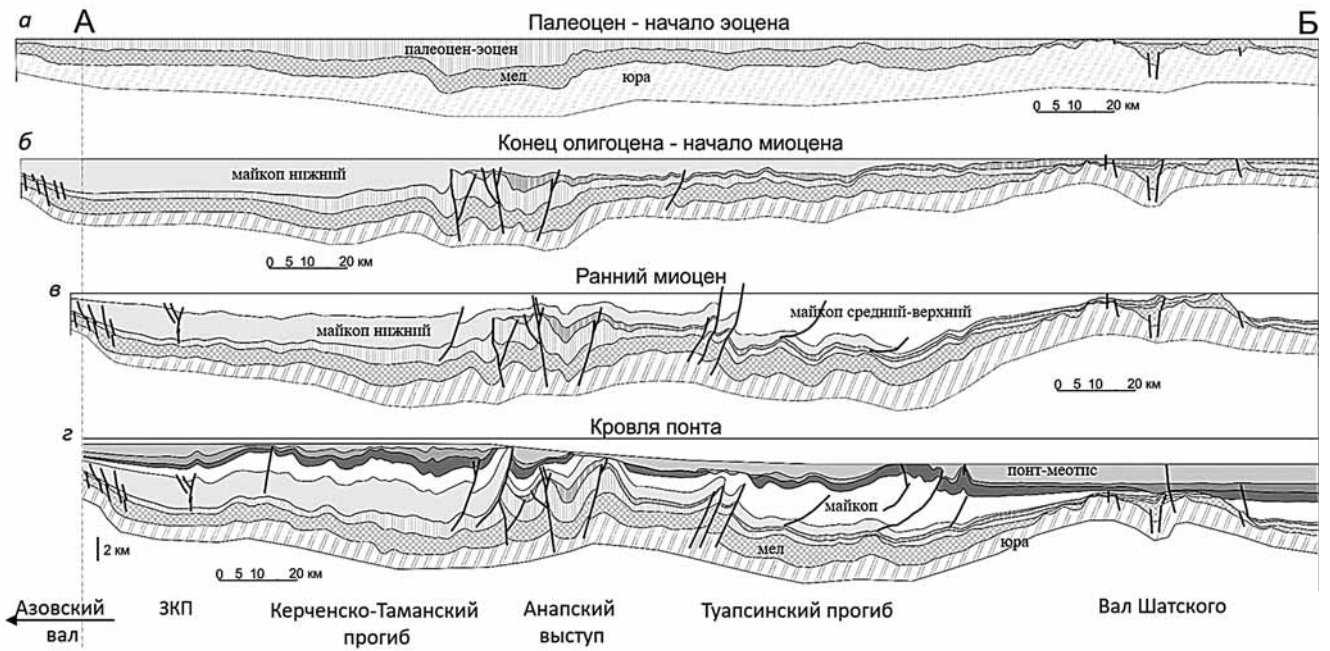


Рис. 4. Реконструкция геологической истории в зоне погружения Большого Кавказа и сопряженных территорий (исходный сейсмогеологический разрез А–Б и условные обозначения см. на рис. 3, положение профиля — на рис. 1)

В зоне Анапского выступа толща, ассоциируемая с отложениями эоцена, имеет переменную мощность и формировалась синхронно со складчатостью, в синклиналиях мощность резко увеличивается, а в антиклиналиях уменьшается вплоть до исчезновения. Поэтому можно сделать вывод, что в зоне Анапского выступа первые тектонические движения начались в раннем эоцене и продолжались вплоть до олигоцена. Вблизи границы Керченско-Таманского прогиба и прогиба Сорокина отложения эоцена и палеоцена вскрыты скважиной Субботина-403 и представлены известковистыми глинами с прослоями мергелей и тонких слоев песчаников. Время начала здесь складчатых деформаций остается дискуссионным.

Майкопское время (олигоцен–ранний миоцен).

В Керченско-Таманском прогибе майкопские отложения представлены преимущественно глубоководными глинами с песчано-алевритистыми прослоями общей мощностью около 6 км. В майкопских отложениях можно выделить два основных сейсмокомплекса, по привязке к скважинным данным они отвечают нижнему (олигоцен) и среднему–верхнему майкопу (ранний миоцен).

В нижнем майкопе выделяются три зоны: Керченско-Таманский прогиб, зона Анапского выступа и Туапсинский прогиб (рис. 4, б). Керченско-Таманский прогиб представлял собой естественное продолжение Западно-Кубанского прогиба, мощность нижнемайкопских отложений в нем больше, чем в Туапсинском прогибе. Туапсинский прогиб в олигоцене испытал быстрое погружение. Отложения нижнего майкопа в нем представлены глубоководными глинами с пропластками турби-

дитов [Митюков и др., 2012]. В зоне Анапского выступа отложения майкопа несогласно залегают на флишевых отложениях эоцена.

В позднем майкопе три выделенные зоны сохранялись (рис. 4, в). Важное отличие состоит в том, что главной зоной седиментации стал Туапсинский прогиб (рис. 4, в). В раннем миоцене в зоне Анапского выступа началась вторая фаза складчатых деформаций, связанная с инверсией бывшего прогиба, которая на сейсмических разрезах выделяется в виде углового несогласия и синорогенной толщи, выполняющей небольшие прогибы. В эту фазу складчатости начался рост структур в Керченско-Таманском прогибе. Верхнемайкопские отложения во всех трех зонах характеризуются сейсмическими комплексами с хаотическим строением, которые интерпретируются как осадки транспортировки масс (*mass transport deposits/complex*, МТД/МТС, *debris flow*, рис. 5, б, в). Отложения такого типа формируются на склонах при оползании нелитифицированных масс осадков и включают обломки пород со смесью воды и глины. Источником сноса этих потоков служили растущие острова Большого Кавказа. В зоне Анапского выступа (рис. 5, в) и в Керченско-Таманском прогибе выделяются две пачки МТД, разделенные слоистой пачкой предположительно песчано-глинистого состава. В Туапсинском прогибе выделяются три пачки МТД, также разделенные пачками параллельнослоистого комплекса, толщина комплексов сокращается в направлении от Анапского выступа к центральной части Туапсинского прогиба (рис. 5, б).

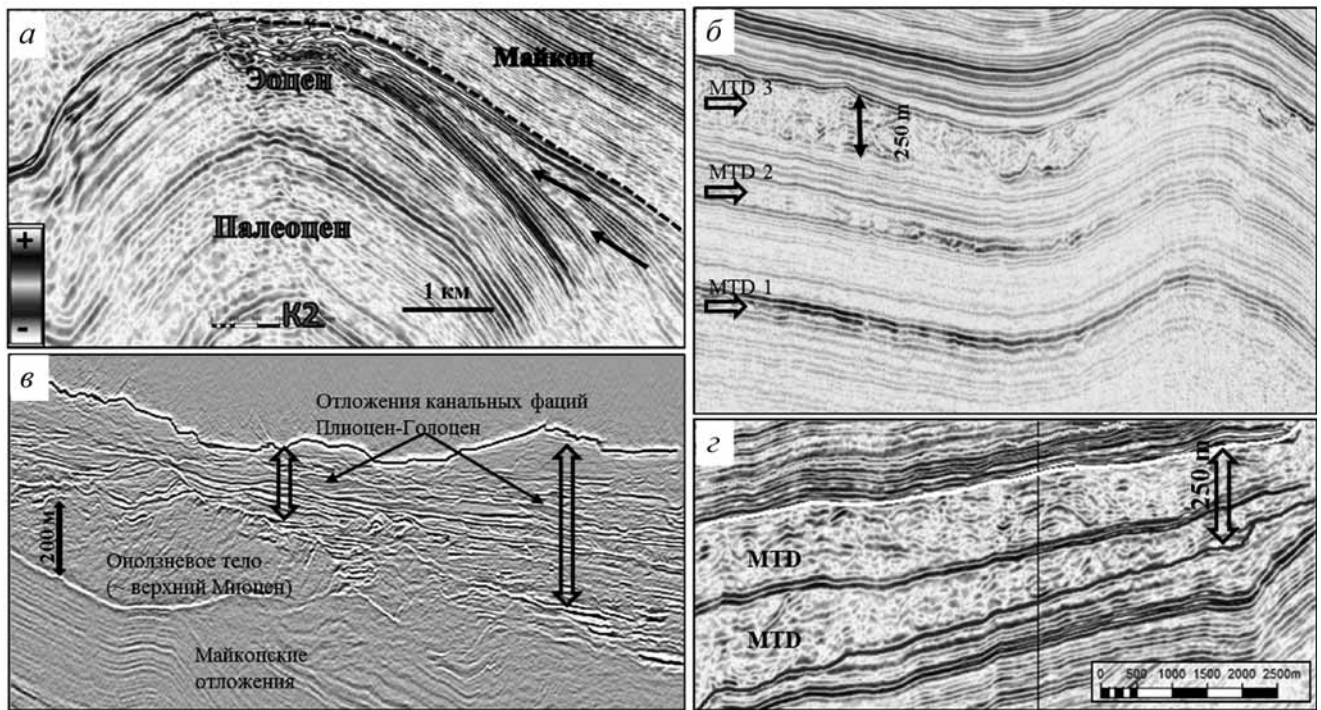


Рис. 5. Фрагменты сейсмических разрезов: *a* — строение отложений палеоцена—эоцена в районе Анапского выступа; *б* — отложения MTD в Туапсинском прогибе; *в* — район современного континентального склона Черного моря; *г* — отложения MTD в районе Анапского выступа

Постмайкопское время. Постмайкопская толща единым чехлом перекрывает вал Шатского и Туапсинский прогиб, что свидетельствует об общих глубоководных условиях осадконакопления вплоть до настоящего времени. Наиболее интенсивная складчатость в Туапсинском прогибе происходила в конце среднего миоцена и продолжается в настоящее время. Большинство антиклиналей выражены в рельефе в виде подводных хребтов с относительным превышением над уровнем морского дна до 400–600 м [Альмендингер и др., 2011]. Поверхность срыва для складчато-надвиговых структур Туапсинского прогиба хорошо выделяется по сейсмическим данным и проходит по глинистым отложениям низов майкопа. К концу майкопа произошло постепенное обмеление зоны Керченско-Таманского бассейна, однако условия осадконакопления вплоть до конца среднего миоцена оставались в целом глубоководными. Подъем Кавказских островов сопровождался лавинным сносом грубого обломочного материала. В среднем сармате произошло обмеление предкавказского шельфа, связанное с пиком сжатия орогена, что привело к размыву отложений нижнего—среднего миоцена в сводах складок. Начиная с этого времени на территории Анапского выступа и соседней с ней области Керченско-Таманского прогиба началось формирование шельфа, и к позднему миоцену условия осадконакопления стали близки к современным (рис. 4, *г*). Положение континентального склона изменяется в южном направлении — от зоны сочленения Керченско-Таманского прогиба и Анапского выступа и до

барьерной зоны. Отложения майкопа и миоцена в этих зонах размывы и переотложены на территории Туапсинского прогиба. На приподнятых участках Анапского выступа ближе к береговой линии под размыв попали отложения вплоть до палеоценовых. На рис. 5, *в* показан фрагмент сейсмического профиля в районе современного склона Черного моря, на котором выделяются поверхность размыва майкопских отложений, оползневое тело и отложения канальных фаций.

Результаты исследований и их обсуждение. Анапский выступ служит морским продолжением орогена Большого Кавказа. Нами показано, что на месте Анапского выступа в юре—эоцене существовал относительно глубоководный бассейн, который на суше переходил в флишевую зону Большого Кавказа. Эта гипотеза предлагалась и ранее [Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a, b], но с помощью построения сбалансированного разреза и реконструкции по нему геологической истории это предположение четко обосновывается. Нами показано, что Анапский выступ активно формировался в олигоцене в результате инверсии бывшего рифтового прогиба.

Складчатые деформации с конседиментационным ростом пологих подводных складок в районе Анапского выступа начались еще до майкопа (олигоцен). Время начала деформаций без хроностратиграфической привязки по данным бурения не может быть достоверно обосновано, однако, по нашим предположениям, первые деформации произошли в начале эоцена. В Крыму фаза тектонических движений и эрозии до

глубины 200–400 м приходится на время перед накоплением толщи нуммулитовых известняков в ипре (раннем эоцене), следующая фаза деформаций — перед накоплением майкопских отложений приблизительно на границе эоцена и олигоцена [Nikishin et al., 2015a, b]. В Черном море в Абхазии на Гудаутском поднятии выделенное на сейсмических профилях основное угловое несогласие предполагается как внутриипрское [Nikishin et al., 2015, a, b], хотя его возраст в настоящее время не обоснован данными бурения. В Азовском море присутствует так называемый Азовский вал. В его пределах отложения майкопа перекрывают более древние отложения с угловым несогласием, при этом эоценовые отложения характеризуются изменчивой мощностью и формировались синхронно со складчато-надвиговыми деформациями [Афанасенков и др., 2007]. Новые данные показывают, что на Западном Кавказе и в Крыму первые фазы альпийских деформаций также начались в эоцене, но точный возраст может быть определен только после бурения.

Майкопские отложения Анапского выступа по литологическому составу могут отличаться от одновозрастных отложений в Туапсинском и Керченско-Таманском прогибах, так как в майкопское время зона Анапского выступа представляла собой относительное поднятие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки // Докл. РАН. 2011. Т. 439, № 1. С. 76–78.

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

Губарев М.В. Секвенс-сейсмостратиграфическая модель чокракских отложений Западно-Кубанского прогиба в связи с их нефтегазоносностью: Автореф. канд. дисс. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2006.

Митюков А.В., Никишин А.М., Альмендингер О.А. и др. Седиментационная модель майкопских отложений Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки и полевым работам на Западном Кавказе и в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 5–20.

По мере развития инверсионной зоны в районе Анапского выступа постепенно менялся стиль деформаций. Вероятно, в эоцене формировались очень пологие конседиментационные складки. В майкопское время происходило формирование складок и взбросов. В миоцене образовались крупные надвиги. Общее сокращение по ширине составило около 20 км при формировании складчатой зоны в районе Анапского выступа.

Заключение. Анапский выступ — инверсионный рифтовый прогиб на морском продолжении глубоководного юрско-эоценового трога Большого Кавказа. Орогенез в его пределах начался в эоцене, основная фаза инверсии в подводной обстановке приходится на олигоцен–ранний миоцен (майкоп). Общая величина укорочения при образовании складчатой зоны в районе Анапского выступа оставила около 20 км. Стиль деформаций в районе Анапского выступа и в Туапсинском прогибе различается.

Благодарности. Авторы выражают благодарность компании ПАО «НК «Роснефть» за предоставленную возможность использовать и публиковать материалы. Мы признательны В.Е. Вержбицкому за редакцию статьи, Н.А. Малышеву А.В. Дердуге, М.В. Новиковой, М.В. Скарятину и Н.А. Кулюкиной за полезные дискуссии и советы при написании статьи.

Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt. 1. Basins structure and fill // Marine and Petrol. Geol. 2015a. Vol. 59. P. 638–655.

Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt. 2. Tectonic history and paleogeography // Marine and Petrol. Geol. 2015b. Vol. 59. P. 656–670.

Okay A.I., Sahinturk O. Geology of the Eastern Pontides // Regional and petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Areas. // Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1997. Mem. 68 P. 291–311.

Okay A.I., Tuysuz O. Geology of the Eastern Pontides // A guide book. Istanbul, Turkey: Istanbul Technical University, 2003. P. 76.

Stovba S., Khrichtchevskaia O., Popadyuk I. Hydrocarbon-bearing areas in the eastern part of the Ukrainian Black Sea // The Leading Edge. 2009. Sept. P. 1042–1045.

Поступила в редакцию
05.12.2017

УДК 551.735(470.31)

Р.Р. Габдуллин¹, А.В. Бершов², Е.Н. Самарин³, Н.В. Бадулина⁴,
М.А. Афонин⁵, С.И. Фрейман⁶

ЦИКЛИЧЕСКАЯ И СЕКВЕНТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГЕ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ⁷

В результате обобщения собственных данных и анализа опубликованных и фондовых источников уточнены строение и условия формирования визейско-серпуховских отложений на юге Московской синеклизы (Серпуховский район Московской области). Уровни карстованных пород отвечают наиболее мелководным и биогенным карбонатным органогенно-обломочным осадкам начальных и конечных фаз эвстатического цикла, т.е. началу трансгрессии (трансгрессивная система трактов) и концу регрессии (вторая половина тракта высокого стояния). В карстовых полостях обнаружены аллювиальные пески р. Ока. Предложена обобщенная модель строения секвенций и проведена секвентно-стратиграфическая интерпретация изученного разреза.

Ключевые слова: каменноугольная система, визейский ярус, серпуховский ярус, стратиграфия, секвенции, карст, каротаж, Московская синеклиза.

Composition and origin of Visean–Serpukhovian deposits of the Southern part of the Moscow syncline based upon generalizations of our own results and analysis of published and unpublished data were specified. The levels of karst-influenced rocks correspond to the shallowest biogenic carbonate organogeneously-clastic sediments of the initial and final phases of the eustatic cycle, i.e. the beginning of the transgression (the transgressive system of the tracts) and the end of the regression (the second half of the high-standing tract). In the karst cavities alluvial sands of the Oka river were found. A generalized model of the sequence was proposed and a sequential-stratigraphic interpretation of the studied section was carried out.

Key words: Carboniferous, Visean stage, Serpukhovian stage, stratigraphy, sequences, karst, logging, Moscow syncline.

Введение. Выделение секвенций в разрезах естественных обнажений или скважин позволяет точнее выполнить стратиграфическое расчленение и корреляцию разрезов, а также понять ход геологической истории исследуемого региона. Особенно актуально применение циклического и секвентного методов при интерпретации данных бурения, когда выход керна недостаточен и необходимо сопоставить разрезы скважин.

Цель работы — циклостратиграфический и секвентный анализ верхневизейско-нижнесерпуховских отложений на юге Московской синеклизы на примере южных окрестностей г. Серпухов (правый и левый берега Оки, рис. 1, А). Рядом находится лектостратотипический разрез серпу-

ховского яруса в карьере Заборье. Исследуемые отложения района хорошо и детально изучены в серии работ [Махлина и др., 1993; Kabanov, 2004; Kabanov et al., 2009, 2012, 2013, 2014; Алексеев и др., 2010; Кабанов и др., 2012; Alekseeva et al., 2016].

Материалы и методы исследований. Было выполнено: 1) макро- и микроскопическое петрографическое описание керна более 50 скважин; 2) микро- и макропалеонтологическое изучение разрезов скважин (более 100 шлифов); 3) микропалеонтологически охарактеризованы изученные разрезы; 4) выделены и охарактеризованы элементарные пластовые циклиты; 5) интерпретированы данные акустического, радиоволнового и гамма-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* mosgorsun@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ассистент; ГК «ПетроМоделинг», ген. дир.; *e-mail:* alexey.berшов@petromodeling.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент; *e-mail:* samarinen@mail.ru

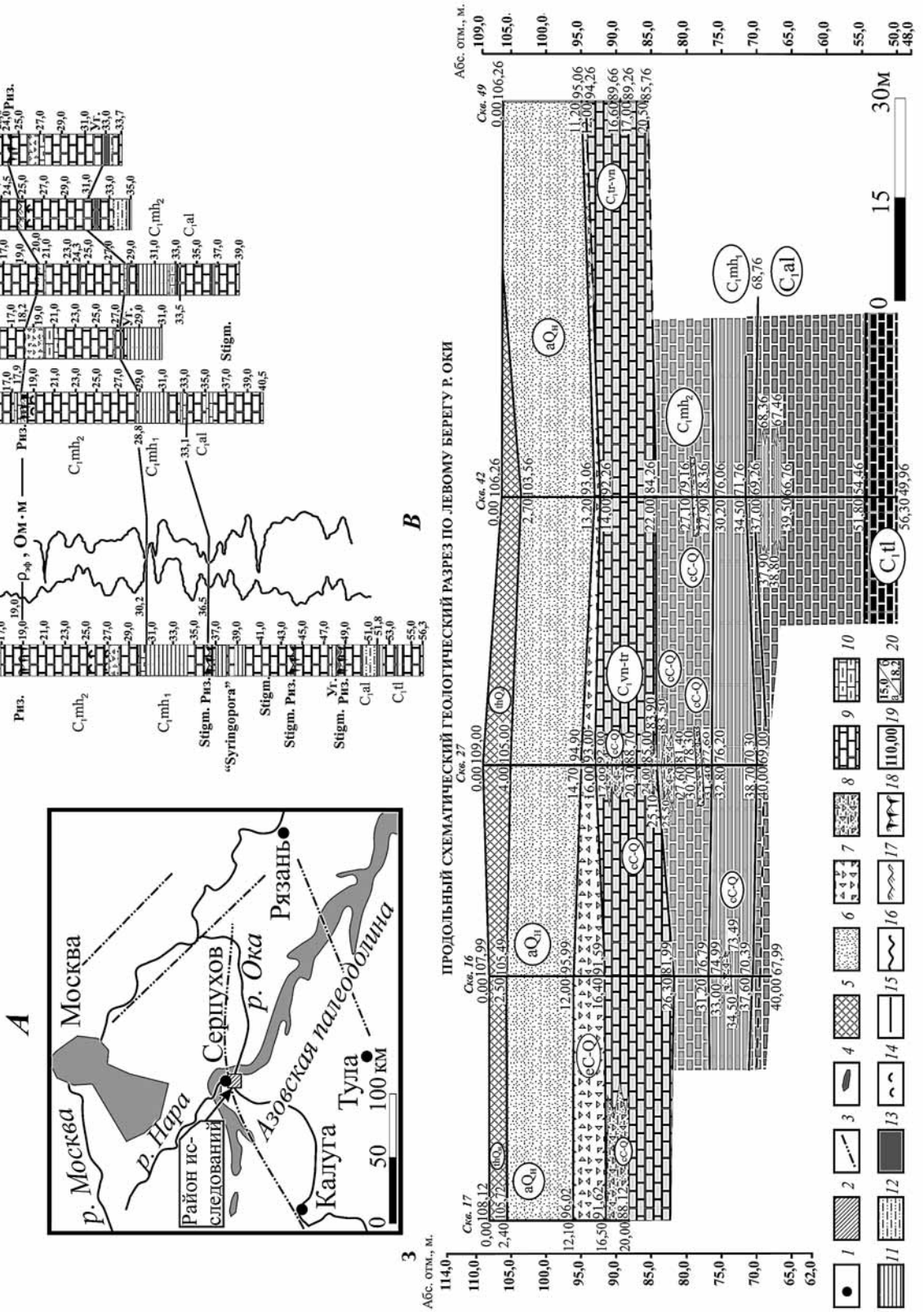
⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail:* nvbadulina@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail:* mihail282@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail:* zaargvon@gmail.com

⁷ Работа поддержана ГК «ПетроМоделинг» и РФФИ (проект №18-05-00495).

Рис. 1. Расположение и литолого-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений. А — схематическая карта юга Московской синеклизы с расположением района исследований (серое — азовская палеодолина); В — схема сопоставления основных скважин; В — продольный схематический геологический разрез по левому берегу р. Ока: 1—4 на врезке А; 1 — населенные пункты; 2 — район исследования; 3 — линии вентри, по [Уломов, 2009]; 4 — контуры (на врезке А) и заполнения (на врезке В) азовской палеодолы, по [Махлина и др., 1993]; 5—20 — на врезке В и Г; 5 — четвертичные отложения техногенного генезиса; 6 — четвертичные пески аллювиального генезиса; 7 — отложения элювиального генезиса (щебень и каменистые развалы); 8 — отложения коллювиального генезиса (мука и щебень известняка в супесчаном состоянии); 9 — известняки; 10 — глинистые известняки; 11 — глины; 12 — алевроиты; 13 — уголь (только на врезке В); 14 — брахиоподы — гигантопродукты; 15—19 — геологические границы; 15 — согласные, 16 — несогласные, 17 — с окремненным хартграндом, 18 — с ризоидами; 19 — абсолютная отметка (м); 20 — глубина геологических границ в метрах и линии корреляции (6); Риз. — ризоиды, Stigm. — стигмарии



3

каротажа; б) выполнен секвентный анализ отложений и выделены системы секвентных трактов.

В качестве объекта исследований выбран полигон, расположенный южнее г. Серпухов по обоим берегам Оки, где в визейско-серпуховских отложениях пробурено много скважин. Данные геофизических комплексных работ были использованы для корреляции разрезов и включали различные виды каротажа.

Оценка геометрии карстовых полостей, широко развитых в этом районе, а также корректировка полевого описания керна (привязка его к разрезу) и корреляция скважин проводились при помощи комплекса каротажных работ. Разделение палеокарста и молодого карста не проводилось.

Акустический картаж (АК) позволяет детально изучать тонкую слоистость разреза. АК применялся с целью идентификации геометрии карстовых полостей по зонам с пониженной скоростью (< 2000 м/с). Установлено, что карст, как правило, приурочен к отложениям второй половины трактов высокого стояния (ТВС-2) и трансгрессивной системе трактов (ТСТ).

Данные гамма-каротажа (ГК) применялись для корректировки положения глинистых интервалов в разрезах скважин. С повышением глинистости в разрезе отмечается повышение кривой ГК.

Радиоволновой картаж (ОРПВ) — породы, обладающие более низкими удельным электросопротивлением ($\rho_{эф}$) и значениями диэлектрической проницаемости ($\epsilon_{эф}$), характеризуются более высоким поглощением радиоволн. С повышением концентрации ферромагнетиков в разрезе растет диэлектрическая проницаемость, а с повышением пористости падает удельное электросопротивление. Как правило, песчаные породы и песчаные разности глинистых и карбонатных пород содержат минералы-ферромагнетики и хорошо опознаются при помощи этого метода.

Литолого-стратиграфическая характеристика. В основном изученные отложения (рис. 1, Б–Г) отвечают верхней части визейского яруса (тульский, алексинский, михайловский, веневский горизонты) и в меньшей степени — серпуховскому ярусу (тарусский горизонт). Последний сильно изменен (элювий), и о его наличии достоверно можно судить, скорее всего, в единичных скважинах. Отложения тульского горизонта (рис. 1, Г) вскрыты только одной скважиной, а кровля нижнекаменноугольных отложений представлена щебнем, из которого было сделано единичное определение фораминифер из тарусского горизонта. Большая часть фактического материала охватывает алексинский, михайловский и веневский горизонты. Стра-

тиграфическое расчленение и описание ключевых скважин (рис. 1, В) проводилось А.С. Алексеевым (МГУ имени М.В. Ломоносова). Характеристика отложений этого стратиграфического диапазона изложена в работе [Alekseev et al., 2015], а стратиграфические схемы расчленения в ряде работ [Heckel, Clayton, 2006; Кулагина, 2008; Алексеев и др., 2010, 2013].

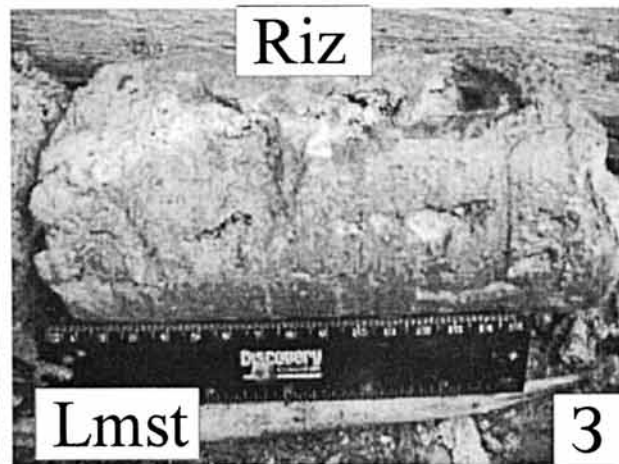
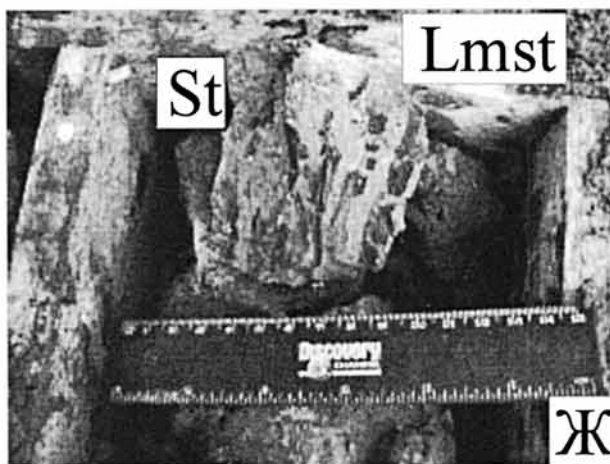
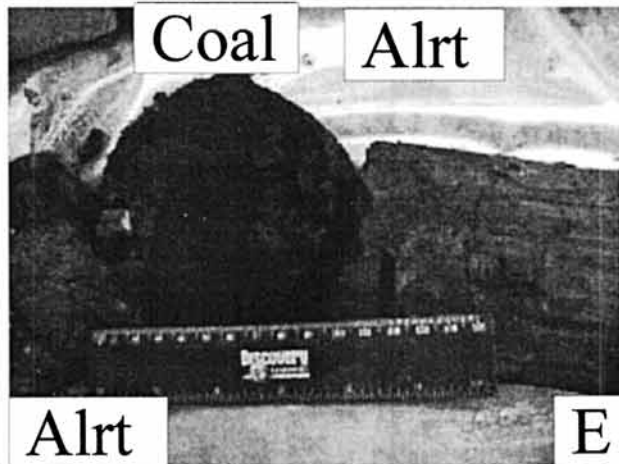
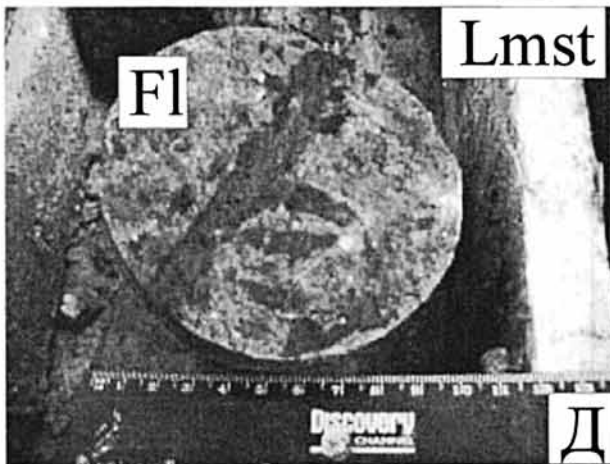
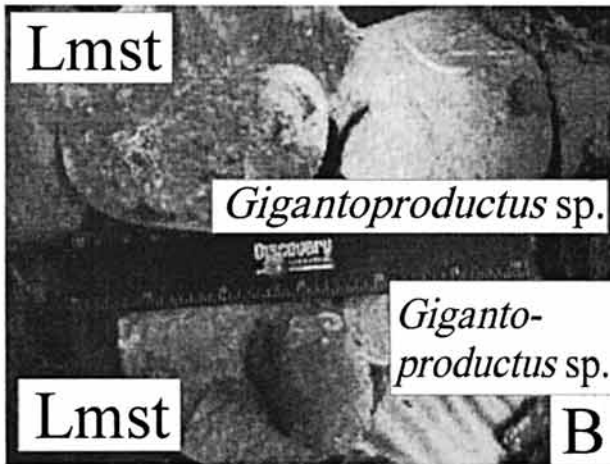
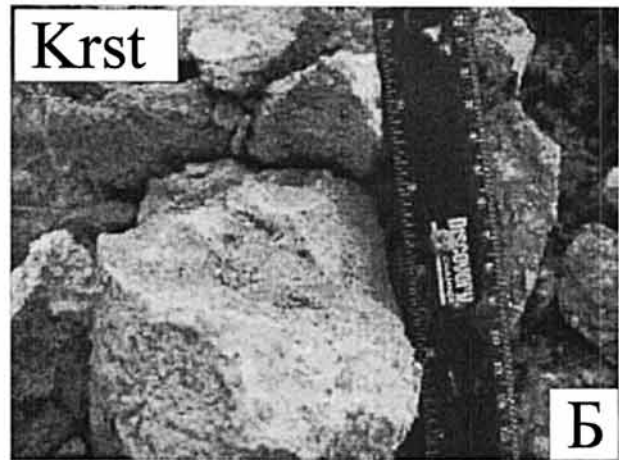
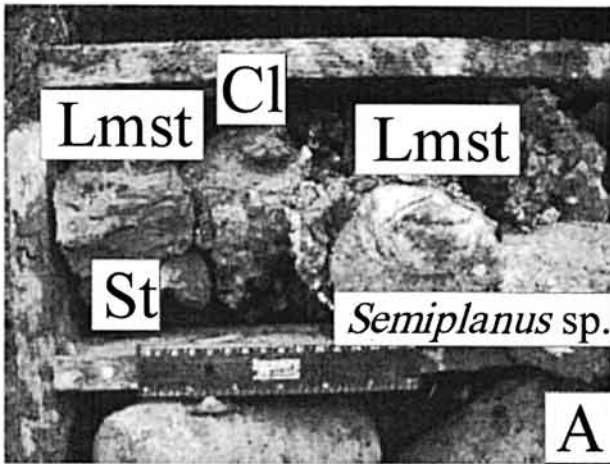
Тульский горизонт. Верхняя (ольховецкая) под-свита (C_1o_2). Отложения верхней части тульского горизонта вскрыты на глубине 51,8 м (альтитуда 54,46 м) единственной скважиной на видимую мощность 4,5 м и представлены переслаиванием пластов глины алевроитовой, черной, углистой глины с мусковитом и марказитом и известняков серых, прочных, слоистых, местами глинистых. Из забоя скважины целый керн поднять не удалось, был поднят песок, что, скорее всего, свидетельствует о карстовой полости.

Алексинский горизонт. Алексинская свита (C_1a). Горизонт представлен однообразным чередованием известняков серых, темно-серых массивных, толстоплитчатых фораминиферо-детритовых и известняков неяснослоистых, тонкоплитчатых, детритовых. Органогенный материал составляет в известняках до 60–90%. Мощность отложений горизонта в Московской синеклизе от 11 до 36 м [Махлина и др., 1993].

В основании горизонта нами отмечено, что под первым алексинским известняком залегает 3-метровая пачка слюдистых алевроитов светло-серых, глинистых, переслаивающихся с белыми мелкозернистыми песками и тонкими прослойками глин.

Четко видно разнопорядковое циклическое строение толщи. В кровле горизонта известняки серые, плотные, крепкие, тяжелые, слабокаверзные с глубокими каналами растворения, выполненными глиной с растительным детритом (ризоиды). В верхней части разреза горизонта наблюдается пачка переслаивания известняков серых, темно-серых, мергелей темно-серых детритовых (растворенные известняки) и глин морских терригенных, алевроитистых, с давленными брахиоподами, глин лагунных, углистых сажистых с детритом, а также глин континентальных, алевроитистых, слюдистых, серых с прослоями аллювиальных песков. Между ними наблюдаются постепенные переходы. Ниже залегает пачка известняков. Далее следует пачка глин, ниже — снова известняков. Известняки серые, массивные, крепкие, брекчиевидные, содержат фрагменты углефицированных стволов деревьев (например, в скважине № 41, интервал 36,7–37,5 м, рис. 2, Б). Мощность каждой пачки

Рис. 2. Фото керна скважин: А — тонкая пластовая цикличность в михайловском горизонте, представленная чередованием известняков, содержащих стигмарины или раковины брахиопод *Semiplanus* sp. и глин; Б — фрагменты древесины в параличских известняках алексинского горизонта; В — раковины *Gigantoproductus* sp. в кровле михайловского горизонта; Г — кораллы *Syringopora* sp. в алексинском горизонте; Д — стигмарины в известняках михайловского горизонта; Е — ризоидные известняки в кровле михайловского горизонта; Lmst — известняк, Cl — глина, St — стигмарины, Riz — ризоидные известняки



составляет несколько метров. В кровле известняков отмечены небольшие или глубокие ризоиды, заполненные песком известковистым или алевритом сильнослюдистым (мусковит). Встречен протяженный биостром *Syringopora* sp (рис. 2, Г). Кровля горизонта вскрыта в интервале глубины 31,0–32,0 м (скважины № 41 и 13 соответственно), диапазон альтитуды составляет 68–69 м. Максимальная вскрытая мощность 9,5 м.

Михайловский горизонт. Михайловская свита (C_{1mh}). В составе горизонта преобладают серые и темно-серые фораминиферо-детритовые массивные известняки, чередующиеся с более мягкими неясноплитчатыми детритовыми, микрослоистыми известняками (рис. 2). В верхней части разреза горизонта в основном доминируют серые, желтовато-серые, иногда серо-черные, редко белые, пачкающие руки известняки (мощность около 10 м), ниже залегают алевриты, глины и глинистые разности известняков (мергелей) мощностью несколько метров. Доминирующие толщи известняков могут содержать маломощные подчиненные прослой глины, а доминирующие глины — прослой известняков. В кровле горизонта встречаются ризоидные известняки и/или мергели (палеопочвы) с окремненным кровельным панцирем (рис. 2, Е). Местами процессы выветривания переработали кровлю толщи до щебнистого элювия в глинистом заполнителе, залегающем линзовидно. Кровля горизонта четко фиксируется по массовому появлению крупных брахиопод — гигантопродуктид (рис. 2, В) [Махлина и др., 1993].

По нашим наблюдениям, нижняя глинистая часть горизонта характеризуется постепенно переходящими одна в другую фациями: а) морские черные глины (иногда брекчированные) с раздавленными растворенными белыми, тонкостенными, однообразными и однотипными раковинами брахиопод с марказитовыми конкрециями; б) лагунные черные, сажистые, углефицированные глины с растительным детритом; в) лагунно-континентальные, болотные алевритистые и песчанистые глины, местами глинистые алевриты с прослоями углей (рис. 2). Повсеместно встречаются уровни терригенных пород с высоким содержанием мусковита. В основании горизонта встречаются прослой угля мощностью около 0,3 м.

Кровля горизонта вскрыта в интервале глубины 17,9–24,0 м (скважины № 41 и 45 соответственно), диапазон альтитуды 82–84,3 м. Мощность горизонта составляет 12,0–13,6 м (скважины 13 и 41 соответственно).

Веневский горизонт. Веневская свита (C_{1vn}). В составе веневского горизонта преобладают светло-серые, крепкие, мелкодетритовые фораминиферовые известняки, часто пятнистые. Для горизонта характерно широкое развитие водорослевых известняков с *Calcifolium*. Подчиненное

значение имеют криноидные известняки и серые неясномикрослоистые известняки с тонкостенными фоссилиями, широко развитые в тарусском горизонте [Махлина и др., 1993].

В исследованной нами верхней части этих отложений в кровле первые несколько метров сложены известняком бежевым, серым, биодетритовым, некрепким, сильнопористым, пачкающим руки, рыхлым, землистым, сильнотрещиноватым и кавернозным, поэтому керн выходит в виде щебня, муки, щебня в муке и глинистом мягкопластичном заполнителе. Далее основная часть толщи в основном представлена известняками чуть менее рыхлыми и землистыми, иногда глинистыми, в основании сильноглинистыми, а также мергелями, редко глинами мягкопластичными, пестроцветными. Известняки в некоторых интервалах желваковидные, неравномерно сцементированные, распадающимися в руках на части, с кавернами выщелачивания по биокластам, некрепкие и крайне некрепкие. Толща сильно закарстована, глинопесчаный заполнитель полостей и каверн встречается редко. Кровля горизонта вскрыта в интервале глубины 9,0–14,5 м (скважины № 41, 48 и 45 соответственно). Мощность горизонта варьирует от 8,9 до 11,4 м (скважины № 41 и 14 соответственно). Местами в карстовых полостях обнаружены аллювиальные пески Оки.

Палеонтологическая характеристика. Определенная макрофауна включала брахиоподы родов *Semiplanus* (рис. 2, А), *Gigantoproductus* (рис. 2, В) и кораллы (табуляты) рода "*Syringopora*" (рис. 2, Г). Она использовалась при расчленении и корреляции разрезов. Например, кровля михайловского горизонта характеризуется массовым появлением гигантопродуктид. Биостром "*Syringopora*" sp. в известняках алексинского горизонта протягивается от правого к левому берегу перпендикулярно руслу Оки на протяжении более 500 м на глубине 37–38,0 м (альтитуда около 69–70 м).

В тектоническом плане полигон со скважинами расположен на южном крыле Московской синеклизы. Вдоль долины р. Ока прослеживается серия разрывных нарушений, образующих линейную зону, разделяющую тектонические структуры II порядка: северную — Серпуховскую структурную ступень и южную — Алексинский выступ [Уломов, 2009]. На карте сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97С показано, что южнее Москвы в районе г. Серпухов вдоль Оки протягивается тектонический линеамент, что объясняет прямолинейность ее русла в месте исследований.

Вертикальные и субвертикальные трещины, ускорившие карстовый процесс и глубоко рассекающие керн, отмечены в ряде скважин в толще алексинских и михайловских известняков (таблица). По ним, вероятно, происходило просыпание аллювиальных песков в карстовые полости.

Циклостратиграфическая характеристика. Для каменноугольных отложений Московской синеклизы типично циклическое строение. Элементарная пластовая цикличность (мощность несколько сантиметров или дециметров) группируется в более крупные циклиты, в последовательности II–IV порядка. Роль тектонического фактора в визейско-серпуховское время была незначительной или умеренной, существенно большее значение имели гляциоэвстатические изменения уровня океана, связанные с оледенением и последующим таянием ледников на Гондване. Отмечено циклическое строение разреза визейско-серпуховских отложений, проведена их литолого-генетическая типизация, например, выделено 15 литотипов известняков, отвечающих мелководно-морской, лагунной (опресненной и осолоненной) обстановкам [Махлина и др., 1993].

Характеристика изученных трещин

Номер скважины	Интервал, м	Горизонт	Число трещин, шт.	Описание трещин
20	27,5–28,0	C_1mh_2	1	Крупная вертикальная трещина залечена глиной
7	33,7–35,3	C_1al_2	1	Вертикальная, длина около 10 см
7	35,5–38,0	C_1al_1	1	То же
12	20,0–22,0	C_1mh_2	1	
12	25,0–28,0		1	
36	24,7–28,0		1	
38	25,8–28,8		До 2 на 1 м керна	Субвертикальные и наклонные (под углом 60–90°)

Примечания. C_1mh_2 — верхняя, преимущественно карбонатная часть михайловского горизонта; C_1al_2 — верхняя часть михайловского горизонта выше прослоя глин; C_1al_1 — нижняя часть михайловского горизонта ниже прослоя глин.

Построенные ритмограммы для ряда скважин разрезов веневского, михайловского и алексинского горизонтов позволили провести их послынную корреляцию.

На каротажных диаграммах и в керне скважин четко видна разнопорядковая цикличность, при этом основные тренды, например результаты сопоставления кривых гамма-каротажа по стратотипическому региону, хорошо коррелируют с материалами предшествующих исследований [Махлина и др., 1993]. Согласно закону Вальтера–Головкинского смена фаций происходит как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении от скважины к скважине. Обстановки циклически сменяют одна другую от континентальных через лагунные до морских. Эвстатические вариации находят отражение в смене литологического состава пород, т.е. в изменении их физических свойств, что приводит к вариациям на каротажных диаграммах. Типичные тренды этих диаграмм и их интерпретация с позиции секвентной стратигра-

фии изложены в работе [Габдуллин и др., 2010]. На каротажных кривых выделены проградационный, ретроградационный и агградационный типы напластования, отвечающие трем палеогеографическим обстановкам — регрессии, трансгрессии и стабилизации положения береговой линии (уровня моря) соответственно.

По хроностратиграфической схеме [Heckel, Clayton, 2006] длительность веневского и михайловского веков составляла 3 млн лет, что дает возможность частично связать пластовые циклиты с циклами эксцентриситета длительностью 1000 тыс. лет. Таким образом, один из факторов формирования циклично построенных толщ — разнопорядковые циклы эксцентриситета земной орбиты (циклы, длительностью 100, 400, 1000 и 2000 тыс. лет).

Секвентно-стратиграфическая характеристика нижнекаменноугольных отложений. Для эпейрических морей Восточно-Европейской платформы характерны следующие системы трактов: тракты низкого стояния (ТНС), трансгрессивная система трактов (ТСТ) и тракты высокого стояния (ТВС). Это отмечено в ряде работ на примере средне- и верхнекаменноугольных разрезов Московской синеклизы и разрезов верхнего мела на Воронежской антеклизе и в Ульяновско-Саратовском прогибе [Кабанов и др., 2012; Махлина и др., 2001, 1993; Габдуллин, 2010; Габдуллин и др., 2008, 2010]. Времени ТНС отвечают врезанные долины. В частности, одна из таких долин, врезанная в доверейский палеорельеф, длиной почти 500 км выполнена песчано-глинистыми отложениями азовской свиты башкирского яруса. Она проходит несколько севернее района исследований. Глубина ее вреза составляет около 100 м, ширина 2–3 км, редко 6 км. В составе свиты выделяются нижняя и верхняя подсвиты. В нижней части — русловые песчаные или песчано-алевритовые осадочные образования, далее следуют алевритово-глинистые и глинистые отложения пойменных и лиманных фаций [Махлина и др., 2001]. На ее крутом юго-западном склоне в районе Серпухова отмечены палеооползни по нижнекаменноугольным отложениям.

Район исследования расположен в области с активно менявшейся палеогеографической обстановкой, часто на границах фаций. Терригенные элементы разреза — глины и алевриты морские (с мелкими брахиоподами), лагунные, прибрежно-равнинные (с редкими брахиоподами и углефицированной растительностью) — и континентальные элементы (мусковитовые, с углефицированной растительностью) отвечают тракту высокого стояния отвечают трансгрессивной системе трактов или второй половине тракта высокого стояния (ТВС-2) и времени тракта низкого стояния (ТНС) соответственно (рис. 3). Глины с углями (лимническая обстановка) отвечает трансгрессивным системам трактов (ТСТ) и регрессивной части второй по-

ловины тракта высокого стояния (ТВС-2), а также предположительно трактам низкого стояния (ТНС, рис. 3). Известняки с углями (параличская обстановка) маркируют трансгрессивные системы трактов (ТСТ) и регрессивную часть второй половины тракта высокого стояния (ТВС-2, рис. 3). Известняки характеризуют первую половина тракта высокого стояния (ТВС-1, рис. 3). Глинистые известняки отвечают концу трансгрессивного тракта (ТСТ) и началу тракта высокого стояния (ТВС).

Известняки со стигмариями маркируют континентальные перерывы, границы тектоно-эвстатических циклов и их элементов, границы секвенций и системных трактов. Они представляют собой временной аналог ТНС (рис. 3).

Секвенции и их элементы (ТНС, ТСТ и ТВС) четко опознаются в разрезах скважин и на каротажных диаграммах. На каротажных диаграммах видно двух- и трехчленное строение свит и подсвит (прообраз ТНС, ТСТ и ТВС).

Характер закарстованности массива известняков позволяет соотнести определенные уровни разреза с отвечающими им секвентными трактами. Как правило, лучше всего карстуются начальные трансгрессивные и конечные регрессивные известняки (элементы разреза). Карстовый процесс приурочен к наиболее мелководным пористым биогенным известнякам второй половины трактов высокого стояния (ТВС-2) и трансгрессивной системе трактов (ТСТ), косвенно он может служить индикатором палеогеографических условий. Заполнение карстовых полостей разнообразное и включает песок, щебень известняка, известковую муку, брекчии, глины (рис. 4).

Отложения тарусского горизонта распространены локально, часто глубоко элювиированы, местами трудноотличимы от подстилающих их веневских отложений. В результате корреляции скважин по акустическому каротажу (без ГК, ОРВП) установлено, что карстовые полости приурочены к тарусско-веневским (полости редкие, но большие), верхнемихайловским (полости протяженные, обширные) и нижнемихайловским (полости крайне редкие и маленькие). Их максимум тяготеет к верхней части михайловского горизонта. Кроме того, по данным акустического и радиоволнового каротажа и межскважинного просвечивания, отмечено, что карстовые полости расположены на одном альтиметрическом уровне (рис. 1, В, Г; рис. 4).

Таким образом, уровни закарстованных пород можно соотнести с наиболее мелководными и карбонатными органогенно-обломочными осадочными образованиями начальных и конечных фаз седиментологического или эвстатического цикла, т.е. с началом трансгрессии и концом регрессии (рис. 4, А). Это дает возможность интерпретировать карстовые уровни как ТСТ и ТВС-2 и перейти от полевого описания скважин к их секвентно-эв-

статической (стратиграфической) интерпретации (рис. 4, Б).

Смена систем трактов находит отражение на флуктуациях каротажных диаграмм. Рассмотрим эвстатические вариации михайловского и веневского времени.

В михайловском веке установлено 6 вариаций, а в веневском — 3 [Kabanov et al., 2014]. Обозначим эвстатические циклы михайловского века М1–М6, веневского века — В1–В3, а тарусского — Т. Флуктуации в геологическом разрезе идентичны вариациям на каротажных кривых (гамма- и радиоволновой каротаж), что дает возможность считать сами вариации на каротажной диаграмме и их число прообразом эвстатических или секвентных циклов. Таким образом, в рассматриваемом районе нами установлены эвстатические (или секвентные) циклы согласно предшествующим исследованиям [там же]. Смена систем трактов также находит отражение на микроскопическом уровне при описании шлифов (рис. 5). В результате петрографического анализа выделены трансгрессивная система трактов (алевриты, глины, глинистые и органогенные известняки — мадстоуны, пакстоуны и грейнстоуны), тракты высокого стояния (глины, глинистые известняки, органогенные известняки (пакстоуны), тракты низкого стояния (палеопочвы, ризоидные известняки со стигмариями).

Рассмотрим разрез скважины № 39 (рис. 5), для которой есть результаты каротажа и литологическое описание пород (керна и шлифы). Для ТВС характерно увеличение зернистости вверх по разрезу, а для ТНС и ТСТ, наоборот, — уменьшение. Границы системных трактов четко фиксируются по пикам на обеих или хотя бы на одной каротажной кривой.

Рассмотрим стратиграфически сверху вниз выделенные секвенции (рис. 4, 5) для нижней части тарусского горизонта (секвенция Т), веневского горизонта (секвенции В3–В1), михайловского горизонта (секвенции М6–М1). Следует отметить, что «сводный разрез» секвенций был составлен по совокупности всех изученных скважин и всего имеющегося материала. Очевидно, что в каждой скважине в силу ряда причин (например, разный выход керна) невозможно увидеть осадочные образования всех элементов секвенций, т.е. полный стратиграфический разрез.

Секвенция Т (нижняя часть тарусского горизонта) представлена детритовыми известняками, по микроскопическому описанию биокластовыми, а также неслоистыми известняками с фораминиферами и иглокожими. Секвенция характеризуется присутствием следующих элементов: ТСТ и ТВС. ТСТ представлены крепкими кавернозными пятнистыми известняками, при микроскопическом описании это биокластовый известняк, пакстоун. ТСТ характеризуется ретроградационным трендом. ТВС — проградационный тренд (рис. 4), представ-

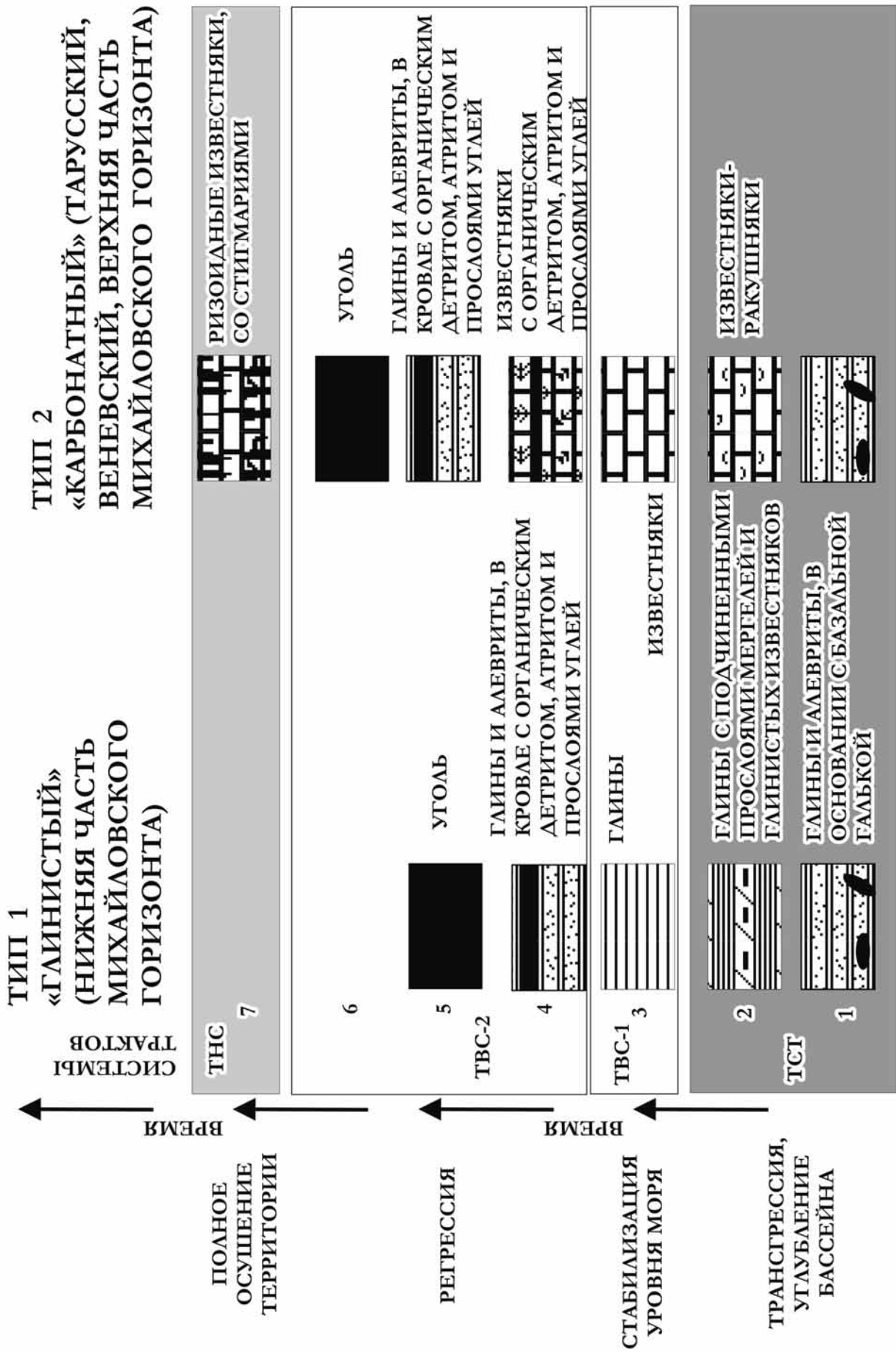
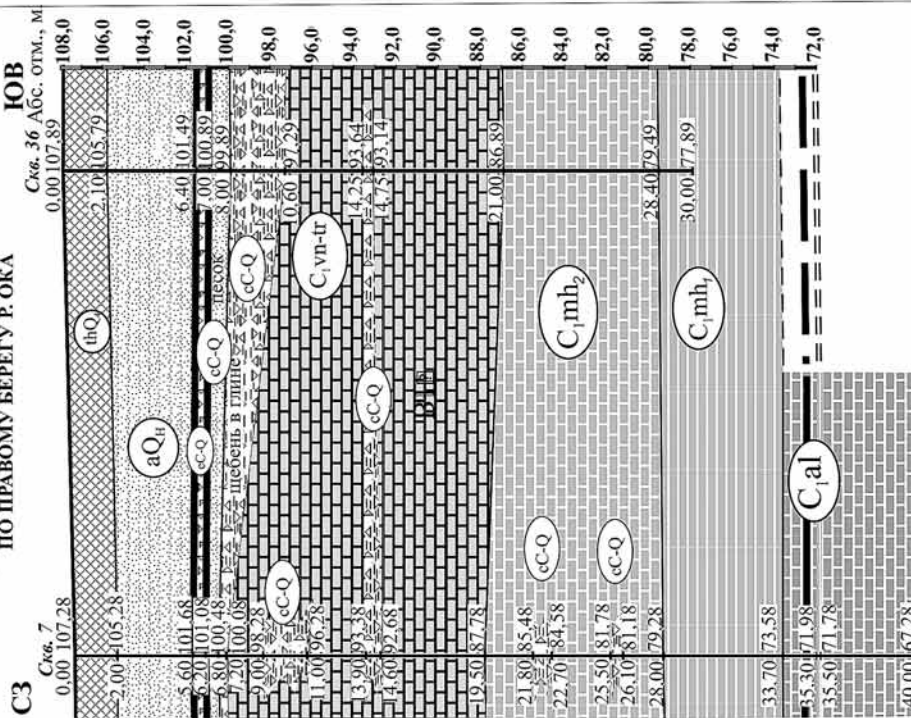


Рис. 3. Сводные разрезы секвенций

А

**ПРОДОЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ
ПО ПРАВОМУ БЕРЕГУ Р. ОКА**



Б

СЕКВЕНТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

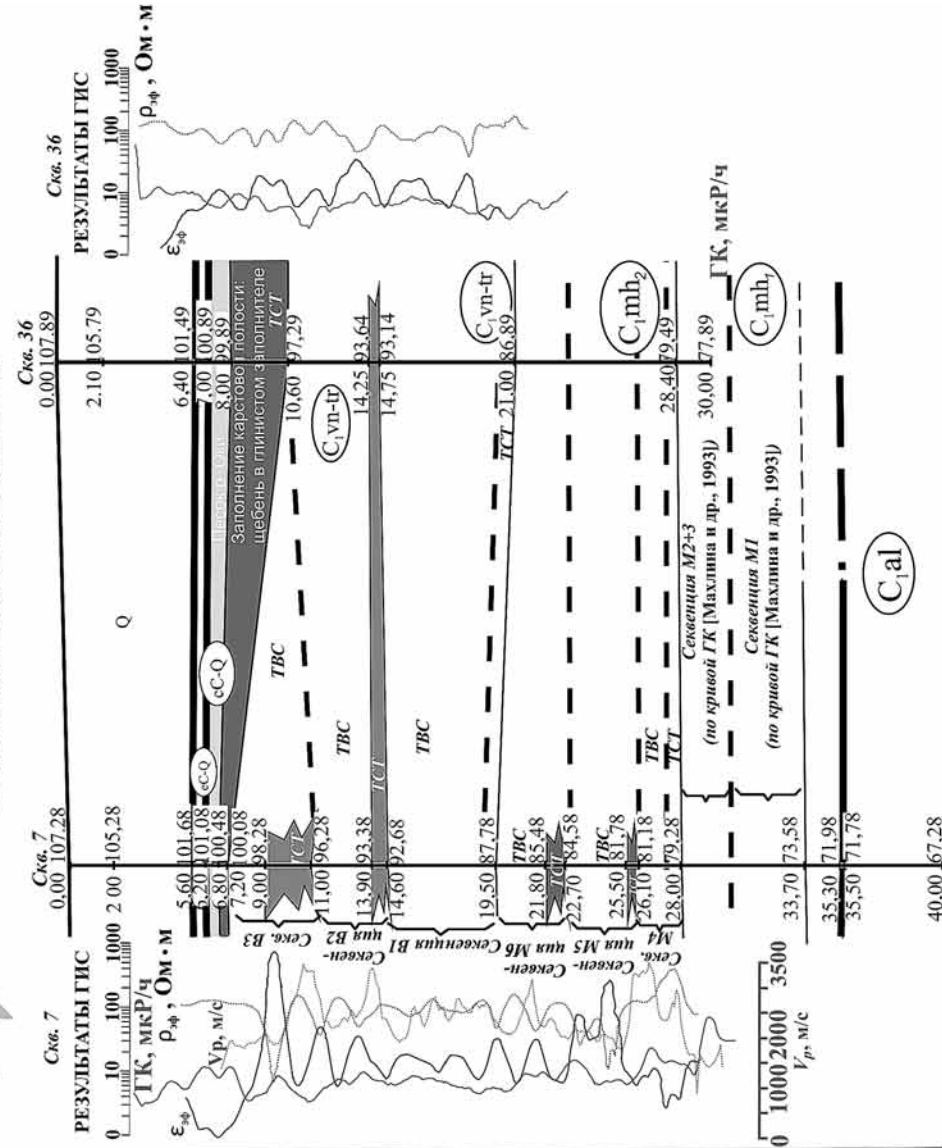


Рис. 4. Секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений: А — продольный геологический разрез по правому берегу р. Ока, Б — модель строения секвенций и результаты геологического исследования скважин (ГИС: гамма-картаж, мкР/ч (ГК), акустический картаж (АК, скорость продольных волн (V_p), м/с) и радиоловной картаж (ОРПВ, удельное электросопротивление ($\rho_{\text{эф}}$)). Условные обозначения см. на рис. 1

лен мелкозернистыми детритовыми известняками, микроскопически биокластовыми известняками, грейстоунами. Граница секвенции (тракта) установлена по смене тренда кривой каротажа. Мощность секвенции 1,8 м, а ТСТ 1,2 м и ТВС 0,6 м.

Секвенция В3 (верхняя часть веневского горизонта) сложена органогенными сильнотрещиноватыми известняками с большим количеством каверн выщелачивания и состоит из тех же элементов ТСТ и ТВС. ТСТ представлена органогенными кавернозными известняками, микроскопически биокластовыми неслоистыми известняками, пакстоунами и грейнстоунами, характеризуется ретроградационным трендом. ТВС — проградационный тренд — представлен органогенными сильнотрещиноватыми известняками, микроскопически — биокластовыми известняками, грейнстоунами. Мощность секвенции 3 м, ТСТ 1,1 м, ТВС 0,4 м (рис. 4).

Секвенция В2 (средняя часть веневского горизонта) представлена чередованием прослоев более крепких и более рыхлых детритовых известняков, микроскопически это биокластовые неслоистые известняки — грейнстоуны и пакстоуны. Секвенция характеризуется присутствием в ТВС-2 агградационного тренда. Мощность секвенции 2,7 м (рис. 4).

Секвенция В1 (нижняя часть веневского горизонта) представлена кавернозными и ризоидными известняками, микроскопически биокластовыми неслоистыми известняками, греустоунами, пакстоунами и вакстоунами. Секвенция характеризуется «следами» ТНС (ризоидные известняки). Мощность секвенции 3,3 м (рис. 4).

Секвенция М6 (верхняя часть михайловского горизонта) представлена очень прочными ризоидными известняками со стигмариями (рис. 2, Д, Е) — аэральная экспозиция осадков ТВС во время перерыва, это аналог ТНС. Микроскопически представлена биокластовыми неслоистыми известняками, преимущественно пакстоунами. Мощность секвенции 1,7 м, ТВС 0,7 м, ТНС 1,0 м (рис. 4).

Секвенция М5 (верхняя часть михайловского горизонта) представлена известняками-ракушняками с обильными раковинами *Gigantoproductus* (рис. 2, В), микроскопически — биокластовыми неслоистыми известняками-пакстоунами. Секвенция в нижней части характеризуется присутствием ТСТ (трансгрессия, углубление бассейна), представленного ретроградационным трендом, а в верхней части ТВС (проградационный тренд). Мощность секвенции 18 м, ТСТ 0,8 м, ТВС 1,0 м (рис. 4).

Секвенция М4 (средняя часть михайловского горизонта) представлена органогенными известняками с выщелоченными биокластами моллюсков, микроскопически биокластовыми неслоистыми известняками-пакстоунами. Секвенция характе-

ризуется присутствием ТСТ и ТВС. Мощность секвенции 2,4 м, мощность ТСТ 1,3 м, а ТВС 1,1 м (рис. 4).

Объединенная [Kabanov et. al., 2014] секвенция М2+3 (нижняя часть михайловского горизонта) представлена известняками с большим количеством черных обугленных растительных остатков (лимнические толщи ТВС-2 и ТНС), главным образом подземных побегов стигмарий (рис. 2, А). Довольно четко на кривой гамма-каротажа [Махлина и др., 1993] опознаются два системных тракта (ТСТ и ТВС-2). Мощность секвенции не менее 1,4 м, ТВС-2 1,0 м, ТНС+ТСТ 0,4 м (рис. 4).

Секвенция М1 (нижняя часть михайловского горизонта) представлена глинами, прослоями мергелей и известняков, алевролитами. Секвенция характеризуется ТВС (проградационный тренд) и ТСТ (ретроградационный тренд). Мощность секвенции 2,3 м, ТСТ 1,0 м, ТВС 1,3 м (рис. 4).

В итоге в михайловском горизонте выделено не менее пяти секвенций, в веневском — три секвенции. Тарусский горизонт обнажен частично и изменен элювиальными процессами (выделена одна секвенция). Тульский горизонт вскрыт единственной скважиной.

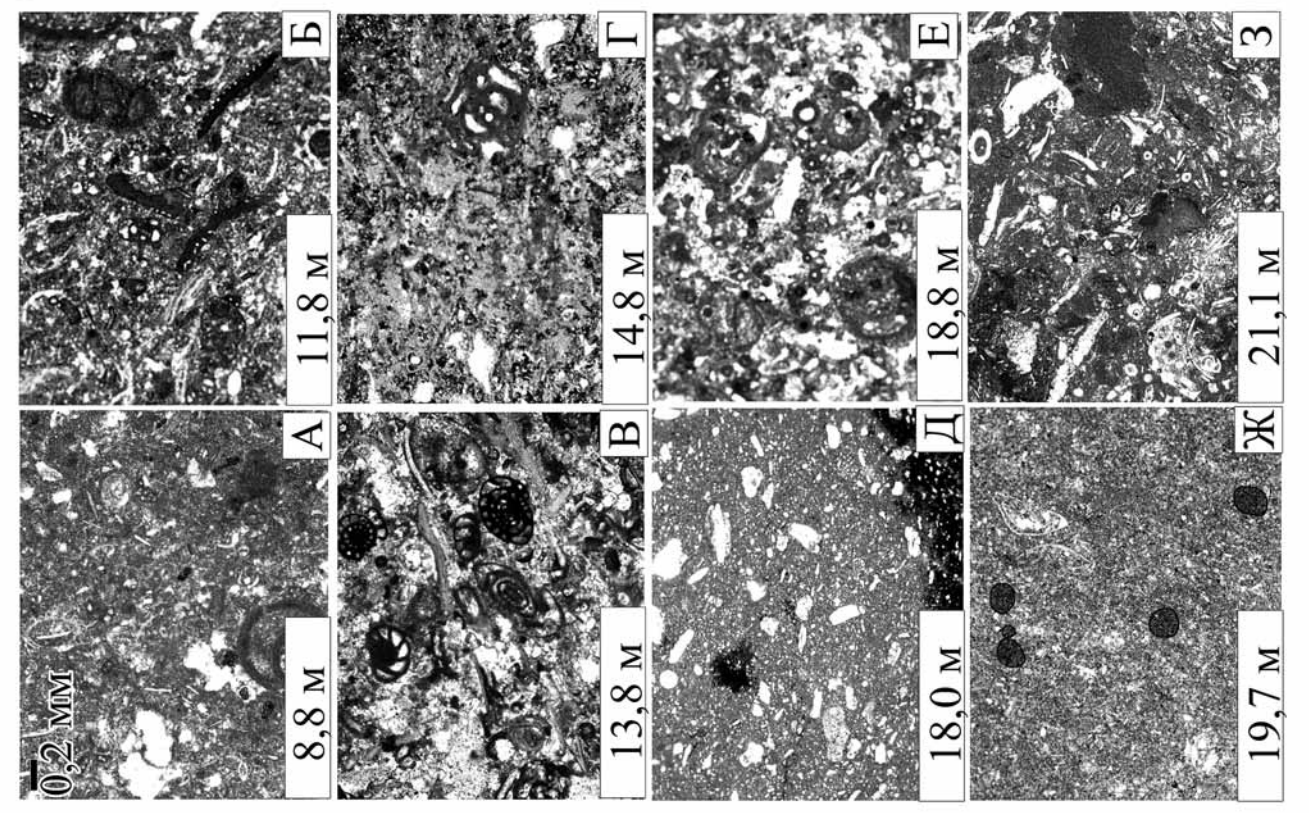
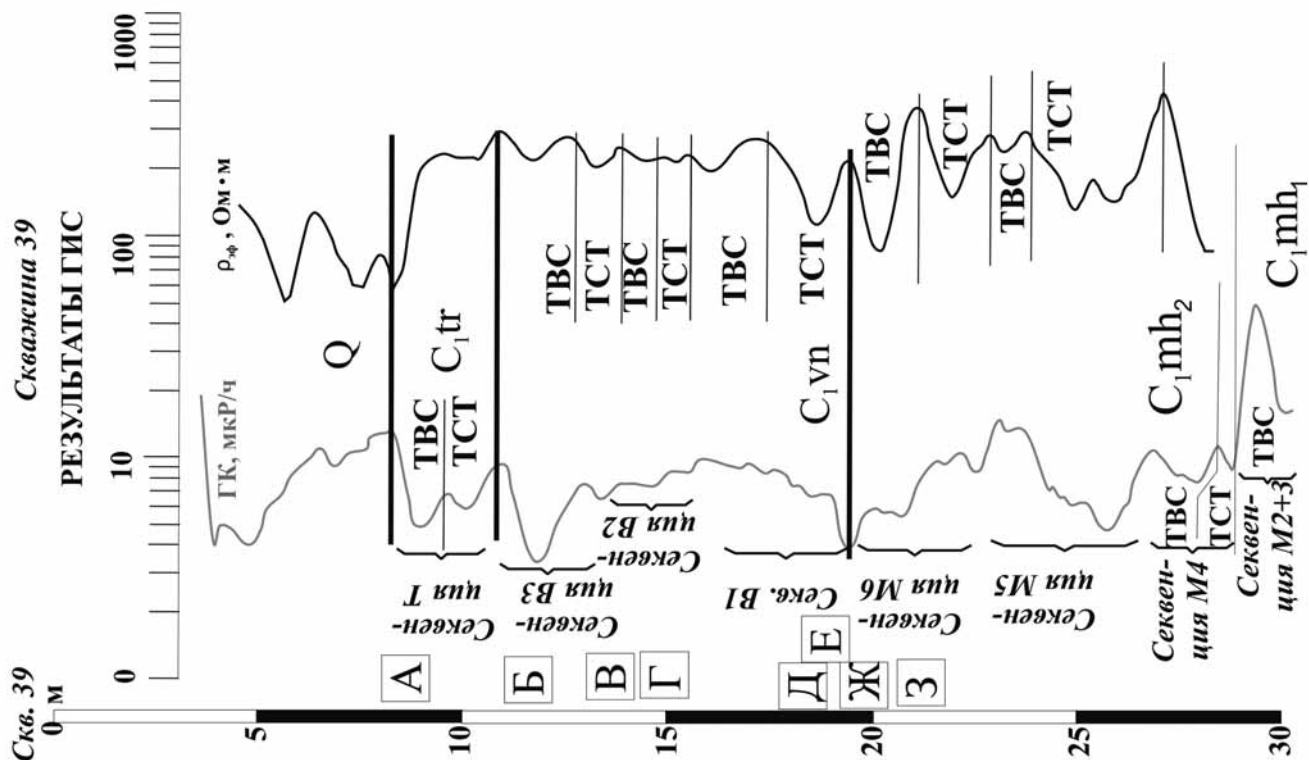
Выводы. 1. Установлено цикличное строение верхневизейских–нижнесерпуховских терригенно-карбонатных отложений на юге Московской синеклизы по керну скважин (полевое описание и петрографическое исследование в шлифах) и каротажу. Полученные нами данные совпадают с материалами предшественников.

2. Цикличное строение разреза объясняется цикличной сменой палеогеографических условий седиментации от континентальных через лагунные до мелководно-морских. Выделены трансгрессивная система трактов (алевролиты, глины, глинистые и органогенные известняки — мадстоуны, пакстоуны и грейнстоуны), тракты высокого стояния (глины, глинистые известняки, органогенные известняки-пакстоуны) и тракты низкого стояния (палеопочвы, ризоидные известняки со стигмариями).

3. В алексинском горизонте выделено не менее двух секвенций, в михайловском — не менее пяти, в веневском — две, в тарусском — не менее одной (горизонт обнажен частично и изменен элювиальными процессами). Тульский горизонт вскрыт единственной скважиной, что не дает возможности выделить секвенции.

4. Южнее Серпухова вдоль Оки протягивается тектонический линеамент, объясняющий прямолинейность ее русла в месте исследований. Приуроченность района исследований к зоне разлома подтверждена слабыми деформациями осадочного чехла вследствие новейших тектонических дислокаций, в частности вертикальными трещинами от поверхности каменноугольных отложений и вплоть до толщ алексинских и михайловских известняков.

Рис. 5. Петрографическая и геофизическая характеристика разреза визейско-серпуховских отложений в скважине № 39. Слева фото шлифов в проходящем свете: интервал 8,30–12,40 м, тарусский горизонт: А — образец (обр.) 39/8,8 м, пакстоун, известняк биоморфный; Б — обр. 39/11,8 м, пакстоун, известняк биоморфный; В–Е — интервал 12,40–20,0 м, веневский горизонт: В — обр. 39/13,8 м, грейнстоун, известняк с биокластами; Г — обр. 39/14,2 м, грейнстоун, известняк биоморфный; Д — обр. 39/18,0 м, вакстоун, известняк с биокластами; Е — обр. 39/18,8 м, грейнстоун, известняк биоморфный; Ж–З — интервал 20,40–29,50 м, михайловский горизонт; Ж — обр. 39/19,7 м, мадстоун, известняк с биокластами; З — обр. 39/21,1 м, пакстоун, известняк биоморфный, интервал 33,2–40,0 м. Справа — результаты ГИС (гамма-картаж, мкР/ч и удельное сопротивление (Ом·м)). Буками показано положение образцов в разрезе скважины



По этим трещинам, вероятно, происходило просыпание аллювиальных песков Оки в карстовые полости.

5. Уровни закарстованных пород можно соотнести с наиболее мелководными и биогенными карбонатными органогенно-обломочными осадками начальных и конечных фаз седиментологического или эвстатического цикла, т.е. с началом

трансгрессии и концом регрессии. Это дает возможность интерпретировать карстовые уровни как трансгрессивную систему трактов (ТСТ) и вторую половину тракта высокого стояния (ТВС-2). Предложена обобщенная модель строения секвенций (рис. 3) и проведена секвентно-стратиграфическая интерпретация изученного разреза (рис. 4 и 5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Горева Н.В., Кулагина Е.И., Пучков В.Н. Каменноугольная система и ее «золотые гвозди» // *Природа*. 2010. № 7. С. 42–49.

Алексеев А.С., Горева Н.В. Полевое совещание Международной подкомиссии по каменноугольной стратиграфии «Стратигипические разрезы, предлагаемые и потенциальные ТГСГ карбона в России», 11–18 августа 2009 г. // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2010. Т. 18, № 5. С. 92–96.

Алексеев А.С., Горева Н.В., Косовая О.Л. Стратиграфические схемы каменноугольной системы Восточно-Европейской платформы: современное состояние // *Состояние стратиграфической базы центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы: Мат-лы совещ. ВНИГНИ*. М.: ВНИГНИ, 2016. С. 56–63.

Алексеев А.С., Косовая О.Л., Горева Н.В. Состояние и перспективы совершенствования общей шкалы каменноугольной системы России // *Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства*. М., 2013. С. 165–177.

Габдуллин Р.Р. Секвентно-стратиграфический подход при инженерно-геологических работах // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология* 2010. № 6. С. 79–83.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Кошелев А.В., Копачевич Л.Ф. Тренинг по секвентной стратиграфии: Учеб. пособие по повышению квалификации специалистов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2010.

Габдуллин Р.Р., Копачевич Л.Ф., Иванов А.В. Секвентная стратиграфия. М.: МАКС Пресс, 2008. 113 с.

Кабанов П.Б., Алексеева Т.В., Алексеев А.О. Серпуховский ярус карбона в типовой местности: седиментология, минералогия, геохимия, сопоставление разрезов // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2012. Т. 20, № 1. С. 18–48.

Кулагина Е.И. Объемы и границы подразделений международной стратиграфической шкалы карбона на Южном Урале // *Геол. сб.* 2008. № 7. С. 205–218.

Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 221 с.

Уломов В.И. Инструментальные наблюдения сейсмических проявлений Восточно-Карпатских землетрясений на территории Москвы // *Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений*. 2009. № 3. С. 34–42.

Alekseev A.O., Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Kalinin P.I. Magnetic susceptibility and geochemical characterization of an upper Mississippian cyclothemic section Polotnyanyi Zavod (Moscow Basin, Russia). *Magnetic Susceptibility Application: A Window Onto Ancient Environments and Climatic Variations* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2015. Vol. 414., London. P. 181–196.

Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Gubin S.V. Palaeoenvironments of the Middle–Late Mississippian Moscow Basin (Russia) from multiproxy study of palaeosoils and palaeokarsts // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2016. Vol. 450. P. 1–16.

Heckel P.H., Clayton G. The Carboniferous system. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages // *Geol. Acta*. 2006. Vol. 4. P. 403–407.

Kabanov P. Serpukhovian stage stratotype in Zaborje quarry (Moscow region). P. 2. Subaerial exposure profiles and cyclicity // *Stratigr. Geol. Correl.* 2004. Vol. 12. N 3. P. 253–261.

Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseev A.O. Serpukhovian stage of the Carboniferous in its type area: facies, geochemistry, mineralogy, and section correlation // *Stratigr. Geol. Correl.* 2012. Vol. 19. N 1. P. 1–30.

Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gabdullin R.R. et al. Progress in sequence stratigraphy of Upper Viséan and lower Serpukhovian of Southern Moscow Basin, Russia // *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*. 2013. Vol. 30. P. 55–65.

Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gibshman N.B. et al. The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia): Pt. 1. Sequences, disconformities, and biostratigraphic summary // *Geol. J.* 2016. Vol. 51, N. 2. P. 163–194.

Kabanov P.B., Alekseev A.O., Zaitsev T. The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia). Pt. 2. Bulk geochemistry and magnetic susceptibility // *Geol. J.* 2014 (wileyonlinelibrary.com). DOI: 10.1002/gj.2623

Kabanov P.B., Gibshman N.B., Barskov I.S. et al. Zaborje section. Lectostratotype of Serpukhovian stage // *Type and reference Carboniferous sections in the South Part of the Moscow Basin. Field Trip Guidebook of Intern. I.U.S.C. Field Meeting, Aug. 11–12, Moscow. M., 2009. P. 45–64.*

Поступила в редакцию
25.01.2018

УДК 551.736.3:561

В.С. Исаев¹, С.В. Наугольных², Е.М. Кирилишина³

ПЕРМСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАСТЕНИЯ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРКУТСКОЙ СЕРИИ ПЕЧОРСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА В КОЛЛЕКЦИИ МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА⁴

Охарактеризованы пермские растительные остатки из местонахождения Воркута-1 (обнажение № 38; левый берег р. Воркута в черте г. Воркута, напротив пос. Рудник), хранящиеся в Музее земледения МГУ имени М.В. Ломоносова. Коллекция включает хвощевидные *Paracalamites decoratus* (Eichwald) Zalessky, *P. frigidus* Neuburg, *Paracalamitina* cf. *striata* Zalessky emend. Naug.; *Annulina neuburgiana* (Radczenko) Neuburg), листья папоротников (*Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalessky, *P. helenaeana* Zalessky, *P. vorcutana* Zalessky, *P. cf. leptophylla* Bunbury), а также листья войновских *Ruffloria* spp. и, возможно, гинкгофитов. Стратиграфически изученные растительные остатки происходят из интинской свиты воркутской серии (уфимский ярус биармийского (среднего) отдела пермской системы). Коллекция обладает большим научным, экспозиционным и дидактическим потенциалом.

Ключевые слова: палеонтология, палеоботаника, Воркутинская учебно-научная инженерно-геокриологическая практика, хвощевидные, папоротники, голосеменные.

The fossil Permian plants from the locality Vorkuta-1 (outcrop No. 38, left bank of the Vorkuta River nearby the City of Vorkuta opposite the Rudnik settlement) are characterized. The collection is kept at the Earth Science Museum of the Lomonosov Moscow State University. The collection includes equisetophytes *Paracalamites decoratus* (Eichwald) Zalessky, *P. frigidus* Neuburg, *Paracalamitina* cf. *striata* Zalessky emend. Naug.; *Annulina neuburgiana* (Radczenko) Neuburg), ferns (*Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalessky, *P. helenaeana* Zalessky, *P. vorcutana* Zalessky, *P. cf. leptophylla* Bunbury), and leaves of vojnovskyans *Ruffloria* spp. and putative ginkgophytes. Stratigraphically the fossil plants studied originated from the Inta Formation belonged to the Vorkuta Series (the Ufimian Stage of the Biarmian (Middle) subdivision of the Permian System). The collection is of great scientific, expositional and didactic potentiality.

Key words: paleontology, paleobotany, Vorkuta educational engineering and geocryology practice, equisetophytes, ferns, gymnosperms.

Введение. В эволюции споровых и голосеменных растений в пермском периоде произошло много важных событий, которые нашли отражение не только в обновлении таксономического состава флор этого времени, но и в изменении фитоценотической структуры растительных сообществ и, как следствие, в преобразовании наземных экосистем в целом. Именно поэтому ископаемые растения пермского периода часто становятся важным элементом экспозиций естественноисторических музеев [Rössler, 2001; Ожгибесов и др., 2009; Терещенко и др., 2012].

Палеонтологическая экспозиция Музея земледения МГУ имени М.В. Ломоносова до по-

следнего времени включала лишь небольшое число ископаемых растений пермского возраста, преимущественно из зарубежных местонахождений (облиственный побег каламостахиевого *Lobatannularia* cf. *lingulata* Halle из пермских отложений Китая, остатки гинкгофитов и хвойных из цехштейна Германии (подробнее см. [Кирилишина, Наугольных, 2016]). Однако эта коллекция существенно расширилась благодаря новым поступлениям образцов с растительными остатками, собранных в обнажении, расположенном на левом берегу р. Воркута в черте г. Воркута (Республика Коми). Коллекция включает остатки ископаемых хвощевидных (побеги *Paracalamites decoratus* (Eichwald)

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: tpomed@rambler.ru

² Геологический институт РАН, отдел стратиграфии, лаборатория палеофлористики, гл. науч. с., докт. геол.-минерал. н.; контрактная аффилиация — Казанский федеральный университет; e-mail: naugolnykh@list.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей земледения, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: conodont@mail.ru

⁴ Работа выполнена в рамках темы госзадания № АААА-А16-116042010088-5 «Эволюция геодинамических обстановок и глобальные природные процессы» Музея земледения МГУ имени М.В. Ломоносова, в рамках темы госзадания № 0135-2016-0001 «Фитостратиграфия, палеофлористика, кризисные события кайнозоя, мезозоя и палеозоя различных регионов Евразии, палеоклиматические, палеофитоценотические и палеофитогеографические реконструкции» Геологического института РАН, гранта РФФИ (проект № 18-04-00322), а также за счет субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров и в рамках программы совместных работ с Норвежским Технологическим Университетом (Грант SIU CPRU-2017/10015).

Zalessky, *P. frigidus* Neuburg, *Paracalamitina* cf. *striata* Zalessky emend. Naug.; облиственный побег *Annulina neuburgiana* (Radczenko) Neuburg), листья папоротников (*Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalessky, *P. helenaeana* Zalessky, *P. vorcutana* Zalessky, *P. cf. leptophylla* Bunbury) и листья голосеменных класса войновские (*Ruffloria* spp.) и, возможно, гинкгофитов. Статья посвящена подробной характеристике этой коллекции.

Материалы и методы исследований. В основу работы положены коллекционные сборы и полевые наблюдения сотрудников кафедры геокриологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В сентябре 2015 г. на базе учебно-научного полигона «Хановей» (Республика Коми, окрестности г. Воркута) для магистрантов кафедр геокриологии, инженерной геологии, гидрогеологии геологического факультета и кафедры гляциологии и криолитологии географического факультета проводилась очередная производственная и инженерно-геокриологическая практика.

Практика нацелена на освоение и практическое использование полевых методик инженерно-геокриологической съемки [Полевые..., 1986]. Полевые методики были применены при инженерно-геологических изысканиях на объектах транспортной инфраструктуры (газопровод «Ямал», участки Северной железной дороги — станции Хановей, Песец, 101-й км) для составления геокриологических карт и разрезов. Особое внимание было уделено приобретению студентами практических навыков в комплексных геокриологических исследованиях, при изучении способов строительства и других видов освоения криолитозоны [Буданцева и др., 2015]. Помимо основной цели в рамках практики решается ряд вспомогательных задач. Студенты проводят палеонтологические исследования и знакомятся с методическими основами отбора палеонтологических образцов разных возраста, типа сохранности и степени представительности (от взятия спорово-пыльцевых проб до поисков и сборов остеологических материалов — костей плейстоценовых млекопитающих). В качестве одной из задач фигурировали сборы растительных макроостатков пермского возраста из местонахождений в районе г. Воркута [Кирилина, Исаев, Кошурников и др., 2017].

Характеризуемые в статье растительные остатки собраны в черте г. Воркута (рис. 1), рядом с ул. Шахтерская, у набережной р. Воркута, от подвешенного моста на пос. Рудник вниз по течению на левом берегу на протяжении 150 м, обнажение № 38. Координаты местонахождения 67,509936 с.ш., 64,038789 в.д. Местонахождению присвоено условное название «Воркута-1». Изученные отложения относятся к уфимскому ярусу, который авторы считают принадлежащим среднему (биармий-

скому) отделу пермской системы (подробнее см. [Лозовский и др., 2009; Наугольных, 2016]).

При фотофиксации собранных образцов съемка велась как при фронтальном освещении, так и с боковым (рисующим) светом, чтобы подчеркнуть важные морфологические детали растительных остатков.

Геологическое строение района исследований.

Район исследований расположен в северо-восточной части Печорской эпибайкальской плиты. Осадочный чехол здесь слагают три основных формационных комплекса: перикратонный палеошельфовый (нижний ордовик—нижняя пермь), надвинутый на него с востока сланцевый комплекс батинальных и абиссальных формаций лемвинского типа (ордовик—карбон) и перекрывающий их орогенный комплекс формаций пермо-триасового возраста. Последний имеет возрастные границы, меняющиеся от более древних к более молодым с востока на запад, и состоит из трех формаций: флишевой и двух угленосных (нижнемолассовой и верхнемолассовой) [Войновский-Кригер и др., 1948; Юдин, 1987; Угленосная..., 1990].

В современном структурном плане платформенного чехла Печорской плиты выделяются три крупнейших (надпорядковых) тектонических элемента: Тиманская гряда, Печорская синеклиза, северная часть Предуральского краевого прогиба. Отдельно обособлен Уральский ороген, который расположен на востоке от плиты, и его можно рассматривать как ее складчатое обрамление. В палеотектоническом плане это часть палеозойского перикратонного опускания Печорской плиты, вовлеченной в герцинскую (варисийскую) складчатость.

Район исследований расположен во внешней зоне Предуральского краевого прогиба на территории Воркутинской ступени. В структурном отношении Предуральский краевой прогиб состоит из системы впадин, разделенных поперечными поднятиями. С юга на север здесь выделяются поднятие Чернышева, Косью-Роговская впадина, поднятие Чернова, Коротаихинская впадина, Пай-Хойское поднятие и Карская впадина. Продольные границы Предуральского краевого прогиба относительно условны, поскольку они отражают миграцию прогиба на территорию плиты [Геология месторождений..., 1965; Юдин, 1987; Угленосная..., 1990].

На территории Печорского угольного бассейна и прилегающих к нему районов Предуральского краевого прогиба проведены детальные стратиграфические исследования, в основном сфокусированные на терригенных отложениях верхнего палеозоя и особенно на угленосных отложениях средней и верхней перми, содержащих богатые растительные остатки [Нейбург, 1960, 1964, 1965; Пухонто, 1998].

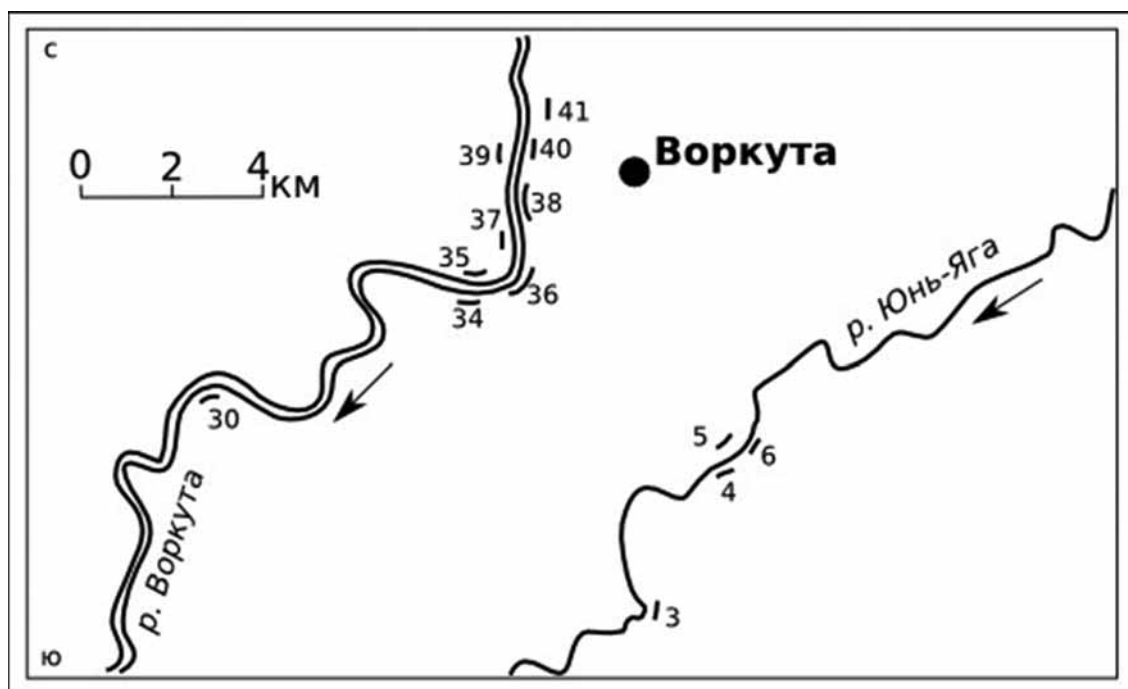


Рис. 1. Схема расположения обнажений, положение местонахождения изученных растительных остатков «Воркута-1» — обнажение № 38

Один из региональных опорных разрезов (рис. 1), расположенный в районе Воркутинского угольного месторождения, — обязательный объект исследования в рамках инженерно-геокриологической практики магистрантов МГУ имени М.В. Ломоносова. Наиболее значимые обнажения расположены на левом берегу р. Воркута. Изученное обнажение № 38 представляет собой обрывистый уступ высотой около 25–30 м (от уреза воды). Разрез сложен переслаиванием темно-серых углистых сланцев и темно-коричневых тонкозернистых песчаников с мощностью прослоев от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров с многочисленными и разнообразными растительными остатками. Стратиграфически отложения относятся к верхней части воркутской серии, а именно к лекворкутской и интинской свитам [Угленосная..., 1994; Пухонто, 1998]. Они представлены циклическим переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, среди которых залегают многочисленные пласты и пропластки углей. Изредка в разрезе встречаются маломощные прослои гравелитов. Это единый и непрерывный комплекс угленосных отложений, в котором постепенно вверх по разрезу исчезают морские и лагунно-морские прослои, сменяющиеся континентальными образованиями. Нижняя граница интинской свиты проводится по появлению в разрезе первых угольных пластов и по смене фаунистического и флористического комплексов.

Палеоботанические наблюдения. В изученной коллекции (фототабл. 1–4) явно преобладают остатки споровых растений, в особенности хвощевидных, что со всей очевидностью указывает на

гидрофильный характер исходной растительности. В ходе полевых исследований были обнаружены многочисленные остатки хвощевидных *Paracalamites decoratus* (Eichwald) Zalesky и *P. frigidus* Neuburg, сохранившихся непосредственно на месте произрастания, *in situ* (фототабл. 1 (2, 3, 5)). По всей видимости, растительные сообщества с доминировавшими хвощевидными произрастали в этом районе на относительно мелководье обширных опресненных лагун, в которых накапливались терригенные осадки с большим количеством органического углерода, образованного разлагающимися остатками растений. Об этом же свидетельствует присутствие в разрезе пропластков углей, углистых алевролитов и песчаников, характерных для этой части разреза.

Помимо крупных стволов и побегов видов *Paracalamites decoratus* (Eichwald) Zalesky (фототабл. 2 (2, 5)) и *P. frigidus* Neuburg (фототабл. 1 (1, 3, 5)), а также фрагментарных остатков побегов, предварительно определенных как *Paracalamites* sp., были найдены скопления облиственных побегов (фототабл. 1 (1); фототабл. 4 (1)) и даже репродуктивные органы (фототабл. 1 (4)) пермских хвощевидных. Облиственные побеги можно уверенно отнести к виду *Annulina neuburgiana* (Radczenko) Neuburg, характерному для кунгурских и уфимских отложений практически всей Западной Ангариды [Нейбург, 1964; Пухонто, 1998; Пухонто, Наугольных, 2009; Наугольных, 1998, 2007, 2016].

Спороношения, найденные вместе с этими облиственными побегами, представляют собой многоярусные фертильные зоны, разделенные мутовками стерильных листьев, соответствующих

строению листьев *Annulina neuburgiana*. У наиболее представительного из найденных образцов наблюдаются три последовательные фертильные зоны, состоящие из пельтатных спорофиллов с тесно смыкающимися краями щитков ((фототабл. 1 (4)). Подробное изучение этих репродуктивных органов представляет важную задачу будущих исследований.

Помимо перечисленных хвощевидных, в коллекции есть остаток побега хвощевидного, отнесенного к виду *Paracalamitina striata* Zalessky emend. Naugolnykh (фототабл. 2 (1, 3, 4, 6)). На фрагменте побега в разной степени сохранились пять междоузлий и четыре узла. Междоузлия покрыты плоскими продольными ребрами. В средних частях некоторых продольных ребер наблюдается тонкий продольный желобок, скорее всего, соответствующий деформации растительных тканей над валлекулярным каналом. Продольные ребра проходят через узлы прямо, без чередования, т.е. находятся в юкстапозиции. Узловая линия отчетливая, несет округлые листовые рубцы, число которых соответствует числу продольных ребер. В центральных частях некоторых листовых рубцов наблюдается маленький точечный рубчик, соответствующий выходу проводящих тканей.

На поверхности междоузлий этого побега наблюдаются округло-овальные образования (рис. 2), по всей видимости, это остатки яйцекла-

док какого-то насекомого, скорее всего, стрекозы (рис. 3). Сходные яйцекладки известны из нижнепермских отложений этого региона [Василенко, Наугольных, 2011; Наугольных, 2016]. Вероятно, произраставшие в воде в полупогруженном состоянии крупные побеги паракаламитов и паракаламидин были оптимальным местом для откладывания яиц стрекозами. Эти условия гарантировали, что яйцекладки не будут доступны каким-либо наземным хищникам. Яйцекладки на побеге воркутинской паракаламидины образуют скопления, соответствующие двум разным размерным классам (более крупные — около 7 мм по максимальному измерению, а также мелкие — 3–4 мм по максимальному измерению). Видимо, эти яйцекладки были оставлены стрекозами двух разных видов и, возможно, в разное время, поскольку растительные ткани, окружающие более крупные яйцекладки, начали восстанавливаться.

Вид *Paracalamitina striata* Zalessky emend. Naugolnykh палеоботаники изучают уже давно, поэтому сейчас известны многие детали его строения, что позволило промодернизировать этот таксон до естественного ботанического статуса [Naugolnykh, 2002]. Хвощевидные этого вида, а также их ближайшие родственники из семейства черновиевых (Tchernoviaceae S. Meyen) очень важны с эволюционной точки зрения, поскольку именно их можно рассматривать в качестве прямых предков семейства

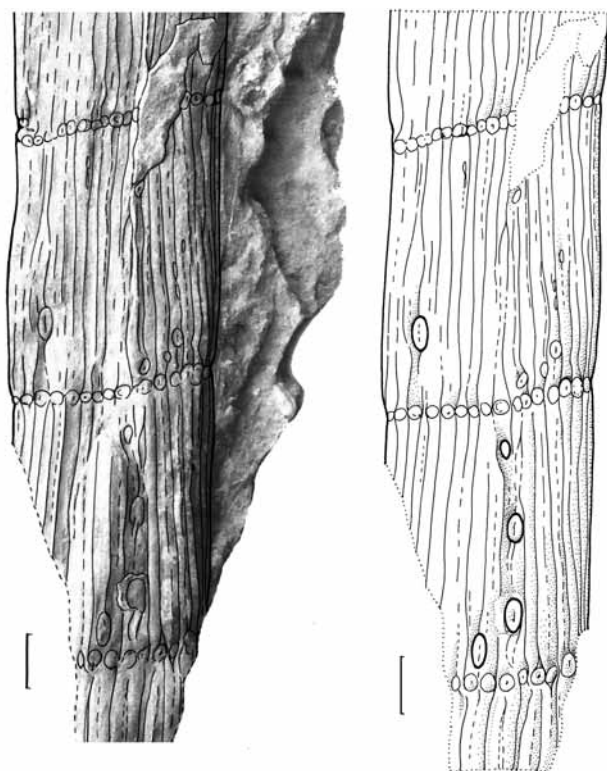


Рис. 2. Побег хвощевидного *Paracalamitina* cf. *striata* Zalessky emend. Naug. с предполагаемыми яйцекладками стрекоз, экз. МЗ ВФ 14743; Слева — графическое дешифрирование морфологии побега; справа — прорисовка. Длина масштабной линейки 1 см

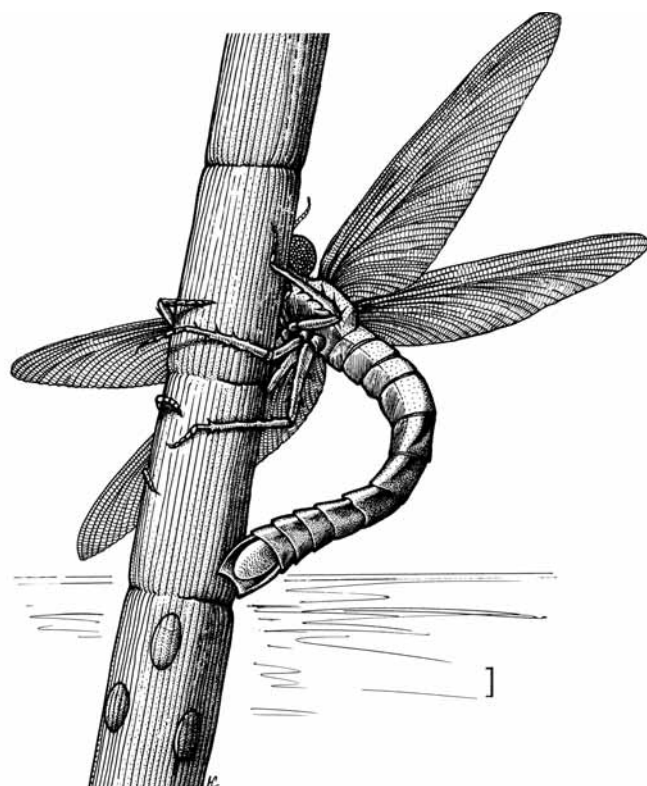
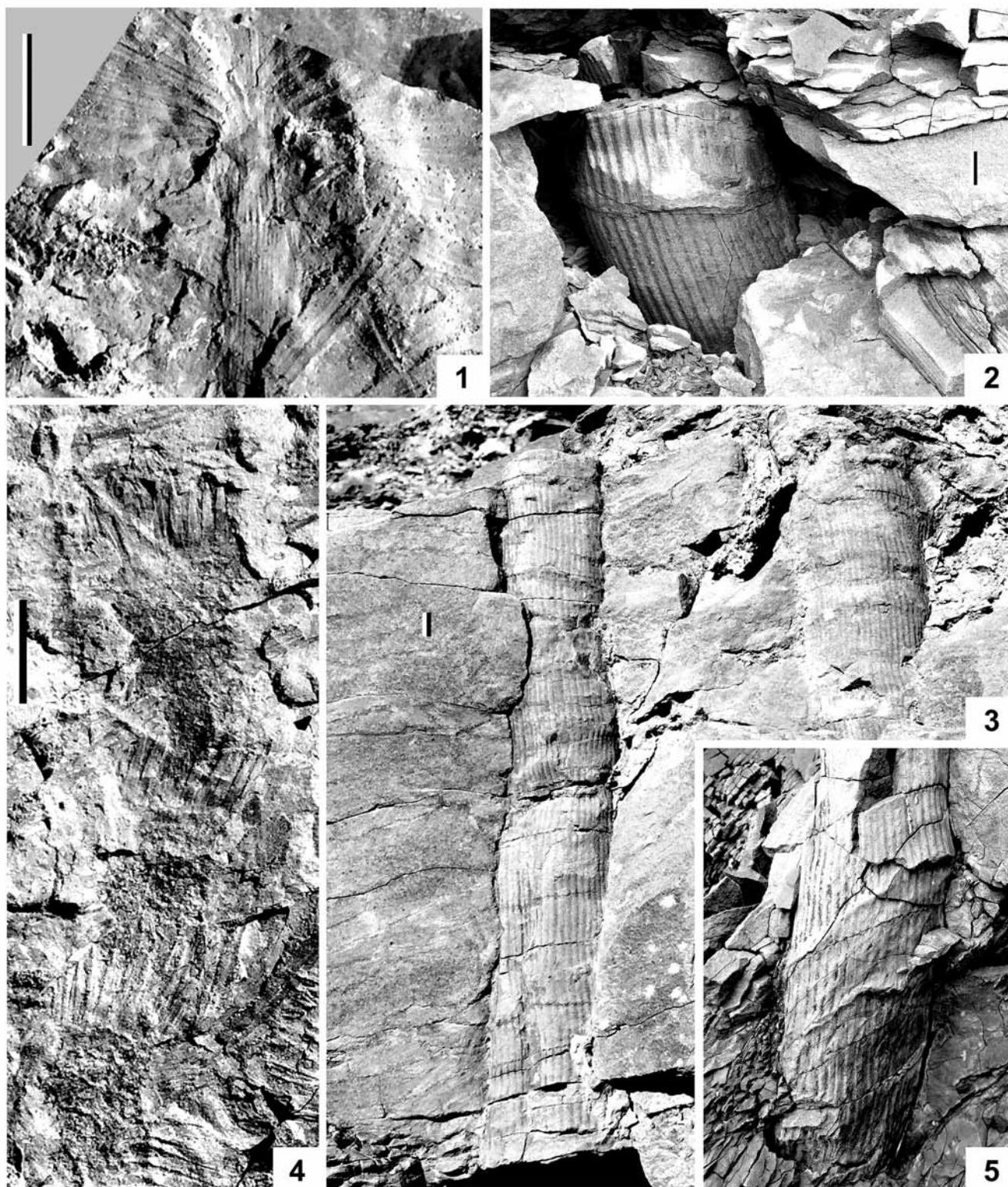
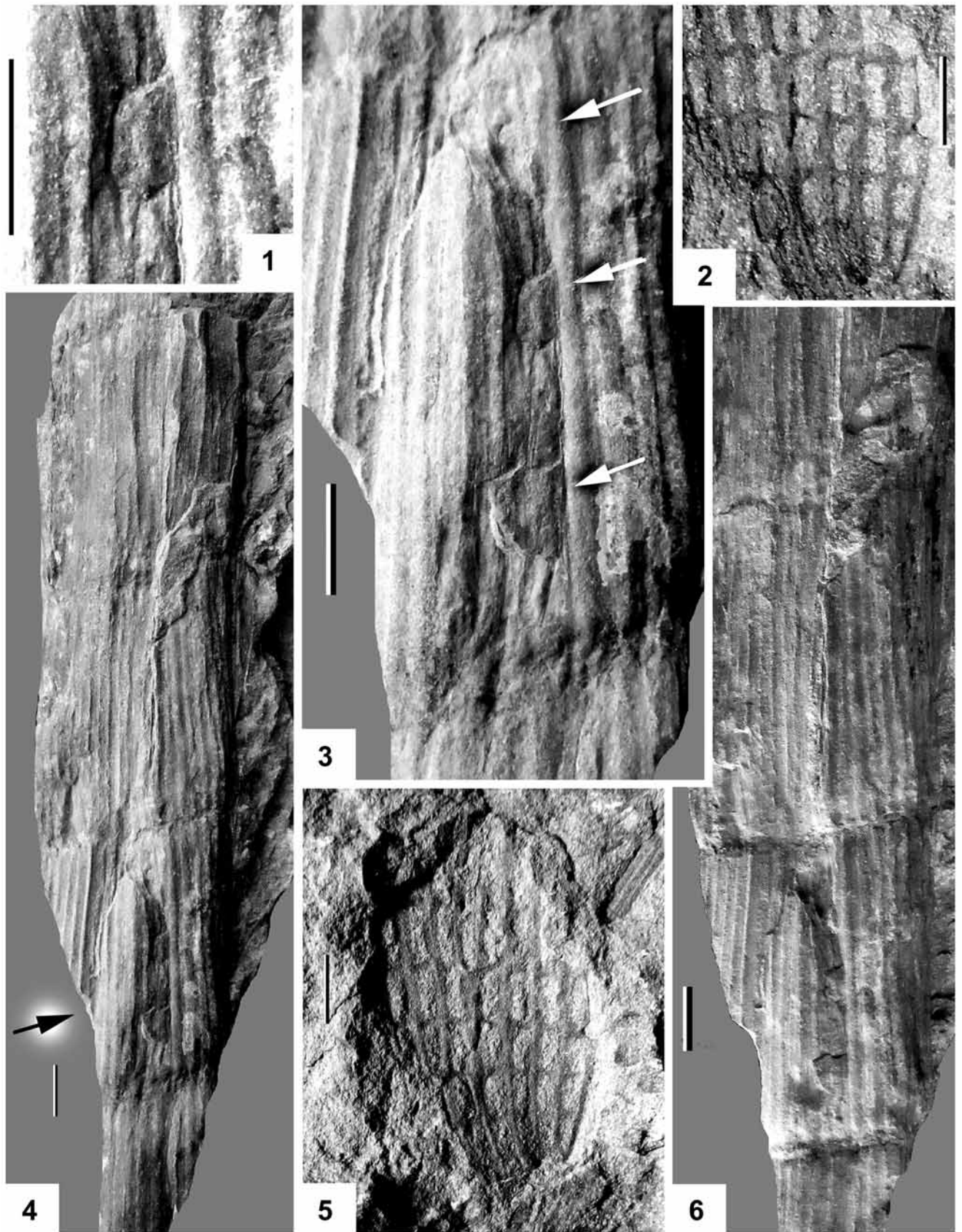


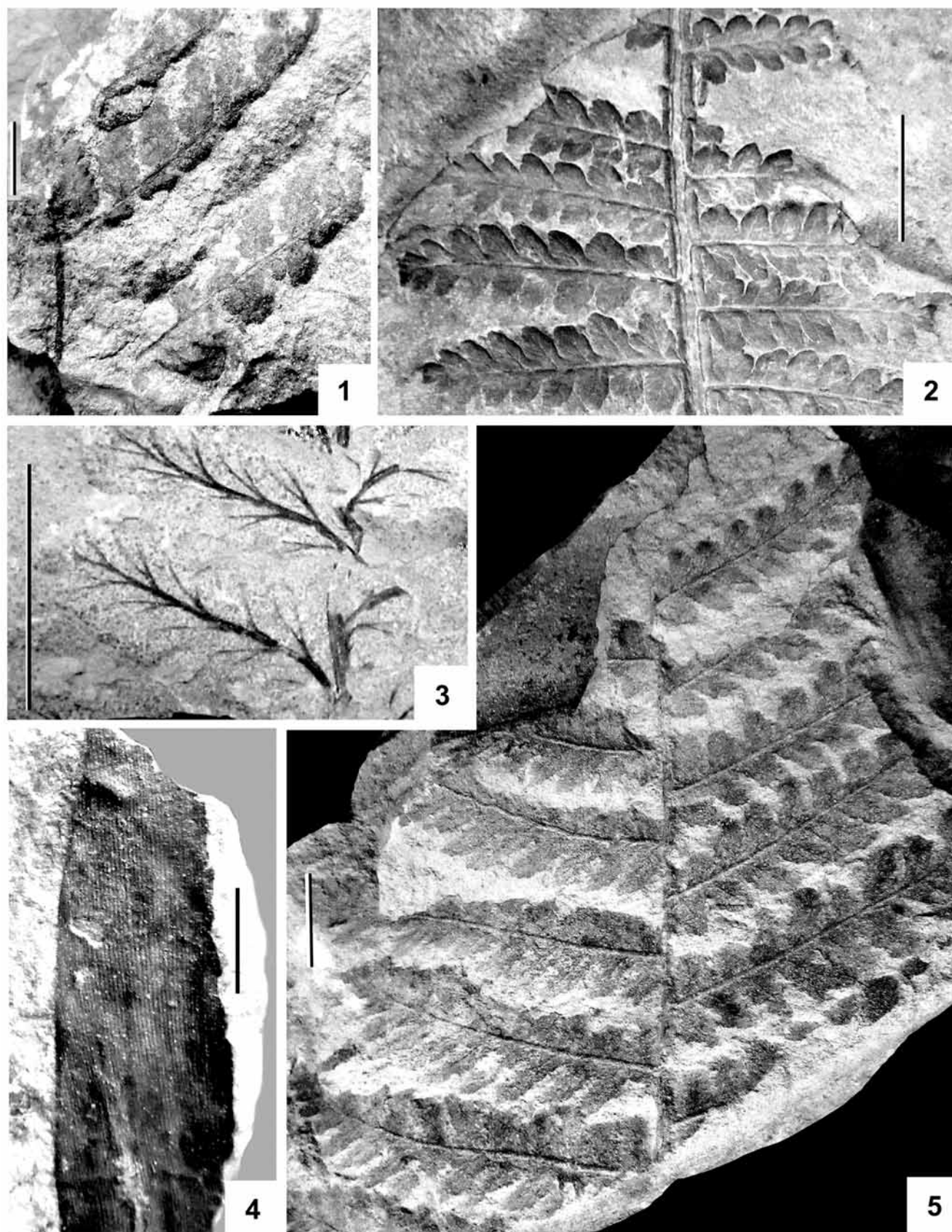
Рис. 3. Гигантская пермская стрекоза-меганеврида *Arctotypus sylvensis* Martynov формирует яйцекладки на побеге крупного хвощевидного. Длина масштабной линейки 1 см



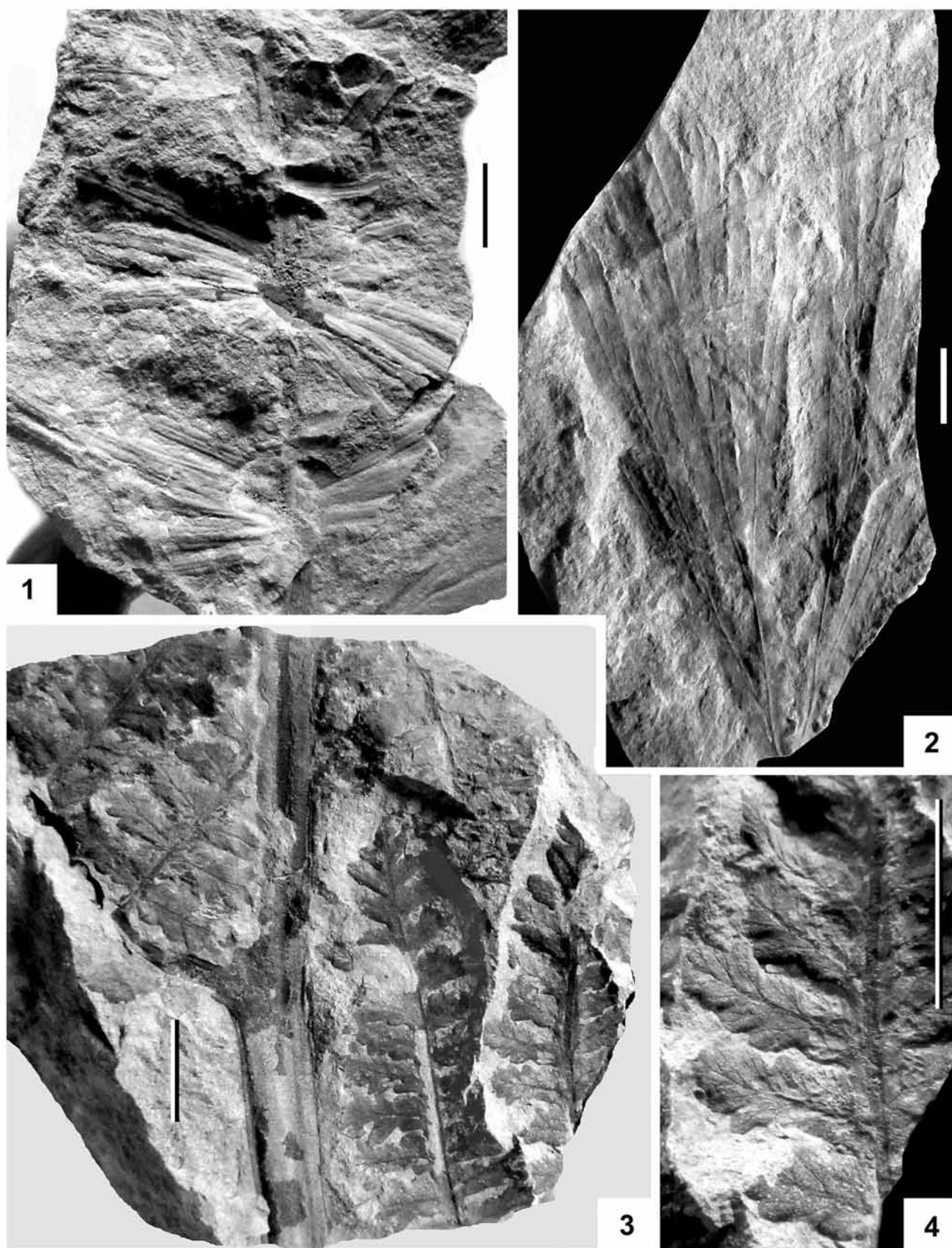
Фототабл. 1. Растительные остатки из местонахождения Воркута-1: 1 — *Annulina neuburgiana* (Radczenko) Neuburg, листовая мутовка; 2 — *Paracalamites* sp., побег, сохранившийся в слое субвертикально, *in situ*; 3 — *Paracalamites* aff. *frigidus* Neuburg, два побега, сохранившиеся в слое вертикально, *in situ*; 4 — *Tchernovia* sp., спороношение хвощевидного, состоящее из трех фертильных зон, последовательно расположенных одна над другой и разделенных мутовками стерильных листьев; 5 — *Paracalamites* sp., побег, сохранившийся в слое субвертикально, *in situ*. Длина масштабной линейки 1 см



Фототабл. 2. Растительные остатки из местонахождения Воркута-1: 1, 3, 4, 6 — *Paracalamitina* cf. *striata* Zalessky emend. Nau-golnykh, экз. МЗ ВФ 14743; побег хвощевидного с яйцекладками, оставленными насекомыми (Odonata; яйцекладки отмечены стрелками); 2, 5 — *Paracalamites decoratus* (Eichwald) Zalessky, экз. МЗ ВФ 14740; базальная часть крупного побега хвощевидного.
 Длина масштабной линейки 1 см



Фототабл. 3. Растительные остатки из местонахождения Воркута-1: 1 — *Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalesky, экз. МЗ ВФ 14744; средняя часть вайи с двумя сохранившимися перьями последнего порядка; 2 — *P. cf. leptophylla* Bunbury, экз. МЗ ВФ 14741; средняя часть вайи (перо предпоследнего порядка); 3 — *P. helenaeana* Zalesky, экз. МЗ ВФ 14738; два стерильных перышка (сегменты последнего порядка); 4 — *Ruf flora* sp., экз. МЗ ВФ 14745; фрагмент ланцетовидного листа голосеменного порядка войновскиевых (Vojnovskyaes); 5 — *Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalesky, экз. МЗ ВФ 14739; приапикальная часть вайи. Длина масштабной линейки 1 см



Фототабл. 4. Растительные остатки из местонахождения Воркута-1: 1 — *Annulina neuburgiana* (Radzenko) Neuburg, экз. МЗ ВФ 14746; часть облиственного побега; 2 — лист гинкгофита (?), экз. МЗ ВФ 14747; 3 — *Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalessky, экз. МЗ ВФ 14748; средняя часть крупной вайи с тремя порядками сегментации; 4 — *P. anthriscifolia* (Goepfert) Zalessky, строение пера последнего порядка экземпляра (3). Длина масштабной линейки 1 см

Equisetaceae [Naugolnykh, 2002, 2009; Наугольных, 2004; Escapa, Cuneo, 2005; Cuneo, Escapa, 2006; Yang et al., 2011; Singh et al., 2011]. Несмотря на то что в современной флоре семейство Equisetaceae представлено единственным родом *Equisetum* L., оно очень важно для рассмотрения общих эволюционных трендов и тенденций (например, процессов образования метамеров у высших растений или процессов олигомеризации), поэтому остатки воркутинских хвощевидных в Музее земледелия МГУ имени М.В. Ломоносова могут выполнять не только экспозиционную, но и дидактическую функцию.

Вторая группа по количеству остатков в изученной коллекции — папоротники. Среди них есть как предположительно лептоспорангиатные (скорее всего, глейхениевые) *Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalesky, *P. cf. leptophylla* Bunbury, так и эуспорангиатные (*P. helenaeanae* Zalesky). Подробнее вопросы систематики и номенклатуры пермских папоротников Печорского бассейна освещены в работах [Фефилова, 1973; Naugolnykh, 2013]. Принадлежность вида *P. helenaeanae* к эуспорангиатным папоротникам доказывается обнаружением синангиатных спороношений на его перышках (материал готовится к публикации).

Голосеменные в имеющейся выборке не очень разнообразны. В основном они принадлежат роду *Ruffloria* S.Meuyen, представленному в коллекции ланцетовидными листьями, сохранившимися в различной степени (фототабл. 3 (4)). В коллекции также есть и единственный остаток, предположительно принадлежавший гинкгофиту (фототабл. 4 (2)). Он представлен плохо сохранившимся листом, морфологически напоминающим листья рода *Sphenobaiera* Florin.

Дальнейшие исследования палеоботанической коллекции растительных остатков из местона-

хождения Воркута-1 могут быть направлены как на палеоэкологические цели (с условием дополнительных полевых наблюдений над инситуальным захоронением побегов паракаламитов), так и на детальные морфологические исследования.

Заключение. Флористический комплекс из местонахождения Воркута-1 (обнажение № 38) включает хвощевидные *Paracalamites decoratus* (Eichwald) Zalesky, *P. frigidus* Neuburg, *Paracalamitina cf. striata* Zalesky emend. Naug.; *Annulina neuburgiana* (Radczenko) Neuburg), листья папоротников (*Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Zalesky, *P. helenaeanae* Zalesky, *P. vorcutana* Zalesky, *P. cf. leptophylla* Bunbury), а также листья войновские *Ruffloria* spp. и, возможно, гинкгофитов. Стратиграфически изученные растительные остатки принадлежат интинской свите воркутской серии (уфимский ярус биармийского (среднего) отдела пермской системы). Коллекция обладает большим научным, экспозиционным и дидактическим потенциалом.

Благодарности. Авторы искренне признательны проф. И.С. Барскову (кафедра палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова) и С.М. Снигиревскому (геологический факультет СПбГУ) за рецензирование рукописи и ценные замечания. В сборе каменного материала активное участие принимали студенты, магистранты и аспиранты кафедры геокриологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова М.М. Болотюк, Э.А. Карнышева, О.В. Подчасов, А.К. Подзей, В.В. Скосарь, Д.А. Давлетшина, Д.С. Лавров, М.П. Фролова, А.С. Богданов, В.А. Федин, Ф.Д. Андрищенко, А.В. Уварова, А.А. Шиманов, Р.А. Кузнецов. Техническая помощь при подготовке рукописи была оказана С.С. Демьянковым. Всем перечисленным лицам авторы выражают свою благодарность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буданцева Н.А., Гориков Е.И., Исаев В.С. и др. Инженерно-геологические и геохимические особенности бугристых ландшафтов в районе учебно-научного полигона «Хановей» // Инженерная геология. 2015. № 3. С. 34–50.

Василенко Д.В., Наугольных С.В. Эндоемные яйцекладки насекомых в перми европейской части России // Эволюция органического мира в палеозое и мезозое. СПб.: Маматов, 2011. С. 58–59.

Войновский-Кригер К.Г., Погоревич В.В., Эйно О.Л. Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутского угленосного района // Сов. геология. 1948. Сб. 33. С. 7–30.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3. Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа. М.: Недра, 1965. 491 с.

Кирилина Е.М., Исаев В.С., Кошурников А.В., Аманжуров Р.Т., Гришакина Е.А., Шиманов А.А. Палеонтологические материалы Воркутинской инженерно-геокриологической практики геологического факультета

МГУ // Жизнь Земли: Междисциплинарный научно-практический журнал. Т. 39, №3. 2017. С. 278–286.

Кирилина Е.М., Наугольных С.В. Ископаемые растения в экспозиции Музея земледелия МГУ, их место и роль в музейном пространстве // Жизнь Земли. 2016. Т. 38 (2). С. 176–182.

Лозовский В.Р., Миних М.Г., Грунт Т.А. и др. Уфимский ярус Восточно-Европейской шкалы: статус, валидность, корреляционный потенциал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 46–58.

Наугольных С.В. Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья. М.: ГЕОС, 1998. 201 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 509).

Наугольных С.В. Пермские флоры Урала. М.: ГЕОС, 2007. 322 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 524).

Наугольных С.В. О некоторых абберациях современных хвощей (*Equisetum* L.) и происхождении семейства Equisetaceae // Палеонтол. журн. 2004. № 3. С. 98–104.

Наугольных С.В. Flora Permica. Растительный мир пермского периода. Приуралье. М.: ГЕОС, 2016. 336 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 612).

- Нейбург М.Ф. Пермская флора Печорского бассейна. Ч. I. Плауновидные и гинкговые (Lycopodiales et Ginkgoales). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 64 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 43).
- Нейбург М.Ф. Пермская флора Печорского бассейна. Ч. II. Членистостебельные (Sphenopsida). М.: Наука, 1964. 137 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 111).
- Нейбург М.Ф. Пермская флора Печорского бассейна. Ч. III. Кордаитовые (Cordaitales), войновскиевые (Vojnovskyales), семена голосеменных неопределенного систематического положения (Semina gymnospermarum incertae sedis). М.: Наука, 1965. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 116).
- Ожгибесов В.П., Терещенко И.И., Наугольных С.В. Пермский период: органический мир на закате палеозоя. Пермь: Арт-Дизайн, 2009. 107 с.
- Полевые методы геокриологических исследований: Метод. руководство по учебной практике студентов геологического факультета МГУ/ Под ред. Э.Д. Ершова, Г.И. Гордеевой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 143 с.
- Пухонто С.К. Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. М.: Научный мир, 1998. 312 с.
- Пухонто С.К., Наугольных С.В. Эволюция высших растений Приуралья в пермском периоде // Наука и просвещение. К 250-летию Геологического музея РАН. М.: Наука, 2009. С. 319–352.
- Терещенко И.И., Наугольных С.В., Ожгибесов В.П. По тропе эволюции к музею пермского периода. Пермь: Астер, 2012. 111 с.
- Угленосная формация Печорского бассейна / Под ред. В.А. Дедеева. Л.: Наука, 1990. 176 с.
- Фефилова Л.А. Папоротниковидные перми севера Предуралья. Л.: Наука, 1973. 192 с.
- Юдин В.В. Орогенные формации Севера Урала и Приуралья. Сыктывкар, 1987. 32 с. (Сер. препринтов «Науч. докл.» / АН СССР. Коми фил.; Вып. 163).
- Cuneo N.R., Escapa I. The equisetalean genus *Cruciateca* nov. from the Lower Permian of Patagonia, Argentina // Intern. J. Plant Sci. 2006. Vol. 167, N 1. P. 167–177.
- Escapa I., Cuneo N.R. A new equisetalean plant from the early Permian of Patagonia, Argentina // Rev. Palaeobot. and Palynology. 2005. Vol. 137, Iss. 1–2. P. 1–14.
- Naugolnykh S.V. *Paracalamitina striata* — a newly reconstructed equisetophyte from the Permian of Angaraland // J. Paleontol. 2002. Vol. 76, N 2. P. 377–385.
- Naugolnykh S.V. A new fertile *Neocalamites* from the Upper Permian of Russia and equisetophyte evolution // Geobios. 2009. Vol. 42. P. 513–523.
- Naugolnykh S.V. Permian ferns of Western Angaraland // Paleontol. J. 2013. Vol. 47, N 12. P. 1379–1462.
- Rössler R. Der Versteinerte Wald von Chemnitz. Chemnitz: Druck — und Verlagsgesellschaft Marienber, 2001. 252 S.
- Singh K.-J., Chandra S., Saxena A. *Tatapania* gen. nov., a possible cone of *Schizoneura gondwanensis* Feistmantel from the Late Permian in the Tatapani–Ramkola Coalfield, India // The Palaeobotanist. 2011. Vol. 60. P. 251–263.
- Yang Tao, Naugolnykh S.V., Sun Ge. A new representative of *Neocalamites* Halle from the Upper Permian of Northeastern China (Jiefangcun Formation) // Paleontol. J. 2011. Vol. 45, N 3. P. 335–346.

Поступила в редакцию
05.05.2017

УДК 552.323.4

В.О. Давыдова¹, В.Д. Щербаков², П.Ю. Плечов³

ОЦЕНКИ ВРЕМЕНИ СМЕШЕНИЯ МАГМ В СИСТЕМЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ (КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ ДИФФУЗИОННОЙ ХРОНОМЕТРИИ⁴

Внедрение контрастной по составу магмы в магматический очаг часто служит триггером извержений островодужных вулканов. Использование метода диффузионной хронометрии позволило определить время поступления свежих порций магмы в приповерхностный очаг вулкана Безымянный для шести извержений в 2006–2012 гг. и сопоставить их с зафиксированными эпизодами активности вулкана. Выделено два типа извержений вулкана Безымянный, контрастная кайма ортопироксена в которых начинает формироваться в периоды: а) до 3 лет до начала извержения и б) до 2 месяцев до начала извержения. Показано, что эти различия обусловлены двумя различными механизмами подпитки приповерхностного очага вулкана Безымянный.

Ключевые слова: смешение магм, зональность минералов, пироксены, диффузия, диффузионная хронометрия, вулкан Безымянный.

Zoned crystals record changes in magma evolution, such as injection of mafic magma into a shallow magma chamber, which often triggered to eruption of arc volcanoes. We applied diffusion chronometry for reverse zoned crystals of orthopyroxene from 6 eruptions of Bezymianny volcano during 2006–2012 years and showed correlation between time of injection of new magma and recorded seismicity. We described two type of Bezymianny volcano eruptions, which driven by different trigger mechanisms: 1) orthopyroxene rims formed during up to 3 years previous to eruption; 2) orthopyroxene rims formed during 0–2 months previous to eruption.

Key words: magma mixing, crystal zoning, diffusion, pyroxene, diffusion chronometry, Bezymianny volcano.

Введение. Извержения островодужных вулканов часто предваряются поступлением в питающий извержения магматический очаг порций свежей, более горячей и/или флюидонасыщенной магмы [Eichelberger, 1980; Murphy et al., 2000]. Взаимодействие магм приводит к увеличению давления в очаге, интенсивному перемешиванию и последующей инициализации извержения. Время, проходящее с момента внедрения свежей магмы в магматический очаг до извержения, составляет в различных условиях от нескольких дней и недель [Sparks et al., 1977] до нескольких лет [Nakamura, 1995].

Формирование контрастной обратной зональности во вкрапленниках островодужных магм традиционно объясняется резким возрастанием температуры и/или содержания воды в расплаве, например [Gerlach, Grove, 1982; Плечов и др., 2008; Saunders et al., 2012]. В результате изменения этих параметров происходит частичное оплавление кристаллов и последующий рост каймы, обогащенной более высокотемпературным минералом.

Присутствие зональных кристаллов в расплаве при магматических температурных условиях приводит к диффузионному переуравновешиванию компонентов, ведущему к гомогенизации кристаллов. Скорость этого процесса зависит от значений коэффициента диффузии элементов в минерале, градиента содержания, физических размеров зерен. Время, необходимое для выравнивания химического состава различных зон кристаллов, варьирует от нескольких часов до миллиардов лет. Островодужные вулканы содержат зональные кристаллы с частично переуравновешенными зонами контрастного состава, что позволяет оценить временной интервал от события, сформировавшего контрастную зональность, до извержения путем моделирования истории эволюции диффузионных профилей [Costa et al., 2003; Saunders et al., 2012].

Вулкан Безымянный расположен в центральной части Ключевской группы вулканов, это один из наиболее активных островодужных вулканов мира. На протяжении последних десятилетий для

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, ассистент; *e-mail:* vestadav@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vasily7@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, директор; *e-mail:* pplechov@gmail.com

⁴ Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 16-35-60113) с использованием электронно-зондового микроспектрометра «JEOL JXA-8230», приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

вулкана характерны регулярные (1–2 раза в год, с редкими перерывами на 2–4 года) эксплозивные извержения [Girina et al., 2013; West, 2013]. Магматическая система влк Безымянный многоуровневая и содержит как минимум два коровых очага [Щербаков, Плечов, 2010; Shcherbakov et al., 2011; Turner et al., 2013; Давыдова и др., 2017]. Регулярная подпитка приповерхностного очага порциями более горячей и насыщенной летучими компонентами магмы — один из наиболее вероятных механизмов инициации извержений, она поддерживает относительно стабильную температуру в приповерхностном очаге (940–980 °С [Давыдова и др., 2017]), что способствует протеканию диффузионных процессов вплоть до начала извержения. Современные продукты извержений содержат многочисленные следы смешения магм — мафические и лейкократовые включения, ксенокристы из неравновесных парагенезисов, резкая обратная зональность (рис. 1), типичная для вкрапленников [Shcherbakov et al., 2011; Turner et al., 2013; Давыдова и др., 2017], что позволяет изучать различные аспекты взаимодействия магм в магматической системе.

Обратная зональность, маркирующая изменение условий в магматическом очаге, проявлена у всех породообразующих минералов эруптивных продуктов влк Безымянный (плаггиоклаз, ортопироксен, клинопироксен). Поведение наиболее распространенного из них — плаггиоклаза — подробно рассмотрено в работе [Shcherbakov et al., 2011], ниже приводятся результаты изучения кристаллов ортопироксена — второго по распространенности минерала в этих породах.

Материалы и методы исследования. *Петрография.* Пирокластические отложения рассматриваемых извержений сложены пористыми двупироксеновыми андезибазальтами (55,8–56,7 масс.% SiO₂). Вкрапленники (около 30–45 об.%) представлены резко преобладающим плаггиоклазом (An_{43–83}), ортопироксеном (Mg#_{64–81}), клинопироксеном (Mg#_{75–87}), титаномагнетитом, редкими реликтами амфибола и оливина. Микролиты основной массы (плаггиоклаз, орто- и клинопироксен, титаномагнетит, редкие кристаллы апатита) погружены в стекло риолитового состава [Давыдова и др., 2017].

Породы, близкие по химическому составу в пределах одного извержения, несколько отличаются от извержения к извержению характером зональности минералов-вкрапленников и структурой основной массы. Состав стекол основной массы формирует четкий тренд изменения содержания петрогенных элементов от извержения к извержению, однако он не зависит линейно от времени (рис. 2) или кристалличности основной массы, например, наиболее стекловатая основная масса отмечена у продуктов извержения в декабре 2009 г., тогда так продукты извержений 2006 и 2010 г., на этом тренде расположенные от него

с разных сторон, обладают примерно одинаковой кристалличностью.

Для вкрапленников плаггиоклаза наиболее характерна сложная зональность, состоящая из последовательно сменяющихся зон: ядро с осцилляционной зональностью—зона резорбции—нормальная зональность—осцилляционная зональность [Shcherbakov et al., 2011].

Ортопироксен и клинопироксен в андезибазальтах современных извержений распространены как среди вкрапленников, так и в микролитах основной массы и формируют субидiomорфные кристаллы размером от 5 мкм до ~1 мм, встречающиеся в сростках с плаггиоклазом и титаномагнетитом и в виде включений в плаггиоклазе. Значительная часть кристаллов как орто-, так и клинопироксена гомогенная или обладает слабо выраженной нормальной зональностью, остальные можно разделить на группы, характеризующиеся следующими чертами — гомогенные вкрапленники с высокомагнезиальной каймой, часто обладающей слабо выраженной собственной сложной

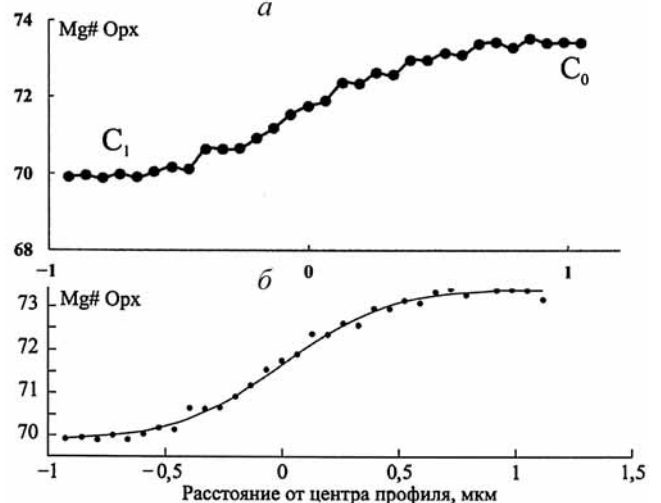
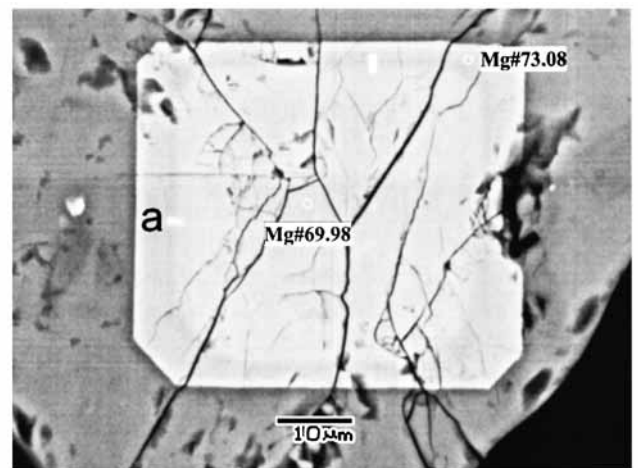


Рис. 1. Фото вкрапленника ортопироксена с обратной зональностью. Образец ВЗ-10-4, фото в отраженных электронах вверху; белые линии — направления, по которым построены профили с помощью программы ImageJ (а) аппроксимированный в программе DataFit профиль (б) по линии а (на фото)

зональностью; магнезиальное ядро с нормальной зональностью, резко переходящее к магнезиальной кайме; ядра со слабой пятнистой зональностью, окруженные практически гомогенной каймой либо каймой со слабой нормальной зональностью. В краевых частях может наблюдаться резкое повышение магнезиальности — часто встречающиеся зерна ортопироксена ($Mg\# \sim 0,66 \div 0,72$), обрастающие клинопироксеном ($Mg\# \sim 0,78 \div 0,85$).

Таким образом, практически во всех типах кристаллов отмечается наличие кайм с повышенной относительно центральной части зерен магнезиальностью, что позволяет воспользоваться методом диффузионной хронометрии. Подобные кристаллы ортопироксена в продуктах различных извержений довольно близки по составу — магнезиальность центральных частей варьирует в диапазоне $Mg\#$ 64–71, краевых — $Mg\#$ 70–76.

Для исследования диффузионных профилей в кристаллах ортопироксена были выбраны образцы шести извержений: 24.12.2006, 19.09.2008, 16.12.2009, 31.05.2010, 08.03.2012 и 01.09.2012. Все образцы представляют собой андезитбазальты свежих извержений, отобранные из крупных ювенильных блоков в период от нескольких месяцев до полугода после извержения. Образцы извержений 2009 и 2010 гг. предоставлены М.В. Меркуловой (Университет Гренобля), 01.09.2012 — О.А. Гириной (ИВиС ДВО РАН).

Метод диффузионной хронометрии основан на том, что при температурных условиях магматических очагов в кристаллах происходит самопроизвольное выравнивание концентрации химических элементов в различных зонах. Скорость диффузии разных компонентов неодинакова, что позволяет моделировать процессы, происходившие в широком временном диапазоне [Saunders et al., 2012].

Значимая для современных вулканических процессов скорость диффузии в ортопироксене характерна для пары Fe–Mg, диффузия Al и Ti медленнее на несколько порядков, и профили их содержания практически не испытывают диффузионного сглаживания [Cherniak, Dimanov, 2010]. Исходя из предположения, что в момент формирования контрастной каймы две зоны имели постоянный состав и резкую границу, форма сглаженного профиля зависит от времени согласно следующему уравнению [Crank, 1975]:

$$\frac{(C_i - C_0)}{(C_1 - C_0)} = 0,5 \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{D_i t}} \right),$$

где x — расстояние от центра профиля, м; D_i — коэффициент диффузии m^2/c ; t — время, с; C — $Mg\# = (Mg / (Mg + Fe^{2+}) \cdot 100)$, ат. %.

Это уравнение легко преобразуется в уравнение вида:

$$C_i = (0,5 \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{D_i t}} (C_1 - C_0) + C_0,$$

где известны значения C_1 и C_0 (рис. 1), x — расстояние от центра профиля, C_i — значение магнезиальности в точке x . Проведение регрессионного анализа (нами использован программный комплекс DataFit) позволяет получить значение произведения $D_i t$, где $D_i = D_0 \exp(-E_a/RT)$ [Schwandt et al., 1998]. Значения коэффициентов диффузии (D_0) и энергии активации (E_a) рассчитаны для кристаллов ортопироксена разного состава [Schwandt et al., 1998]. Температура в магматическом очаге, необходимая для расчета коэффициента диффузии ($D_i = D_0 \exp(-E_a/RT)$), взята из работы [Давыдова и др., 2017].

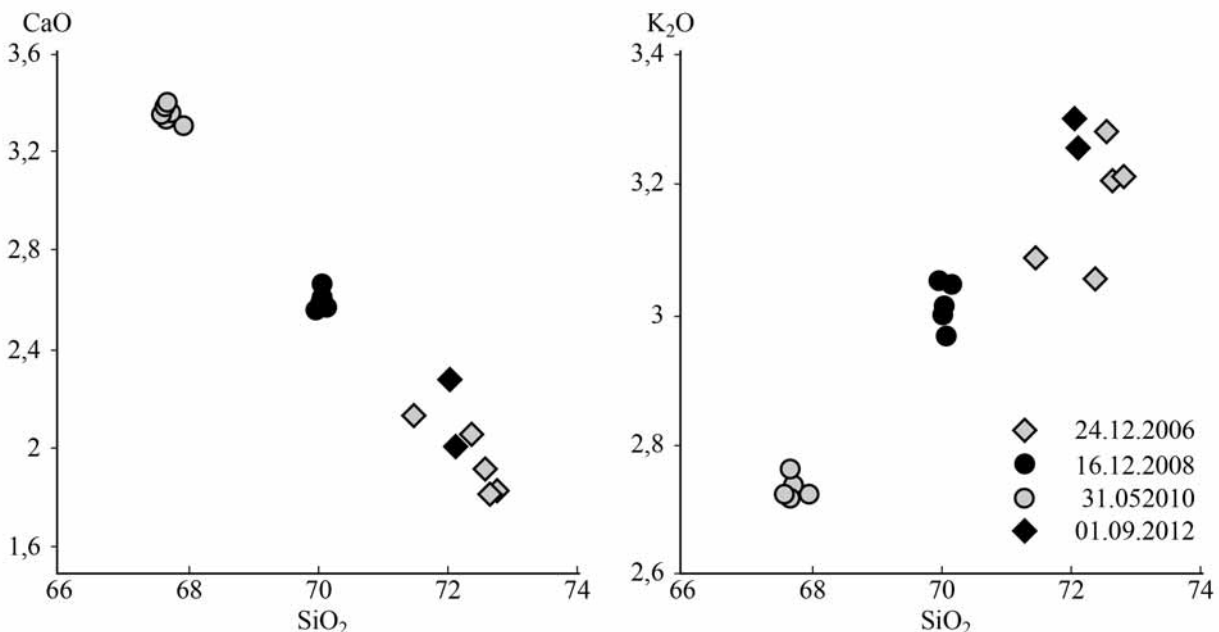


Рис. 2. Диаграммы SiO_2 –CaO и SiO_2 – K_2O для стекол основной массы

Для проведения детального профилирования кристаллов ортопироксена по содержанию Fe и Mg нами была использована прямая зависимость яркости ортопироксена на изображениях в отраженных электронах и его магнетиальности по методике, описанной в работе [Chamberlain et al., 2014]. Прямая зависимость яркости изображения в отраженных электронах от магнетиальности ортопироксена позволяет получать детальные профили содержания энстатитового минала на основе нескольких микронзондовых измерений состава в каждом изучаемом зерне. Для этого выбранные зерна сфотографированы при медленной скорости развертки раstra и разрешении не менее 1280×960 пикселей на сканирующем электронном микроскопе и проанализированы в двух-трех точках.

На изображении кристалла в отраженных электронах в точках анализа была определена яркость по шкале интенсивности серого при помощи программы ImageJ [Abramoff et al., 2004]. Яркость изображения откалибрована относительно магнетиальности перед построением профиля непосредственно в программе ImageJ. В выбранных направлениях с внутренней стороны магнетиальной каймы построены профили, перпендикулярные границе контрастных зон. Для анизотропных кристаллов (к которым относится ортопироксен) диффузия по разным направлениям протекает с разной скоростью, и оценка ее скорости по произвольным разрезам может привести к значимому искажению результатов. Для минимизации неизбежной погрешности нами выбраны разрезы, близкие к плоскости [001] (перпендикулярные удлинению кристалла, с двумя видимыми направлениями спайности под углом около 87°), и для каждого зерна — по возможности — построены два профиля в перпендикулярных направлениях (параллельно осям *a* и *b*, рис. 1).

Для интерпретации выбраны кристаллы, в которых близко совпадали оценки времени диффузии, полученные на основе двух перпендикулярных направлений, из них отобраны наименьшее значение из двух полученных (отклонение от плоскости [001] может привести к «расползанию» профиля и завышению времени диффузии, но не наоборот). Затем полученные профили пересчитаны на единый коэффициент диффузии (для температуры 957,63 °С — среднее значение, полученное для продуктов рассматриваемых извержений).

Изучение состава кристаллов пироксена и получение фотографий в отраженных электронах выполнено в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова при помощи сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» согласно методике, описанной в работе [Давыдова и др., 2017].

Результаты исследований и их обсуждение.
Результаты моделирования диффузионных профилей. Нами отобрано, сфотографировано и проанализировано более 150 срезов кристаллов из 6 извержений (по 10–30 кристаллов на извержение), отвечающих выбранным критериям (наличие обратной зональности, перпендикулярная удлинению зерен ориентировка, возможность проанализировать состав минерала и построить профили, не пересекая трещины и включения), в результате получено более 80 профилей. В табл. 1 приведены оценки времени, прошедшего с момента формирования высокомагнетиальной каймы до момента извержения, для 10 кристаллов ортопироксена из продуктов извержения 24.12.2009 г. Кроме того, расчет выполнен для кристаллов, в которых возможно построение профиля только по одному направлению, и все профили пересчитаны на усредненный коэффициент, рассчитанный для температуры 957,63 °С по методике, приведенной в работе [Saunders et al., 2012].

Таблица 1

Диапазон усредненных значений времени формирования высокомагнетиальных кайм для извержений влк Безымянный

Номер образца	Дата извержения	Время формирования высокомагнетиальной каймы (дни до извержения)
SK07/13	24.12.2006	19–1100
SK09/5	19.08.2008	23–384
BZ-10-4	16.12.2009	0–40
BZ-10-1	31.05.2010	0–60; 9–175
VK12/19b	08.03.2012	145–271
Bez-02-09-12	01.09.2012	22–235

Таблица 2

Представительные результаты моделирования диффузионных профилей для кристаллов ортопироксена из продуктов извержения 16.12.2009

<i>a</i>	<i>b</i>	Минимальное значение	Дата формирования каймы
1	0.3	0	15.12.2009
11	13	11	04.12.2009
13	13	13	02.12.2009
17	27	17	28.11.2009
21	31	21	25.11.2009
22	31	22	23.11.2009
32	35	32	14.11.2009
38	39	38	08.11.2009
76	54	54	22.10.2009
95	66	66	10.10.2009

Примечания. Для каждого зерна приведены оценка времени диффузии (в днях) по двум перпендикулярным кристаллографическим направлениям (*a* и *b*), минимальное полученное значение и дата формирования высокомагнетиальной каймы, рассчитанная по формуле «дата формирования каймы = дата извержения — минимальное время диффузии».

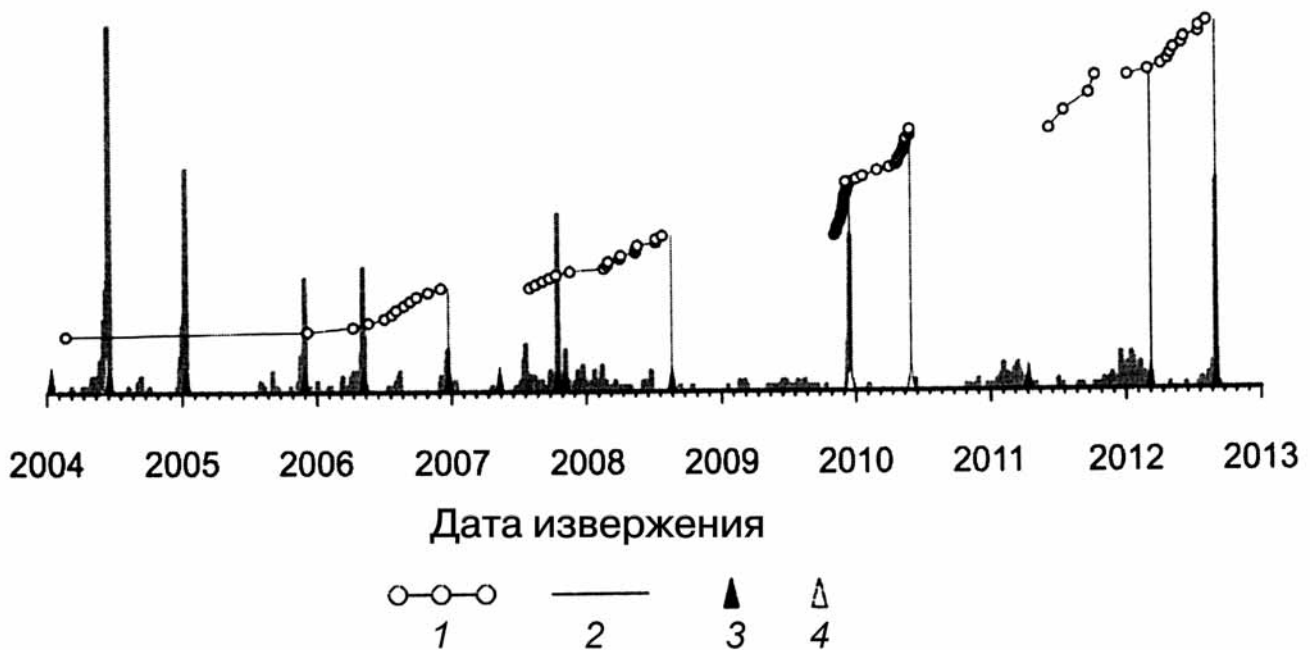


Рис. 3. Усредненные оценки дат формирования высокомагнезиальных кайм ортопироксена из извержений влк Безымянный. За время остановки диффузии принималась дата извержения, выносящего изученные кристаллы на поверхность: 1 — кумулятивные кривые с результатами определения времени формирования кайм для каждого из шести извержений; 2 — сейсмическая активность вулкана Безымянный по данным фактографической базы данных «Активность вулканов Камчатки». По оси ординат — число извержений, зафиксированных в постройке вулкана (от 0 до 140); 3–4 — извержения влк Безымянный в период с 2004 по 2006 г.; 3 — извержения первого типа; 4 — извержения второго типа. Вертикальными линиями отмечены изученные извержения («высота» по вертикальной оси отвечает порядковому номеру извержения с 2006 г. по 9 сентября 2012 г.)

В результате моделирования получены временные диапазоны формирования высокомагнезиальных кайм (табл. 2) для 6 извержений. Сопоставление с данными сейсмического мониторинга (по данным фактографической базы данных «Активность вулканов Камчатки») приведено на рис. 3. Сравнение позволило отметить, что время формирования кайм в пределах нескольких дней совпадает с зафиксированной повышенной активностью вулкана (желтый авиационный код, термальные аномалии, сейсмические события или непосредственно предшествующие извержения), за исключением периодов, когда наблюдения за влк Безымянный были ограничены из-за извержений влк Ключевской.

Высокая сейсмическая активность влк Безымянный затрудняет однозначную интерпретацию полученных данных — близкие даты формирования ряда высокомагнезиальных кайм могут отвечать как формированию каждой каймы в результате отдельного петрологического события (смещение магм, поступление флюида в магматический очаг), так и формированию в ходе единого события, растянутого во времени. Однако, вне зависимости от типа события, анализ полученных результатов позволяет выделить два типа извержений:

1) продукты извержения содержат кристаллы, внешние высокомагнезиальные каймы которых формировались в различное время в диапазоне от нескольких недель до ~3 лет до извержения (извержения 2006, 2008, 2012 г.). Характеризуются плавными кумулятивными кривыми распределе-

ния времени формирования кайм, угол наклона которых изменяется от нескольких градусов на удалении от извержения до ~45° после даты извержения, предшествующего изученному (рис. 3);

2) продукты извержений содержат кристаллы, подавляющее большинство которых характеризуется высокомагнезиальными каймами с ритмичной зональностью, они формировались в дни и месяцы (0–2 месяца до начала извержения), непосредственно предшествующие извержению — извержение 2009 г. Характеризуются субвертикальными (~80°) кумулятивными кривыми (рис. 3).

Продукты извержения 2010 г. содержат кристаллы, подавляющее большинство из них характеризуется высокомагнезиальными каймами с ритмичной зональностью, они формировались в непосредственно предшествующие извержению дни и месяцы, однако также присутствует ряд кайм, формировавшихся вплоть до полугода перед извержением. Плавные кумулятивные кривые с наклоном ~45°, характерные для извержений первого типа, сменяются субвертикальными, характерными для извержений второго типа (промежуточный тип извержений (2010 г.)).

Эти два типа извержений согласуются с ранее выделенными по геофизическим данным типами извержений [West, 2013]. Многие характеристики (например, высота пепловой колонны, объем продуктов, продолжительность извержений) сопоставимы для всех рассматриваемых событий, однако анализ сейсмических данных (энергия, отсутствие или наличие предшествующей мультиплетной

активности, сила вулканического дрожания) позволяет выделить два типа извержений [West, 2013]. Большинство эруптивных событий характеризуется предварительным выдавливанием свежих порций магмы, постепенным возрастанием величины термальной аномалии и постепенным увеличением сейсмической активности (так называемый первый тип по [West, 2013], совпадающий с первым типом, выделенным по данным диффузионной хронометрии). Для других извержений характерно резкое увеличение сейсмической активности в момент начала извержения, излияние лавовых потоков после эксплозивной фазы и отсутствие значительного изменения температуры аномалии до извержения (второй тип по [West, 2013], совпадающий со вторым типом, выделенным по данным диффузионной хронометрии). Различия в характере извержений также коррелируют с различиями в проявленной мультиплетной активности и деформациях поверхности [West, 2013; Koulikov et al., 2013] — для отдельных извержений второго типа, не предваряющихся постепенным возрастанием сейсмической активности в течение нескольких месяцев перед извержением, характерна повышенная мультиплетная активность, маркирующая поступление значительных порций магмы из глубины магматической системы.

В работе [Lopez et al., 2013] показано, что извержения заметно отличаются по характеру дегазации, отвечающей отделению летучих на разных уровнях магматической системы. Так, например, для извержений первого типа отмечен приповерхностный режим дегазации (высокое отношение $H_2O:CO_2$ и относительно низкие — $S:HCl$, $CO_2:S$, $CO_2:HCl$), для извержения в декабре 2009 г. — глубинный режим дегазации (высокие значения отношения $S:HCl$, $CO_2:HCl$), для мая 2010 г. — промежуточный.

Кроме того, для извержений первого типа характерно значительное количество мафических включений [Давыдова и др., 2017], тогда как пирокластические отложения извержений второго типа их практически не содержат.

Механизмы инициализации извержений влк Безымянный. Сопоставление полевых наблюдений, результатов моделирования диффузионных профилей с данными геофизических и геохимических исследований позволяет предположить существование двух механизмов подпитки приповерхностного очага влк Безымянный, соответственно, отвечающих двум типам извержений.

Для первого типа извержений характерны многочисленные мафические включения, отсутствие кайм ортопироксена, сформировавшихся непосредственно перед извержением, и приповерхностный характер дегазации; для второго — отсутствие мафических включений, контрастные каймы, формирующиеся в предшествующие из-

вержению дни и месяцы, глубинный характер дегазации.

Первый тип извержений, возможно, предваряется периодическими внедрениями относительно небольших объемов флюидонасыщенной магмы из глубинного резервуара. Близкий химический состав поступающей магмы и магмы приповерхностного очага [Давыдова и др., 2017] совместно с небольшим объемом взаимодействующих магм приводит к ограниченному взаимодействию магм (выравниванию контрастов по температуре, химическому составу, содержанию летучих компонентов). Магнезиальные каймы ортопироксена формируются лишь в непосредственной близости от мафических включений, представляющих собой фрагменты поступающей магмы [Давыдова и др., 2017]. Поступление флюидонасыщенной магмы (и сброс летучих из мафических включений при поступлении в очаг) приводит к резкому увеличению давления в приповерхностном очаге, которое компенсируется возрастанием сейсмической активности, фумарольными выбросами из вулкана, повышением величины термальной аномалии (см. фактографическую базу данных «Активность вулканов Камчатки»). Подобные сбросы давления частично прочищают жерло и предваряют извержение выдавливанием небольших порций свежей лавы.

Для второго типа характерно более крупномасштабное взаимодействие магм приповерхностного очага с глубинным веществом. Вероятно, поступление магм мантийного происхождения в глубинный резервуар вызывает активное отделение летучих и относительно плавный подъем частично дегазированной магмы в приповерхностный очаг. Подобные инъекции приводят к формированию в нижней части приповерхностного очага слоя гибридной магмы (подобная ситуация описана для влк Унзен, Япония [Browne et al., 2006]).

Поступление в приповерхностный очаг отделяющихся в глубинном резервуаре летучих воздействует практически на весь объем магматического очага. Активная дегазация в приповерхностных условиях приводит к окислению магмы, например, [Humphreys et al., 2015], что в свою очередь отражается на степени окисления железа. Окисление железа до Fe^{3+} приводит к увеличению магнезиальности кристаллизующихся фаз и, соответственно, к повсеместному формированию высокомагнезиальных кайм ортопироксена.

Постепенное нарастание объема вещества в приповерхностном очаге, не предваряющееся взрывными событиями, прочищающими магматический канал, ведет к резкому началу извержения в момент накопления критической массы.

Выводы. 1. События в приповерхностном магматическом очаге, приводящие к изменению температуры и содержания летучих компонентов,

определенные по результатам моделирования диффузионных профилей в ортопироксенах, предшествуют соответствующему извержению на 0–3 года и в пределах погрешности совпадают с предыдущими эруптивными событиями или эпизодами повышенной сейсмической активности вулкана.

2. На основе интервалов времени формирования высокомагнезиальных кайм можно выделить два типа извержений влк Безымянный, коррелирующих с данными сейсмического мониторинга и характером дегазации вулкана. Наиболее типичные для влк Безымянный извержения первого типа характеризуются постепенным возрастанием сейсмической активности перед извержением и предварительным выжиманием лавовых блоков до начала эксплозивной деятельности, им свойствен широкий диапазон полученных значений времени

формирования высокомагнезиальных кайм вокруг кристаллов ортопироксена. Для извержений второго типа (с взрывным началом, не предваряющимся постепенным увеличением сейсмической активности и выжиманием лавы) диапазон времен формирования высокомагнезиальных кайм значительно меньше и не превышает 2 мес. перед извержением.

Благодарности. Авторы благодарны Н.А. Некрылову за участие в полевых работах и ценные комментарии, Е.М. Зеленскому за возможность участия в экспедиции на влк Безымянный в 2012 г., М.В. Меркуловой и О.А. Гириной за предоставленные образцы, Дж. Бланди и К. Сандерс за обсуждение вопросов диффузионной хронометрии, А.А. Арискину и Т.А. Шишкину за ценные замечания, позволившие улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перелов А.Б. Характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный 2006–2012 гг. // Петрология. 2017. Т. 25, № 6. С. 609–634.

Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В. Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 4. С. 35–44.

Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Петрология мантийных ксенолитов в породах вулкана Безымянный (Камчатка) // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 1–4.

Abramoff M.D., Magalhaes P.J., Ram S.J. Image Processing with Image // J. Biophotonics Intern. 2004. Vol. 11. P. 36–42.

Browne B.L., Eichelberger J.C., Patino L.C. et al. Generation of porphyritic and equigranular mafic enclaves during magma recharge events at Unzen volcano, Japan // J. Petrology. 2006. Vol. 47. P. 301–328.

Chamberlain K.J., Morgan D.J., Wilson C.J.N. Timescales of mixing and mobilisation in the Bishop Tuff magma body: perspectives from diffusion chronometry // Contrib. Mineral and Petrol. 2014. Vol. 168, N 1. P. 1034.

Cherniak D.J., Dimanov A. Diffusion in pyroxene, mica and amphibole // Rev. Mineral and Geochemistry. 2010. Vol. 72, N 1. P. 641–690.

Costa F., Chakraborty S., Dohmen R. Diffusion coupling between trace and major elements and a model for calculation of magma residence times using plagioclase // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2003. Vol. 67, N 12. P. 2189–2200.

Crank J. The mathematics of diffusion. Oxford University Press, 1956. 347 p.

Eichelberger J.C. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs // Nature. 1980. Vol. 288. P. 446–450.

Gerlach D.C., Grove T.L. Petrology of Medicine Lake Highland Volcanics: characterisation of endmembers of magma mixing // Contrib. Mineral and Petrol. 1982. Vol. 80. P. 147–159.

Girina O.A. Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956–2010 // J. Volcanology and Geothermal Res. 2013. Vol. 263. P. 22–41.

Humphreys M.C.S., Brooker R.A., Fraser D.G. et al. Coupled interactions between volatile activity and Fe oxida-

tion state during arc crustal processes // J. Petrology. 2015. Vol. 56, N 4. P. 795–814.

Kilgour G.N., Saunders K.E., Blundy J.D. et al. Timescales of magmatic processes at Ruapehu volcano from diffusion chronometry and their comparison to monitoring data // J. Volcanology and Geothermal Res. 2014. Vol. 288. P. 62–75.

Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L. et al. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // J. Volcanology and Geothermal Res. 2013. Vol. 263. P. 75–91.

López T., Ushakov S., Izbekov P. et al. Constraints on magma processes, subsurface conditions, and total volatile flux at Bezymianny Volcano in 2007–2010 from direct and remote volcanic gas measurements // J. Volcanology and Geothermal Res. 2013. Vol. 263. P. 92–107.

Mathez E.A. Influence of degassing on oxidation states of basaltic magmas // Nature. 1984. Vol. 310, N 5976. P. 371–375.

Murphy M.D., Sparks R.S.J., Barclay J. et al. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies // J. Petrology. 2000. Vol. 41, N 1. P. 21–42.

Nakamura M. Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption // Geology. 1995. Vol. 23, N 9. P. 807–810.

Saunders K., Blundy J., Dohmen R. et al. Linking petrology and seismology at an Active Volcano // Science. 2012. Vol. 336. P. 1023–1027.

Schwandt C.S., Cygan R.T., Westrich H.R. Magnesium self-diffusion in orthoenstatite // Contrib. Mineral and Petrol. 1998. Vol. 130. P. 390–396.

Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Izbekov P.E. et al. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // Contrib. Mineral and Petrol. 2011. Vol. 162. P. 83–99.

Sparks S.R.J., Sigurdsson H., Wilson L. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions // Nature. 1977. Vol. 267, N 5609. P. 315–318.

West M.E. Recent eruptions at Bezymianny volcano — A seismological comparison // J. Volcanology and Geothermal Res. 2013. Vol. 263. P. 42–57.

УДК 550.42

М.В. Борисов¹, Д.А. Бычков², Н.Ф. Пчелинцева³, Е.А. Ивлева⁴**ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ПРОЦЕССАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ⁵**

Данные о распределении элементов по разрезу через Pb-Zn жилу Гацировская (Верхнезгидское месторождение, Северная Осетия, Россия) показали, что в процессе формирования жилы происходили значительные изменения спектров редкоземельных элементов (РЗЭ) в рудных пробах. Резкое увеличение отношений La_N/Yb_N , La_N/Nd_N , Gd_N/Ho_N и Gd_N/Yb_N приурочено к интервалам жилы, где отложено максимальное количество рудных компонентов. Сопоставление спектров РЗЭ руд с характеристиками спектров околожильных и вмещающих пород позволяет предположить, что отложение вещества жилы происходило из растворов, в которых соотношение РЗЭ изменялось во времени. Фракционирование РЗЭ происходило за счет мобилизации компонентов гидротермальными растворами при их реакции с вмещающими палеозойскими гранитами.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, источники рудного вещества, полиметаллические жильные месторождения.

Data on the distribution of elements across the Pb-Zn section of the Gatsyrovskaya vein (Upper Zgid, North Ossetia, Russia) showed that during the formation of the vein significant changes in the spectra of rare-earth elements (REE) occur in ore samples. The sharp growth of ratios La_N/Yb_N , La_N/Nd_N , Gd_N/Ho_N , and Gd_N/Yb_N is confined to the vein intervals, where the maximum amount of ore components is deposited. A comparison of the REE spectra of ores with the characteristics of the spectra of the near-vein and host rocks suggests that the deposition of the vein material occurred from solutions whose compositions with respect to the REE varied with time. REE fractionation occurred due to the mobilization of components by hydrothermal solutions during their reaction with the host Paleozoic granites.

Key words: rare-earth elements, ore matter source, base-metal vein deposit.

Введение. Цель исследований — реконструкция условий и механизмов жильного гидротермального рудообразования. Эталонные объекты для изучения этих процессов — жильные полиметаллические месторождения Садонского рудного района (Северная Осетия, Россия), при изучении которых нами накоплена представительная база данных (около 2000 проб, сотни образцов, шлифов и аншлифов) и регулярно проводятся полевые работы.

Геохимические исследования последних лет выполнены на Джимидонском месторождении (восточный фланг Садоно-Унальского рудного поля). В отличие от большинства основных месторождений района, где главный тип вмещающих пород представлен гранитами садонского типа (PZ₃), на этом объекте рудовмещающей средой служат кристаллические сланцы буронской свиты (PR₃–PZ₁). Палеозойские граниты подстилают докембрийские метаморфиты, контактируя с ними

по серии пологих тектонических нарушений. Рудообразование на всех Pb-Zn месторождениях Садонского района происходило в предкелловейское время средней юры (J₂), а наиболее вероятным источником рудных компонентов были палеозойские граниты.

Впервые такой вывод был сделан на основании изучения изотопного состава свинца в галените из 11 месторождений района и в калиевом полевом шпате магматических и метаморфических пород [Тугаринов и др., 1975]. Позже этот вывод подтвержден нашими данными о закономерностях распределения рудных элементов в первичных ореолах, а также результатами термодинамического моделирования процессов мобилизации и рудообразования [Borisov, 2003; Борисов и др., 2006].

Для рассматриваемых месторождений предложена генетическая модель гидротермальной системы [Борисов и др., 2006]. Главные черты модели заключаются в следующем. В пределах

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, зав. кафедрой, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: borisov@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: krok@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: pchelinf@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, аспирант, e-mail: lendrover@list.ru

⁵ Работа выполнена с использованием оборудования, приобретенного по Программе развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00244).

Садоно-Унальского глубинного сброса, который ограничивает с юга область распространения Pb-Zn месторождений, в дорудное время происходила циркуляция минерализованных углекислородных вод. Внедрение в средней юре даек и штоков субвулканических и гипабиссальных пород (диориты, гранит-порфиры и др.) и интенсивные тектонические подвижки инициировали гидротермальный процесс: интрузивные тела создавали необходимый источник тепла, закладывались рудоконтролирующие трещины северо-западного и северо-восточного простирания, образовывались зоны механических деформаций пород. Нагретые растворы из Садоно-Унальского сброса фильтровались через зоны дробления в палеозойских гранитах и вступали в реакцию с ними. Формировались зоны мобилизации различных компонентов, в том числе металлов и сульфидной серы. Эти зоны были приурочены к местам сочленения глубинного сброса и оперяющих его разломов. Рудоносные растворы из областей мобилизации двигались вверх по рудоконтролирующим трещинам. Охлаждение рудоносных растворов за счет обмена теплом с более холодными вмещающими породами и потери тепла за счет локальной гетерогенизации приводило к формированию полиметаллических жил выполнения и околожилных ореолов.

При термодинамическом моделировании именно граниты рассматривались нами как основной рудогенерирующий субстрат. Данные о распределении РЗЭ в сульфидных рудах Джимидонского месторождения и вмещающих породах показывают, что источник рудных компонентов был комбинированным с различными пропорциями участия докембрийских метаморфических пород и палеозойских гранитов [Борисов и др., 2011, 2016].

Для сопоставления с данными о Джимидонском месторождении нами исследовано распределение редкоземельных и рудных элементов по жиле Гацировской (Верхнезгидское месторождение), вмещающие породы для которой представлены только палеозойскими гранитами.

Материалы и методы исследований. Для исследований использованы пробы, отобранные из жилы Гацировская (6-й горизонт, Верхнезгидское месторождение; подход по штольне «Надежда»). Крупный ориентированный образец-монолит, представляющий полный 15-сантиметровый разрез по жиле, был распилен на 5 проб (№ 999/1–999/5, шаг 3 см, масса каждой пробы 1–1,2 кг). В месте пробоотбора рудное тело представлено молочно-белым кварцем с небольшим количеством пирита и рудных сульфидов (галенит и сфалерит), приуроченных к центральной части жилы. Из околожилных пород для анализа выбраны две пробы (№ 857, интервал 150–160 см от жилы, масса до 5 кг и № 861/2, интервал 230–240 см, масса до 4 кг) из разреза, отобранного на расстоянии от

контакта с жилой Гацировской до 240 см (40 проб, шаг 3–10 см). Неизменные вмещающие палеозойские граниты отобраны на расстоянии 50 и 100 м от жилы — пробы № 1122 и 1123 (масса проб до 10 кг). В полевых условиях пробы дробили, квартовали и истирали, и их масса была доведена до 200–300 г.

Для подготовки проб к анализам использовалась стандартная методика кислотного разложения [Бычкова и др., 2016; Борисов и др., 2016]. Все аналитические определения получены авторами в лабораториях кафедры геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова. Анализы на содержание РЗЭ выполнены методом ИСП–МС на масс-спектрометре высокого разрешения «Element 2» («Thermo Finnigan MAT GmbH», Германия). Для проверки правильности результатов одновременно с пробами измеряли образцы стандартов гранита СГ-3 и базальта ВСР-2 (отклонение от паспортных значений для большинства РЗЭ не превышало 4%). Содержание рудных элементов в жиле (Fe, Zn, Pb, Cu, Cd и др.) определено методом атомно-абсорбционной спектроскопии высокого разрешения с непрерывным источником спектра на спектрометре «ContrAA 700» («Analytik-Jena», Германия). Правильность определения рудных элементов в стандартном образце состава полиметаллической руды СО-33 составила около 6%.

Результаты исследований и их обсуждение. В табл. 1 представлены данные о содержании РЗЭ во вмещающих породах и в 5 пробах по разрезу через жилу. Среднее суммарное содержание РЗЭ в полиметаллической жиле составляет 32 г/т, что в 2–4 раза меньше, чем в околожилных породах и вмещающих гранитах. По разрезу жилы содержание РЗЭ распределено неравномерно: максимальное — на контакте со стороны висячего бока (проба № 999/5, интервал 12–15 см) — 57 г/т, а минимальное — в пробе № 999/2 — 14 г/т (интервал 3–6 см). Полученные значения сопоставимы с данными о рудных телах Джимидонского месторождения [Борисов и др., 2016] или эпитептермальных золото-серебряных месторождениях [Кравцова, Алмаз, 2006]. В околожилных породах наибольшее содержание РЗЭ, равное 118 г/т, приурочено к пробе № 857 на расстоянии 150–160 см от жилы. Характерно, что с удалением от жилы до 230–240 см оно снижается до 93 г/т (проба № 861/2). Во вмещающих гранитах сумма РЗЭ составляет 68–99 г/т.

Суммарное содержание РЗЭ и характеристики нормированных на хондрит [Palme, Jones, 2003] спектров значительно различаются в следующей последовательности: центральная часть жилы, приконтактные пробы жилы, околожилные породы, неизменные граниты (табл. 2, рис. 1). В целом спектры РЗЭ проб по жиле имеют много общего с типичными спектрами гранитов (яркий минимум европия, относительно высокие значения отно-

шения La_N/Yb_N). Однако в пробах из рудного тела установлено, что высокие значения отношений La_N/Yb_N , La_N/Nd_N , Gd_N/Ho_N приурочены к центральной части жилы и совпадают с максимумами отложения рудных элементов (табл. 2, рис. 2). Эти спектры (рис. 1, з) значительно отличаются от спектров проб из жилы в приконтактных частях (рис. 1, в), околожилных (рис. 1, б) и неизмененных гранитов (рис. 1, а). Наиболее сильные различия отмечены для отношения La_N/Yb_N , которое для рудной части жилы составляет 23–26 против 7,2–13,6 для остальных проб. Аналогичные отличия фиксируются и для отношения La_N/Nd_N — 2,8–2,9 против 2,0–2,3.

Из жилы Гацировская дополнительно отобрана сборная проба (при квартовании проб по разрезу), которая характеризует разрез в целом (№ 999, рис. 1, в). Сумма РЗЭ в ней составляет 30 г/т, что хорошо соответствует среднему содержанию в жиле. На рис. 1, в видно, что спектр РЗЭ сборной пробы подобен спектрам для приконтактных частей жилы, а данные о эффектах, отмеченных для рудных интервалов, размывы или утрачены. Отсюда ясно, что только детальное опробование полного разреза по жиле (шаг 3 см) позволяет увидеть отличия спектров РЗЭ для различных участков рудного тела и получить информацию об эволюции системы.

Таблица 1

Содержание редкоземельных элементов во вмещающих гранитах, околожилных породах и по разрезу через жилу Гацировская (Верхнезгидское месторождение, штольня «Надежда»), г/т

РЗЭ	Гранит		Околожилные породы		Пробы по разрезу через жилу Гацировская				
	номера проб								
	1123	1122	861/2	857	999/1	999/2	999/3	999/4	999/5
La	13,77	19,75	18,91	24,23	5,05	3,01	8,01	7,31	12,11
Ce	27,80	41,05	38,77	50,39	10,19	5,47	14,34	12,99	23,65
Pr	3,64	5,32	4,54	5,93	1,24	0,63	1,58	1,42	2,76
Nd	12,53	18,99	16,25	20,94	4,49	2,26	5,35	5,04	10,09
Sm	2,68	4,00	3,66	4,46	1,14	0,55	1,10	0,95	2,17
Eu	0,48	0,53	0,40	0,50	0,14	0,08	0,12	0,09	0,21
Gd	2,81	4,13	3,37	4,18	1,18	0,61	1,06	0,96	2,15
Tb	0,40	0,55	0,52	0,60	0,20	0,09	0,14	0,12	0,32
Dy	1,78	2,32	2,79	3,16	1,05	0,51	0,69	0,58	1,75
Ho	0,26	0,33	0,46	0,49	0,20	0,08	0,10	0,08	0,29
Er	0,79	1,02	1,41	1,53	0,51	0,27	0,28	0,22	0,90
Tm	0,11	0,13	0,21	0,22	0,06	0,03	0,03	0,02	0,12
Yb	0,79	0,98	1,47	1,50	0,47	0,23	0,23	0,19	0,86
Lu	0,12	0,15	0,21	0,22	0,07	0,03	0,03	0,02	0,12
Сумма РЗЭ	68	99	93	118	26	14	33	30	57

Таблица 2

Характеристики спектров РЗЭ гранитов на удалении от жилы, околожилных пород и по интервалам опробования жилы Гацировская (с данными о содержании рудных элементов)

Спектры РЗЭ	Центральная часть жилы		Приконтактные части жилы			Околожилные породы		Гранит	
	номера проб и интервал опробования								
	999/3, 6–9 см	999/4, 9–12 см	999/1, 0–3 см	999/2, 3–6 см	999/5, 12–15 см	857, 150–160 см	861/2, 230–240 см	1122, 50 м	1123, 100 м
ΣРЗЭ, г/т	33	30	26	14	57	118	93	99	68
La_N/Yb_N	23	26,6	7,2	8,8	9,5	10,9	8,7	13,6	11,8
La_N/Nd_N	2,9	2,8	2,2	2,6	2,3	2,2	2,3	2	2,1
Gd_N/Ho_N	2,9	3,5	1,6	2,1	2,1	2,4	2	3,5	3,1
Gd_N/Yb_N	3,7	4,2	2	2,1	2	2,3	1,9	3,4	2,9
Eu/Eu*	0,34	0,30	0,36	0,43	0,29	0,36	0,34	0,4	0,53
Рудные элементы в жиле, масс. %	Fe	3,46	3,81	2,22	3,84	1,09	-	-	-
	Zn	1,30	0,33	0,06	1,15	0,80	-	-	-
	Pb	2,96	8,69	0,05	1,22	0,44	-	-	-
	ΣMe	8,22	13,11	2,35	6,78	2,39	-	-	-

Примечания. $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0,5}$; в тексте и на графиках нижний индекс N обозначает значение, нормированное на хондрит; ΣMe — суммарное содержание металлов, включая медь (от 0,02 до 0,57 масс. %).

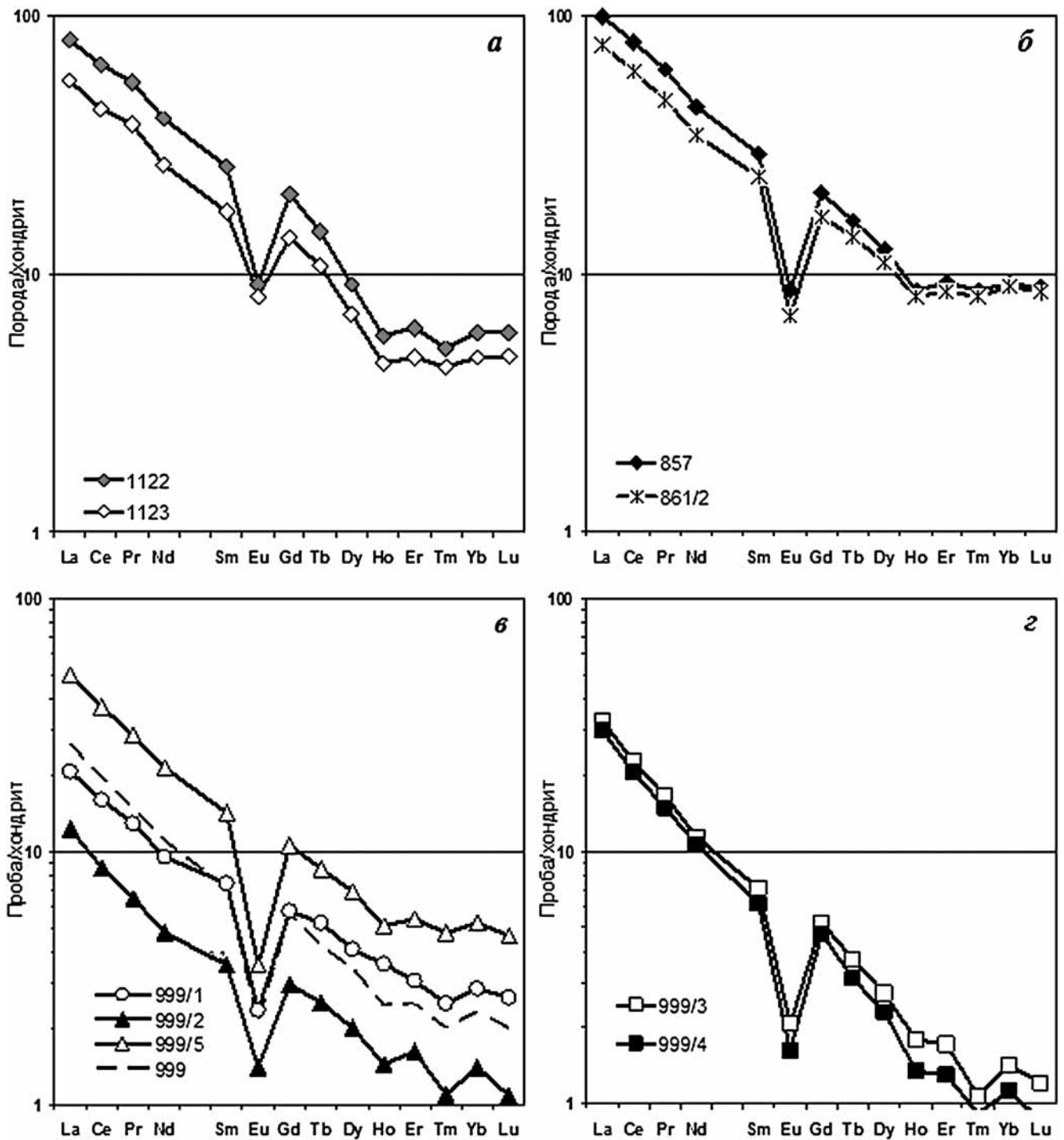


Рис. 1. Нормированное на хондрит, по [Palme&Jones, 2003], содержание РЗЭ во вмещающих породах и в рудных пробах по разрезу через жилу Гашировская (месторождение Верхнезгидское): *а* — спектры палеозойских гранитов на расстоянии от жилы 50 и 100 м (№ 1122, 1123); *б* — спектры околожильных пород на расстоянии от жилы 150 и 240 см (№ 857, 861/2); *в* — спектры проб из приконтактовых частей жилы (№ 999/1, 999/2, 999/5) и сборной пробы (№ 999); *з* — спектры проб из центральных частей жилы (№ 999/3, 999/4)

Спектры околожильных пород на разном удалении от жилы почти идентичны, но имеются и отличия (рис. 1, *б*). В пробе на удалении 150 см выше, чем в пробе на удалении 240 см, суммарное содержание РЗЭ (118 против 93 г/т) и Gd_N/No_N (2,38 против 2,03). Сопоставление этих проб с пробами неизменных гранитов позволяет предположить привнос гидротермальными растворами

РЗЭ на уровне 30–50 г/т (как в жиле). Вероятно, эти растворы в большей степени были обогащены тяжелыми лантаноидами (в околожильных породах сумма РЗЭ от Ho до Lu составляет 3,77–3,96 г/т, а в гранитах — 2,07–2,61 г/т).

Спектры проб из приконтактовых частей жилы близки к спектрам околожильных пород. Однако для них отмечены небольшие отличия по

глубине европиевого минимума — в жиле отношение Eu/Eu^* составляет до 0,29, в околожильных породах — 0,35. Более существенное отличие выявлено с неизменными гранитами (в жиле $La_N/Yb_N=7,2\div 9,5$, $Eu/Eu^*=0,29$, $Gd_N/Ho_N=1,6\div 2,1$, в гранитах $La_N/Yb_N=11,8\div 13,6$, $Eu/Eu^*=0,4\div 0,53$, $Gd_N/Ho_N=3,1\div 3,5$). Спектр пробы № 999/2 (рис. 1, в) отчетливо занимает промежуточное положение между спектрами проб из центральной (№ 999/3, 999/4) и краевых частей жилы (№ 999/1, 999/5), т.е. он смешанный.

Таким образом, сопоставление спектров РЗЭ в жиле и вмещающих породах позволяет предложить два возможных варианта интерпретации наблюдаемых закономерностей, связанных с привнесом лантаноидов и рудных компонентов гидротермальными растворами в процессе формирования рудного тела.

Первый вариант — изменение состава источника, т.е. на ранних этапах развития системы элементы мобилизовались из гранитов со спектром лантаноидов, идентичным тому, который мы определили в приконтактных частях жилы и околожильных породах. Позже подключились граниты с другим спектром РЗЭ, и сформировалась центральная часть жилы. Фактический материал (около 20 проб палеозойских гранитов, отобранных в разных точках Садонского района) не подтверждает возможность такой смены источника, поскольку отсутствуют граниты со спектрами РЗЭ, полностью аналогичными спектрам в центральной части жилы (особенно ярко по отношению La_N/Nd_N).

Второй вариант — фракционирование РЗЭ по мере развития процесса мобилизации рудных компонентов из пород субстрата. На ранних этапах эволюции гидротермальной системы из гранитов (со спектром РЗЭ, подобным определенному нами для пород на удалении 50–100 м от жилы) происходила мобилизация лантаноидов с относительно большей долей тяжелых элементов. Образованные таким образом растворы формировали приконтактные части жилы и изменяли граниты в ближнем околожильном пространстве. Центральная часть жилы образовалась на завершающем этапе из растворов, которые поступали из того же источника, но при этом была привнесена основная часть рудных компонентов, и спектр РЗЭ стал иным (отвечает спектру, зафиксированному для рудных интервалов жилы).

Второй вариант находит частичное подтверждение по результатам равновесно-динамического моделирования жильного рудообразования [Vogtsov, 2003; Борисов и др., 2006; Борисов, 2015]. В этих работах показано, что состав рудоносного раствора, формирующегося в высокотемпературных областях мобилизации при реакции углекисло-хлоридных безрудных растворов с гранитом, значительно эволюционирует. Из таких растворов

при постепенном понижении температуры образуются полиметаллические жилы, состав и структура которых могут изменяться в зависимости от условий. Характерно, что практически при любых условиях наиболее высокое содержание сфалерита и галенита фиксируется в центральных частях модельных жил. При температуре 100–150 °C образуются жилы выполнения, на 90–98% сложенные кварцем в приконтактных частях. Жила Гацировская относится, вероятно, к образованиям подобного типа. Таким образом, с нашей точки зрения, второй вариант более реалистичен.

В настоящее время практически невозможно провести равновесно-динамическое моделирование в гетерогенных многокомпонентных системах с участием лантаноидов, несмотря на большое количество исходной термодинамической информации о формах переноса РЗЭ в гидротермальных растворах, а также о ряде твердых фаз РЗЭ (оксиды, гидроксиды, хлориды, фториды, фосфаты и карбонаты) [Migdisov et al., 2016]. Не хватает данных о краевых членах твердых растворов с РЗЭ для большинства порообразующих и вторичных минералов, что не позволяет надежно проводить термодинамические расчеты для моделей мобилизации компонентов из пород, формирования жил и метасоматитов. Следует отметить, что есть примеры полуэмпирических расчетов изменения состава гидротермального флюида в отношении РЗЭ [Попова и др., 2017]. В этой работе расчеты основаны на экспериментальных данных о коэффициентах распределения минерал–раствор для части РЗЭ для флюорита, вольфрамит и шеелита. Мы в работе не рассматривали вопрос о минера-

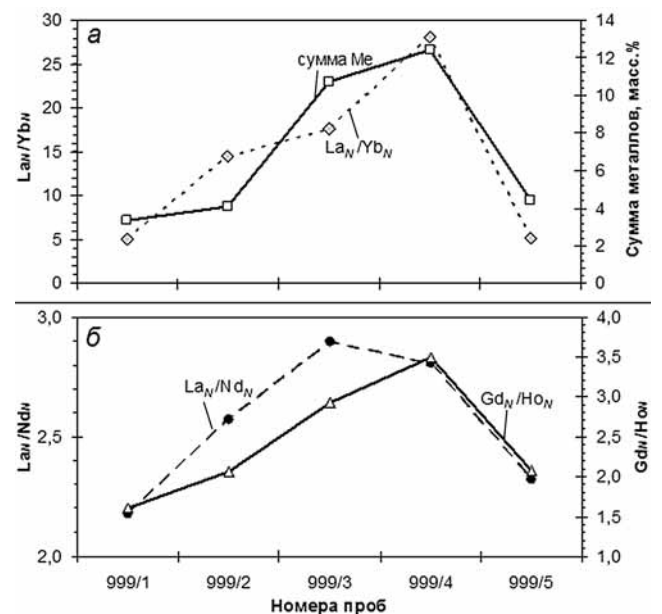


Рис. 2. Сопоставление распределения рудных элементов с характеристиками спектров РЗЭ в пробах по разрезу через жилу Гацировская: а — изменение суммарного содержания металлов ($\Sigma Me=Fe+Zn+Pb+Cu$) и отношения $La_N:Yb_N$; б — изменение отношений $La_N:Nd_N$ и $Gd_N:Ho_N$ по разрезу

лах—носителях РЗЭ в рудных жилах. Вероятнее всего, это хлорит, эпидот, карбонат, присутствие которых в небольшом количестве отмечается в рудных жилах и по результатам термодинамического моделирования (более детально это рассмотрено в нашей предшествующей работе [Борисов и др., 2016]).

Заключение. Получены новые данные о закономерностях распределения РЗЭ по разрезу через Pb-Zn жилу, околожильные породы и неизменные граниты. Установлено, что резкий рост отношений La_N/Yb_N , La_N/Nd_N , Gd_N/Ho_N и Gd_N/Yb_N приурочен к интервалам жилы, где отлагалось

максимальное количество рудных компонентов. Сопоставление спектров РЗЭ рудного тела, околожильных и вмещающих пород позволяет предположить, что отложение вещества жилы происходило из растворов, состав которых по РЗЭ изменялся во времени. Фракционирование РЗЭ связано с процессами мобилизации компонентов гидротермальными растворами при их реакции с вмещающими палеозойскими гранитами. На ранних этапах эволюции гидротермальной системы происходила мобилизация лантаноидов из гранитов с относительно большей долей тяжелых элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисов М.В. Роль взаимодействия порода—вода в гидротермальных рудообразующих системах // Проблемы минерации, экономической геологии и минеральных ресурсов (Смирновский сборник—2015). М.: МАКС Пресс, 2015. С. 27—39.

Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В. Геохимические структуры полиметаллических жил выполнения и параметры гидротермального рудообразования // Геохимия. 2006. № 11. С. 1218—1239.

Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков Д.А. Оценка источника вещества полиметаллических жил Джимидонского месторождения (Северная Осетия, Россия) на основе распределения редкоземельных элементов в рудах и вмещающих породах // Геохимия. 2016. № 4. С. 371—388.

Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков Д.А., Бычкова Я.В. Распределение редкоземельных элементов в рудных телах Джимидонского полиметаллического месторождения и вмещающих породах (Северная Осетия, Россия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 4. С. 48—52.

Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 55—62.

Кравцова Р.Г., Алмаз Я.А. Редкоземельные элементы в рудах эпитепидермальных золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1338—1344.

Попова Ю.А., Матвеева С.С., Бычков А.Ю. и др. Поведение лантаноидов при формировании минерализованных куполов на примере Спокойнинского месторождения (Забайкалье) // Геохимия. 2017. № 2. С. 178—185.

Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Грачева Т.В. и др. Применение свинцово-изотопного метода исследования для решения вопросов о генезисе свинцовых месторождений Северо-Кавказской рудной провинции // Геохимия. 1975. № 8. С. 1156—1163.

Borisov M.V. Geochemical and thermodynamic models for the genesis of low- and medium-temperature vein mineralization and metasomatism in the wall rocks // *Geochem. Intern.* 2003. Vol. 41, Supp. 2. P. S145—S312.

Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J., Caporuscio F.A. Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations // *Chem. Geol.* 2016. Vol. 439. P. 13—42.

Palme H., Jones A. Solar system abundances of the elements // *Treatise on Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 2003. Vol. 1. P. 41—61.

Поступила в редакцию
25.01.2018

УДК 553.72 (575.3)

**Е.С. Казак¹, Я.В. Сорокумова², Г.Г. Ахманов³, А.В. Корзун⁴,
В.М. Преснякова⁵, А.В. Казак⁶****ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ
КОСВЕННЫМ МЕТОДОМ ВОДНЫХ ВЫТЯЖЕК⁷**

Представлена количественная характеристика макро- и микрокомпонентного состава поровых растворов донных отложений по данным их прямого анализа и по результатам расчета состава водных вытяжек с учетом влажности образцов. Сделан вывод о возможности использования метода водных вытяжек для определения минерализации и состава реальных поровых вод низкопроницаемых, существенно глинистых отложений разной степени литификации. Установлено, что исследование растворов водных вытяжек не позволяет точно определить состав естественного порового раствора, но дает возможность оценить (в пределах ошибки определения) содержание в нем хлора, натрия и брома.

Ключевые слова: поровые воды, донные отложения, водная вытяжка, редкоземельные элементы.

The quantitative characteristics of the macro- and micro-component composition of the pore solutions of the sea bottom sediments according to the direct analysis and the calculations from the water extracts are presented. The conclusion about the possibility of the water extracts method using to determine the salinity and chemical composition of the nature pore waters of the low permeable clay deposits of the different lithification stages was made. It was found that the water extracts solutions does not allow to accurately determine the composition of the natural pore solution, but its make it possible to estimate the content of chlorine, sodium and bromine within the error of the determination.

Key words: pore waters, bottom sediments, water extract, rare earth elements

Введение. Изучение состава поровых растворов имеет важное значение для понимания и уточнения стратиграфических признаков и фациальных характеристик осадочных горных пород, данные о составе поровых растворов могут быть использованы при реконструкции солености древних бассейнов осадконакопления, а также помочь в понимании процессов, происходящих при формировании и разрушении залежей углеводородов и пр. Достоверность результатов изучения поровых растворов существенно зависит от правильности выбора метода получения и обработки исходных данных. На сегодняшний день минерализацию и химический состав поровой воды можно экспериментально определить либо путем прямого химического анализа воды, непосредственно выделенной из пород (так называемых реальных поровых растворов), либо пересчетом из данных о составе водных вытяжек из пород с учетом их естественной влажности.

При достаточной влажности отложений не составляет большого труда непосредственно выделить поровые растворы (метод опрессовывания, метод замещения (спирт, масло и пр.) под давлением, центрифугирование и др.), а затем проанализировать их химический состав. Наибольшие трудности возникают при выделении поровых растворов из плотных горных пород, имеющих малую влажность (<5 масс.%, по данным [Sacchi et al., 2001; Крюков, 1971]). В этом случае приходится прибегать к альтернативному методу водных вытяжек. Метод заключается в том, что в одной пробе определяют количество поровой воды (весовым методом, дистилляционно-экстракционным методом и др.), а в параллельной или той же пробе количество водорастворимых солей в поровой воде путем анализа состава водной вытяжки с учетом влажности образца.

Активно изучение состава водных вытяжек началось отечественными учеными в 1931–1966 гг.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* Kanigu@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, инженер; *e-mail:* yana1992@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* akhmanov@geol.msu.ru

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

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, студент; *e-mail:* presnyakovalegeriya@yandex.ru

⁶ Сколковский институт науки и технологий, вед. науч. с., канд. физ.-мат. н.; *e-mail:* A.Kazak@skoltech.ru

⁷ Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 17-77-20120).

с целью оценки роли поровых растворов в формировании состава подземных вод и установления связи ионно-солевого комплекса осадочных пород с седиментационными («погребенными») водами. В связи с техническими трудностями выделения естественных поровых вод такие исследования впервые были выполнены для слабопроницаемых пород Грозненских нефтяных месторождений, нефтяных месторождений г. Баку, месторождений Селли и Гаша в Дагестане [Крюков, 1971]. Установлено, что приготовление водных вытяжек вызывает не только разбавление порового раствора, которое легко можно было бы учесть, но и ряд сложных изменений состояния равновесия между раствором и твердой фазой: дополнительное растворение солей, сдвиг равновесий гидролиза, изменение условий адсорбционных равновесий между поглощающим комплексом и раствором, особенно сильно проявляющихся для глинистых веществ [Devine et al., 1973; Крюков, 1971; Шишкина, 1972]. Поэтому до настоящего времени остается вопрос, насколько полученный в ходе анализа водной вытяжки химический состав кондиционен и приближен к составу реальных поровых вод.

В результате сравнительного исследования, проведенного П.А. Крюковым и др. [Крюков, 1971], установлено, что состав растворов, выделенных из горных пород опрессовыванием при естественной влажности, растворов, отжатых из пород, которые предварительно увлажнены, а также водных вытяжек из пород сильно отличается. В ряде случаев состав водных вытяжек при пересчете на естественную влажность приводит к совершенно другому (нереальному) составу исходного порового раствора. При этом максимальное искажение минерализации поровой воды, рассчитанной по водной вытяжке, происходит в карбонатных и сульфатных породах за счет повышенной растворимости породообразующих минералов. Для песчаных пород, по экспериментальным данным П.А. Крюкова, концентрация хлора, оцененная по данным водных вытяжек, оказывается очень близка к его реальному содержанию в поровой воде.

В ряде зарубежных работ [Edmunds, Bath, 1976; Fernández et al., 2014; Reinik et al., 2015] показана очень хорошая сходимость значений концентрации хлора в пересчете из водных вытяжек глинистых горных пород с учетом естественной влажности с измеренными в реальных поровых растворах, отжатых методом центрифугирования или опрессовывания. В работе [Mazurek et al., 2015] метод водных вытяжек уверенно использовался для оценки оставшейся после опрессовывания (200–500 мПа) концентрации хлора в образцах слабопроницаемых сланцевых пород. В работе [Казак и др., 2017] метод водных вытяжек был применен для оценки содержания хлора и натрия в поровых водах слабопроницаемых сланцевых пород баженовской свиты Западной Сибири. До настоящего времени

вследствие низкого водосодержания этих пород не удалось выделить реальный поровый раствор и напрямую проанализировать его состав.

Цель наших исследований — количественная сравнительная характеристика макро- и микрокомпонентного состава поровых растворов, полученная по данным прямого анализа и в ходе пересчета из состава водных вытяжек с учетом естественной влажности отложений, а также оценка точности и возможности использования метода водных вытяжек для определения минерализации и состава реальных поровых вод низкопроницаемых глинистых отложений.

Материалы и методы исследований. Для исследования использованы образцы донных отложений, отобранные ударной трубкой в Баренцевом море в ходе рейса TTR-18 по программе ЮНЕСКО-МГУ «Обучение — через исследования (Плавающий Университет)» на научно-исследовательском судне (НИС) «Академик Николай Страхов» (рис. 1).

Пробоотбор выполнен при помощи ударной трубки длиной 6 м, ее внутренний диаметр 148 мм, масса около 800 кг. Трубка оснащена специальным пластиковым вкладышем и кернорвателем, сохраняющим керн при подъеме. Максимальное проникновение ударной трубки в грунт обеспечивалось ее свободным падением с высоты 30–50 м от дна. Все спуско-подъемные операции, связанные с проведением донного пробоотбора, выполнялись с кормы НИС через П-образную раму с помощью гидравлической лебедки «Rauma-Repola».

После подъема трубки на палубу из нее доставали пластиковый вкладыш, из которого по секционно извлекали керн (длина каждой секции около 60 см). Каждую секцию при помощи пластиковой лески разрезали вдоль на две равные части. Одну часть использовали для литологического описания, фотографирования и прочих профильных исследований. Часть керна герметично упаковывали по секциям в изолированные пластиковые коробки (кабель-каналы) с квадратным сечением (6×6 см) для хранения в Учебно-научном Центре ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

Проводя исследования на несвежеотобранных образцах, хранившихся в герметичных трубках в кернохранилище (рис. 2) при поверхностных атмосферных условиях среды, авторы не ставили задачу охарактеризовать истинный природный состав поровых растворов донных осадков Баренцева моря. Преследовалась методическая цель сравнить два метода исследования состава поровых вод — метод прямого анализа выделенного порового раствора и косвенный метод водных вытяжек, показать возможность и достоверность использования последнего для анализа состава высокоминерализованных поровых растворов.

Для исследований выбран керн донных отложений, представленный в пяти секциях с максимально сохраненной водонасыщенностью. Сразу после вскрытия пластикового короба измеряли рН и Eh донных осадков прямым потенциометрическим методом на приборе «Эксперт-001».

Часть вскрытого керна после измерения Eh и рН незамедлительно направляли на извлечение поровых вод и определение влажности, а часть высушивали и использовали для дальнейшего извлечения водных вытяжек, определения химического и минералогического состава отложений и емкости катионного обмена.

Прямое извлечение поровых вод выполняли методом центрифугирования на центрифуге «ОПН-18» (20 мин., 7000 об./мин.).

Влажности определяли как разность массы естественного и высушенного при 105 °С осадка по методу, изложенному в работе [Кречетов, Дианова, 2009]. За результат анализа принималось среднее арифметическое значение двух параллельных определений. Сводные результаты анализа представлены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика основного состава поровых вод донных осадков Баренцева моря по данным прямого измерения

Номер образца	Влажность донных осадков, %	ΣМ, г/л	r_{Na^+} / r_{Cl^-}		$r_{Cl^-} - r_{Na^+} / r_{Mg^{2+}}$		$r_{SO_4^{2-}} / r_{Cl^-}$		r_{Br^-} / r_{Cl^-}		r_{B^-} / r_{Cl^-}	
AR-19G Sec.2	59,2	29,71	0,64	1,38	0,006	0,002	0,0007					
AR-26G Sec.2	40,3	27,21	0,57	1,24	0,009	0,002	0,0006					
AR-36G Sec.1	48,4	29,44	0,51	1,48	0,005	0,002	0,0012					
AR-36G Sec.2	51,4	32,82	0,62	1,49	0,005	0,002	0,0007					
AR-67G Sec.1	47,9	28,33	0,63	1,24	0,006	0,002	0,0009					

Рентгенофазовый анализ донных осадков проводили на рентгеновском дифрактометре «Дрон-3М» (ошибка измерения 5%). Определение ЕКО и состава обменных катионов было выполнено методом Пфеффера в модификации Молодцова и Игнатовой с отмывкой 70%-ным спиртом от легкорастворимых солей по схеме [Кречетов, Дианова, 2009].

Водные вытяжки выполнены из образцов донных осадков по следующей схеме: навеску породы (около 40–50 г) заливали дистиллированной водой в соотношении вода:порода = 2:1, затем колбу взбалтывали в течении 3 мин. Раствор отделяли от осадка методом центрифугирования (10 мин., 4000 об./мин.), отфильтровывали механические примеси и выполняли химический анализ. При приготовлении вытяжек использовалась бидистиллированная вода, не содержащая углекислого газа, для снижения растворимости карбонатов кальция и магния в ходе проведения опыта.



Рис. 1. Район исследований в Баренцевом море

В полученной суспензии с помощью рН-метра «ЭКСПЕРТ-001» определяли значения рН (погрешность измерения ±0,02 ед. рН).

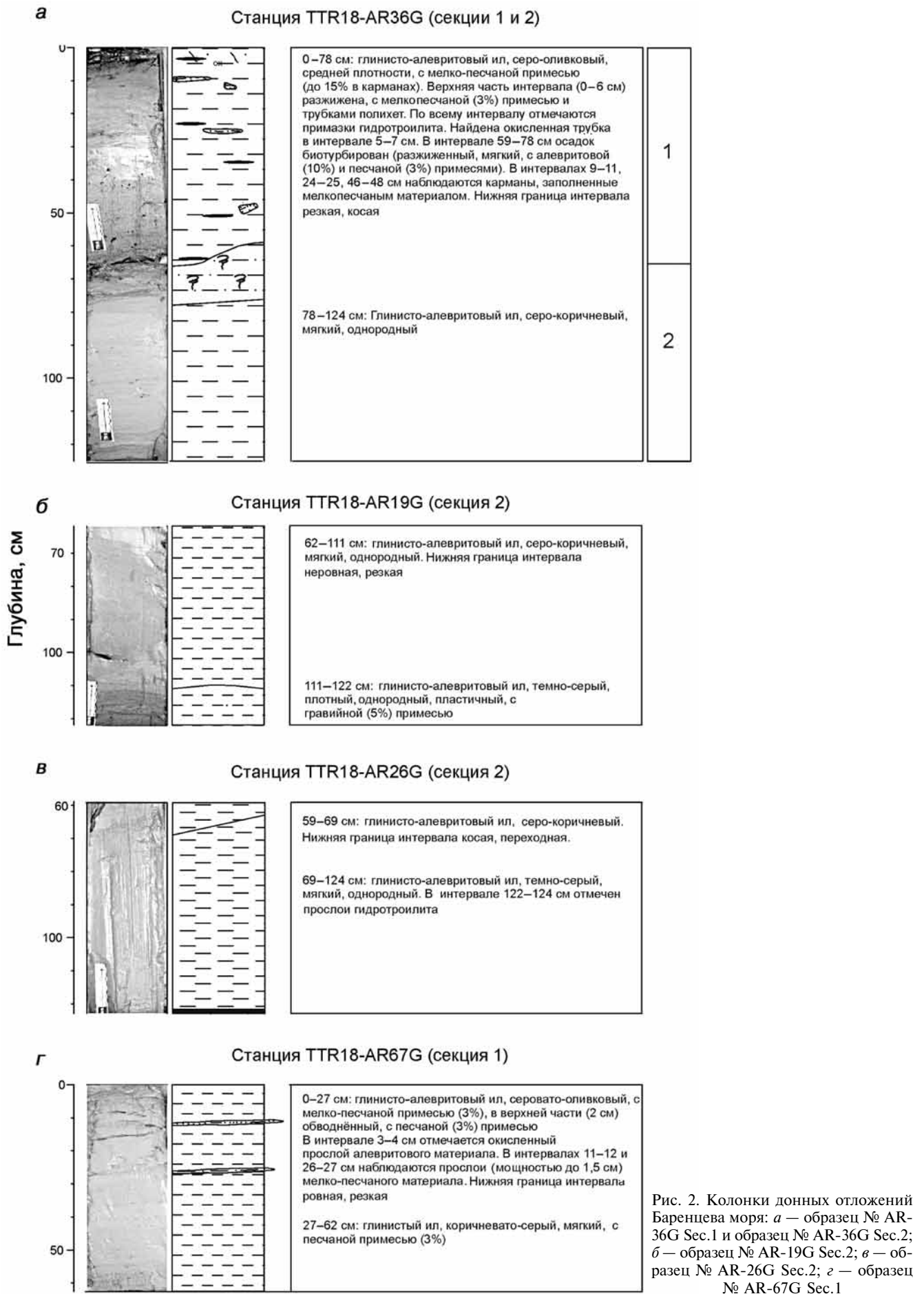
В отфильтрованных растворах водных вытяжек и извлеченных поровых водах методами объемного титрования было определено содержание гидрокарбонат-иона (±8 отн.%), катионов кальция и магния (±5 отн.%), хлор-иона (±3 отн.%). Содержание сульфат-иона и железа (±15 отн.%) определено с помощью спектрофотометра. Концентрация катионов натрия (до 10 отн.%) и калия (до 15 отн.%) определена методом пламенной фотометрии.

Содержание микроэлементов и редкоземельных элементов (РЗЭ) в образцах пород донных отложений, поровых водах и водных вытяжках выполнено на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме для элементного и изотопного анализа «ELEMENT2» (производитель «Thermo Finnigan») (±3 отн.%).

Результаты исследований и их обсуждение.

В изученных колонках донных отложений преобладают глинисто-алевритовые илы с песчаной примесью (рис. 3). Карбонатность осадков низкая — от 0 до 11% (рис. 3). Измеренная емкость катионного обмена изменяется от 32,6 до 38,9 мг-экв/100 г породы. В составе обменного комплекса во всех образцах обнаружена следующая последовательность концентрации обменных катионов: Na>Mg>Ca>K.

Измеренные величины рН и Eh донных осадков Баренцева моря изменяются от 7,11 до 7,66 и от +197 до +358 мВ соответственно, при этом рН поровых вод составляет 6,82–7,70. Полученные



значения согласуются с данными Ю.Н. Гурского [Гурский, 2003] для других районов Баренцева моря: рН придонной воды — 7,55–8,27, рН иловых вод — 6,34–7,00, отмечена выраженная тенденция к увеличению рН по глубине колонки.

По химическому составу выделенные поровые воды хлоридные магниево-натриевые с минерализацией (ΣM) от 27,14 до 32,73 г/л (рис. 4, 5) и с содержанием хлор-иона (Cl^-) 17,27–20,25 г/л (табл. 1). По данным Ю.Н. Гурского, ΣM придонных вод Баренцева моря составляет 34,13–34,38 г/л при содержании хлор-иона 18,62–18,91 г/л, ΣM иловых вод — 34,08–40,97 г/л при содержании хлор-иона — 18,5–22,41 г/л [Гурский, 2003]. Содержание натрия (Na^+) в поровой воде в среднем составляет 7,09 г/л. Содержание Cl^- , полученное по данным водных вытяжек, хорошо согласуется со значениями его концентрации в истинных поровых водах в пределах ошибки анализа (рис. 6). Такая же ситуация наблюдается для натрия (рис. 7). Таким образом, в данном случае единственный источник ионов Cl^- и Na^+ при приготовлении водной вытяжки — поровые воды.

Учитывая, что хлор и натрий — доминирующие ионы в составе исследуемых поровых вод, можно признать хорошую сходимость результатов определения величин минерализации реального порового раствора и минерализации, рассчитанной по данным водных вытяжек с учетом естественной влажности (рис. 5).

Содержание сульфат-иона (SO_4^{2-}) в поровых водах составляет 0,13–0,22 г/л, при этом коэффициент $r SO_4^{2-}/r Cl^- = 0,005:0,009$, т.е. очень низкий (табл. 1), что свидетельствует о крайне слабой ре-

дукции сульфатов или ее отсутствию. В растворах водных вытяжек концентрация SO_4^{2-} повышается более чем в 4 раза (рис. 4, рис. 6). Такое поведение концентрации иона SO_4^{2-} связано, скорее всего, с окислением пирита в процессе приготовления водной вытяжки. Пирит содержится почти во всех образцах (рис. 3), однако его количество, состояние и условия для окисления могут отличаться.

Содержание гидрокарбонат иона (HCO_3^-), кальция (Ca^{2+}) и магния (Mg^{2+}) для поровых вод составляет 0,12–0,17, 0,54–0,85 и 1,62–2,06 г/л соответственно. В растворах водных вытяжек было определено их более высокое содержание (рис. 6, 7). Увеличение их концентрации может быть связано с процессами катионного обмена, а также с растворением карбонатов кальция и магния, в том числе серной кислотой, образующейся при окислении пирита. Как видно на рис. 3, карбонатные минералы обнаружены в большинстве исследованных образцов донных осадков. Совместно с увеличением содержания ионов HCO_3^- , Ca^{2+} и Mg^{2+} отмечено превышение величины рН водных вытяжек по сравнению с рН реальных поровых растворов (рис. 5).

Рассчитанные значения коэффициентов метаморфизации реальных поровых вод ($rNa^+/rCl^- = 0,51:0,64$ и $(rCl^- - rNa^+)/rMg^{2+} = 1,24:1,48$) указывают на уменьшение доли натрия за счет накопления кальция, который, вероятно, вытесняется из поглощающего комплекса отложений главным образом натрием поровой воды. Метаморфизация поровых вод с появлением хлоридно-натриево-кальциевого типа вод за счет процессов катионного обмена обнаружена также в донных отложениях

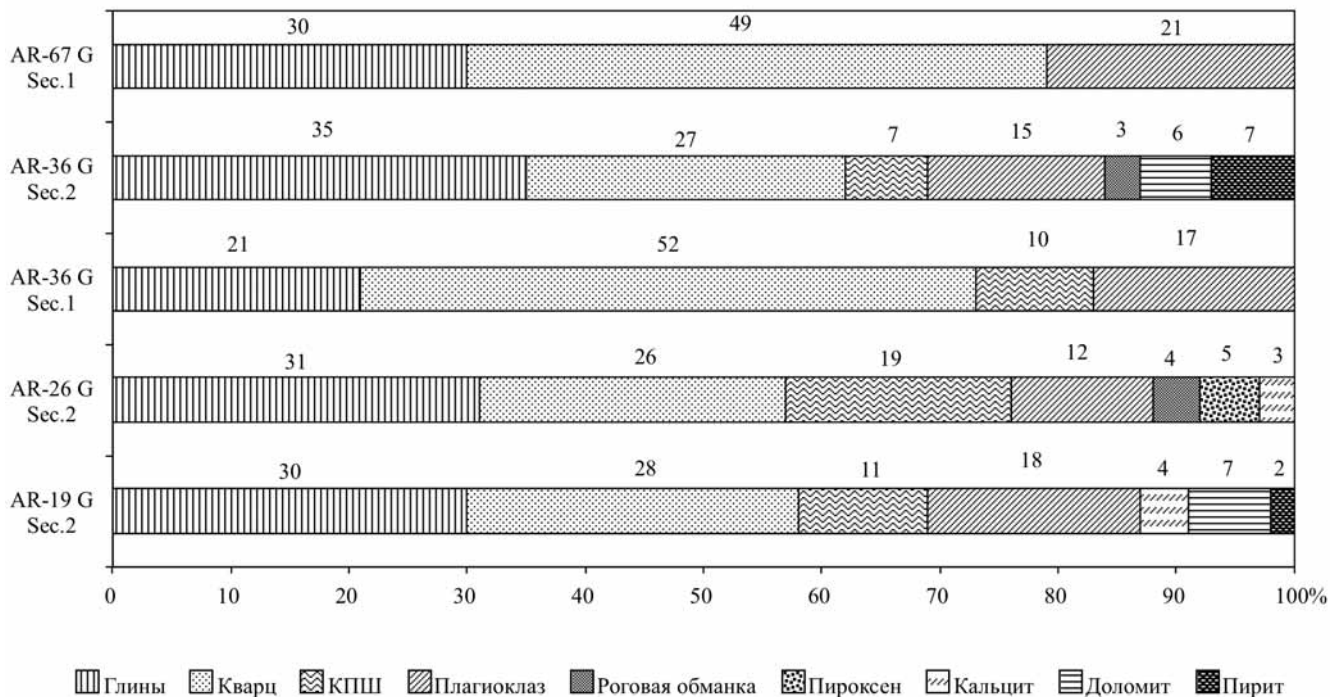


Рис. 3. Минеральный состав изученных образцов донных отложений Баренцева моря

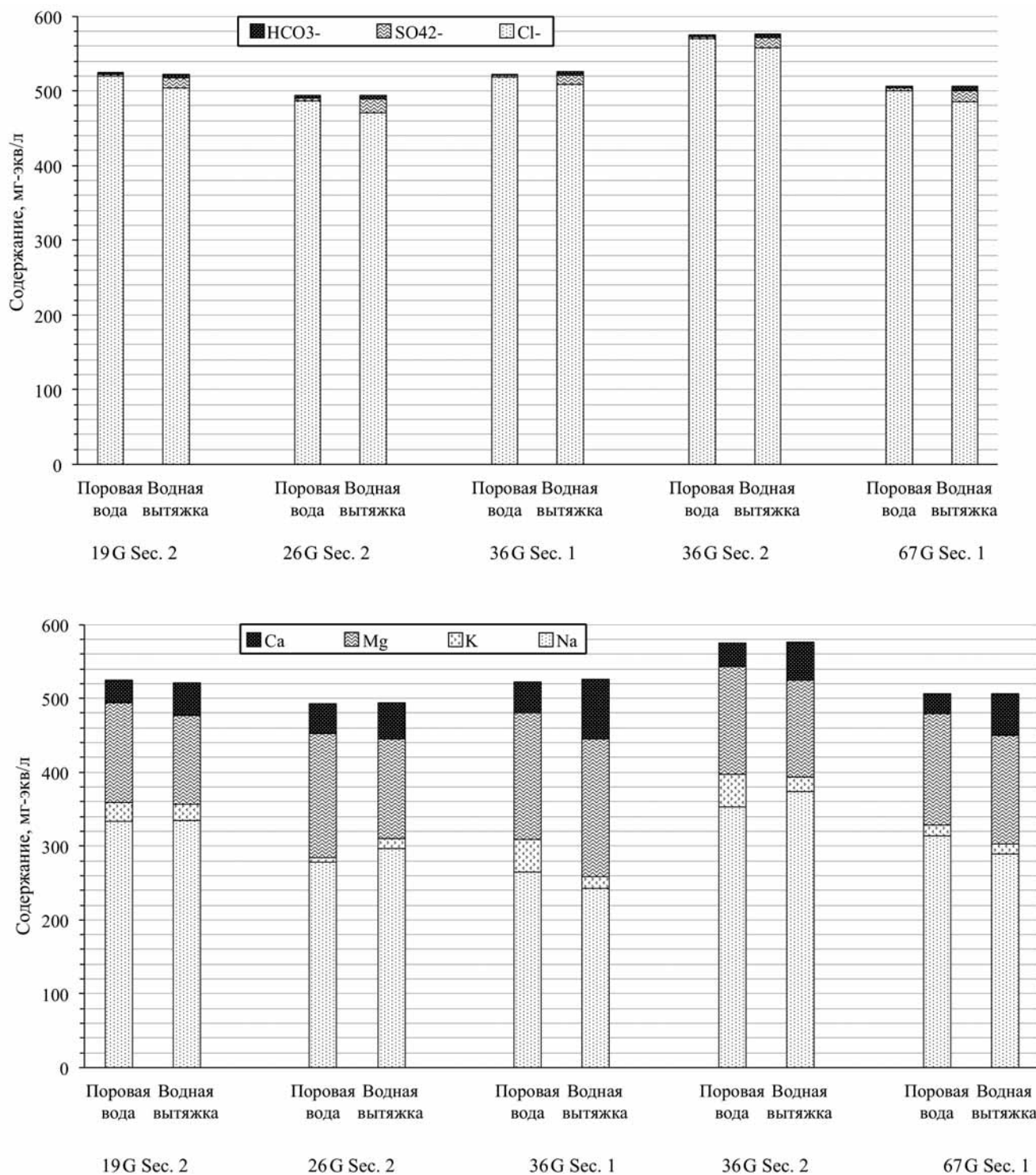


Рис. 4. Макрокомпонентный состав поровых растворов по данным водных вытяжек и прямого анализа (внизу номера образцов)

Тихого океана и Черного моря [Гурский, 2003; Шишкина, 1972].

Содержание брома (Br^-) в среднем составляет 74,82 мг/л (табл. 2), при этом коэффициент $r \text{Br}^-/r \text{Cl}^-$ равен 0,002 для всех исследованных образцов. Содержание Br^- в растворе, полученное при пересчете из водных вытяжек, согласуется в пределах ошибки определения с его содержанием в реальных поровых водах (рис. 6).

Измеренное содержание бора (B^-) в поровых водах донных осадков немного повышено относительно его концентрации в водах Баренцева моря (4 мг/л по данным [Гурский, 2003]) и в среднем составляет 4,68 мг/л. В целом измеренное содержание B^- в поровых водах и донных осадках Баренцева моря (табл. 2) выше, чем в Каспийском, Черном, Средиземном и Красном морях [Гурский, 2001]. Коэффициент $r \text{Br}^-/r \text{Cl}^-$ для

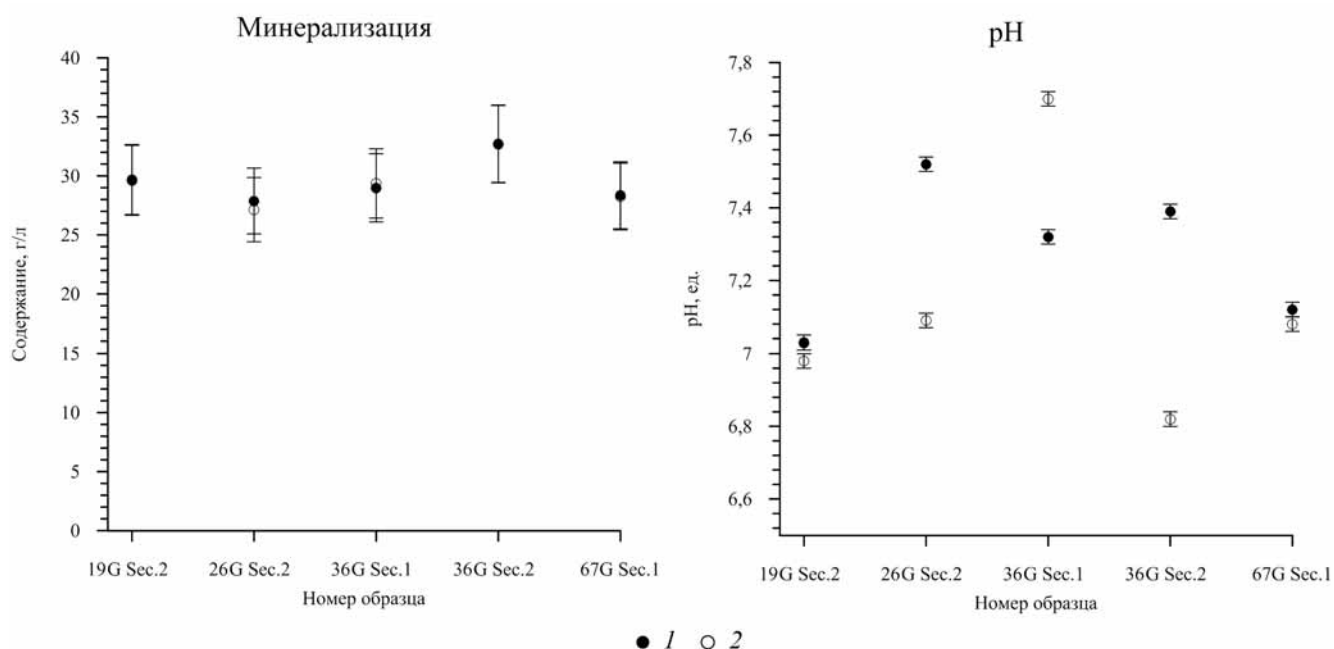


Рис. 5. Значения минерализации и величины pH поровых вод, измеренные (1) и рассчитанные (2) по данным водных вытяжек с учетом естественной влажности отложений

образцов поровой воды изменяется от $6 \cdot 10^{-4}$ до $11 \cdot 10^{-4}$ и соотносится с рассчитанным в работе [Гурский, 2003] — $8,1 \cdot 10^{-4}$. Содержание бора в донных отложениях крайне неравномерно — от 4,16 до 273,51 г/т. Концентрация В в растворах водных вытяжек сильно превышает его истинную концентрацию в поровой воде (табл. 2). Такое поведение бора, согласно работам [Appelo, Postma, 2005; Гурский, 2001], связано с переходом в раствор водной вытяжки как его водорастворимых, так и сорбированных форм.

Пересчитанная по данным водных вытяжек концентрация бария (115,87–186,05 мг/л) более чем в 2 раза превышает его содержание в поровых водах (45,33–82,00 мг/л) при среднем содержании в породе 405,95 г/т.

Несмотря на то что исследования были выполнены для слабоуплотненных донных осадков, полученные результаты в целом согласуются с данными работы [Fernández et al., 2014]. Эти авторы изучили поровые растворы плотных глинистых пород из Монт-Терри (Швейцария) с водосодержанием от 6,2 до 7,8%, полученные методом опрессовывания и водных вытяжек. В результате обнаружено, что концентрация хлора и брома в водных вытяжках при пересчете с учетом естественной влажности согласуется с их содержанием в отжатом поровом растворе. Сходимость по сульфат-иону, гидрокарбонат-иону, катионам кальция и магния не установлена, однозначный вывод о содержании катиона натрия сделать так же не удалось.

Измеренное содержание урана в поровых водах изменяется от 2,14 до 36,01 мг/л, тория — от 0 до 2,11 мг/л. Радиоактивность донных осадков

исследованных образцов имеет ярко выраженную ториевую природу ($Th/U > 1$). Содержание РЗЭ в поровых водах в среднем составляет 15,69 мкг/л при содержании в осадках 189,62 г/т. В растворе водной вытяжки РЗЭ, Th и U не обнаружены.

Закключение. В результате исследований путем сравнения данных анализа химического состава растворов, выделенных при естественной влажности и полученных с помощью водных вытяжек, сделана количественная оценка искажений состава реального порового раствора, возникающих при использовании косвенного метода водных вытяжек.

Установлено, что концентрацию ионов хлора, натрия и брома можно вычислять довольно достоверно по результатам анализов водных вытяжек. Так как в глубинных водах содержание хлоридов и натрия обычно значительно превалирует, то таким простым путем можно получить данные о минерализации поровых растворов.

Значения концентрации сульфат-иона, гидрокарбонат-иона, кальция, магния, калия, бора и бария, рассчитанные по составу водных вытяжек, значительно превышают определенные в реальном поровом растворе. Рост концентрации в основном связан не только с ошибкой разбавления порового раствора, но и с дополнительным растворением некоторых минералов, а также с изменением адсорбционных равновесий между поглощающим комплексом породы и раствором водной вытяжки.

Несмотря на то что исследование растворов водных вытяжек донных отложений показало невозможность точно определить состав реального порового раствора, оно дало возможность оценить в пределах ошибки определения содержание хлора,

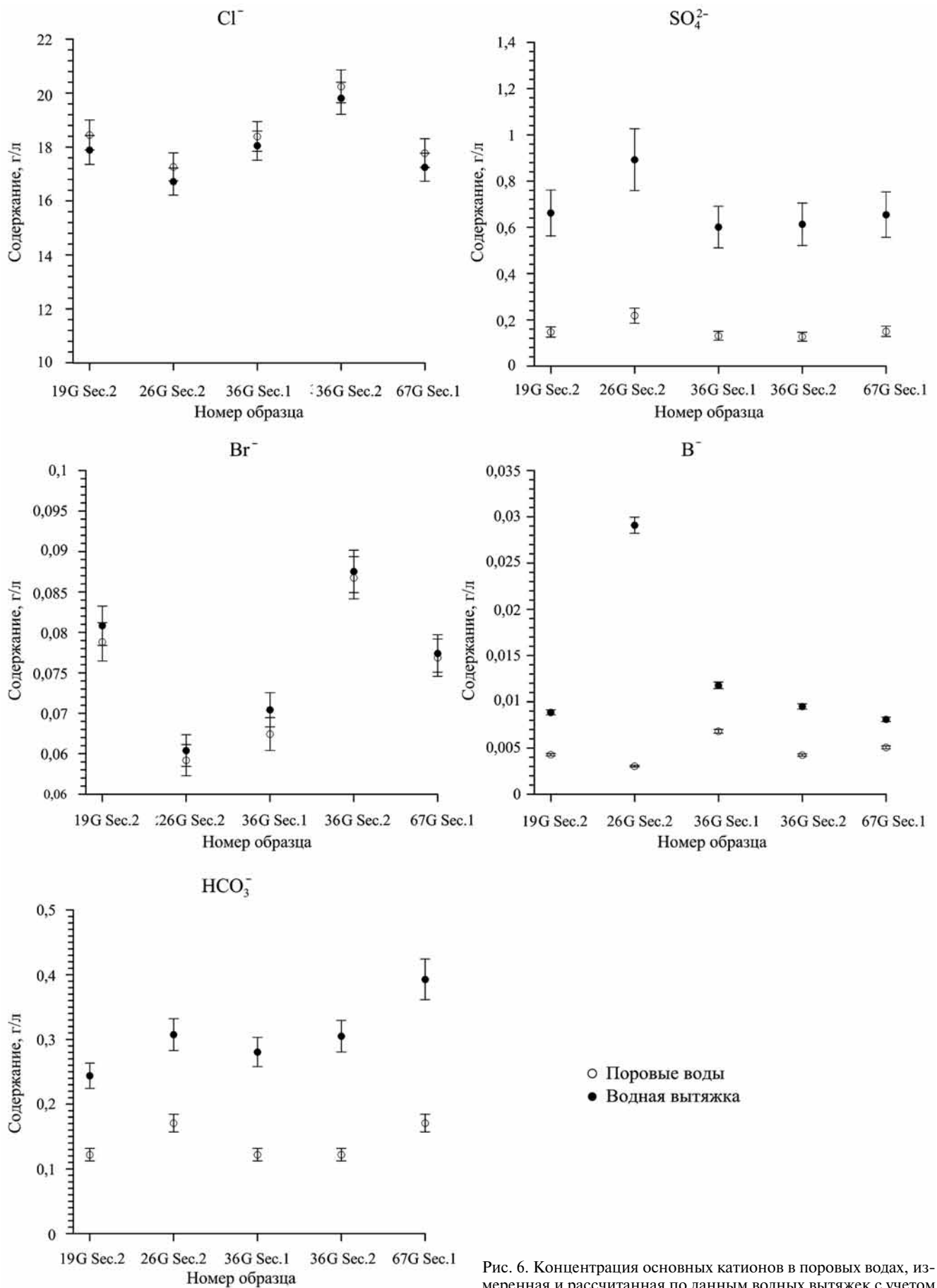


Рис. 6. Концентрация основных катионов в поровых водах, измеренная и рассчитанная по данным водных вытяжек с учетом естественной влажности отложений

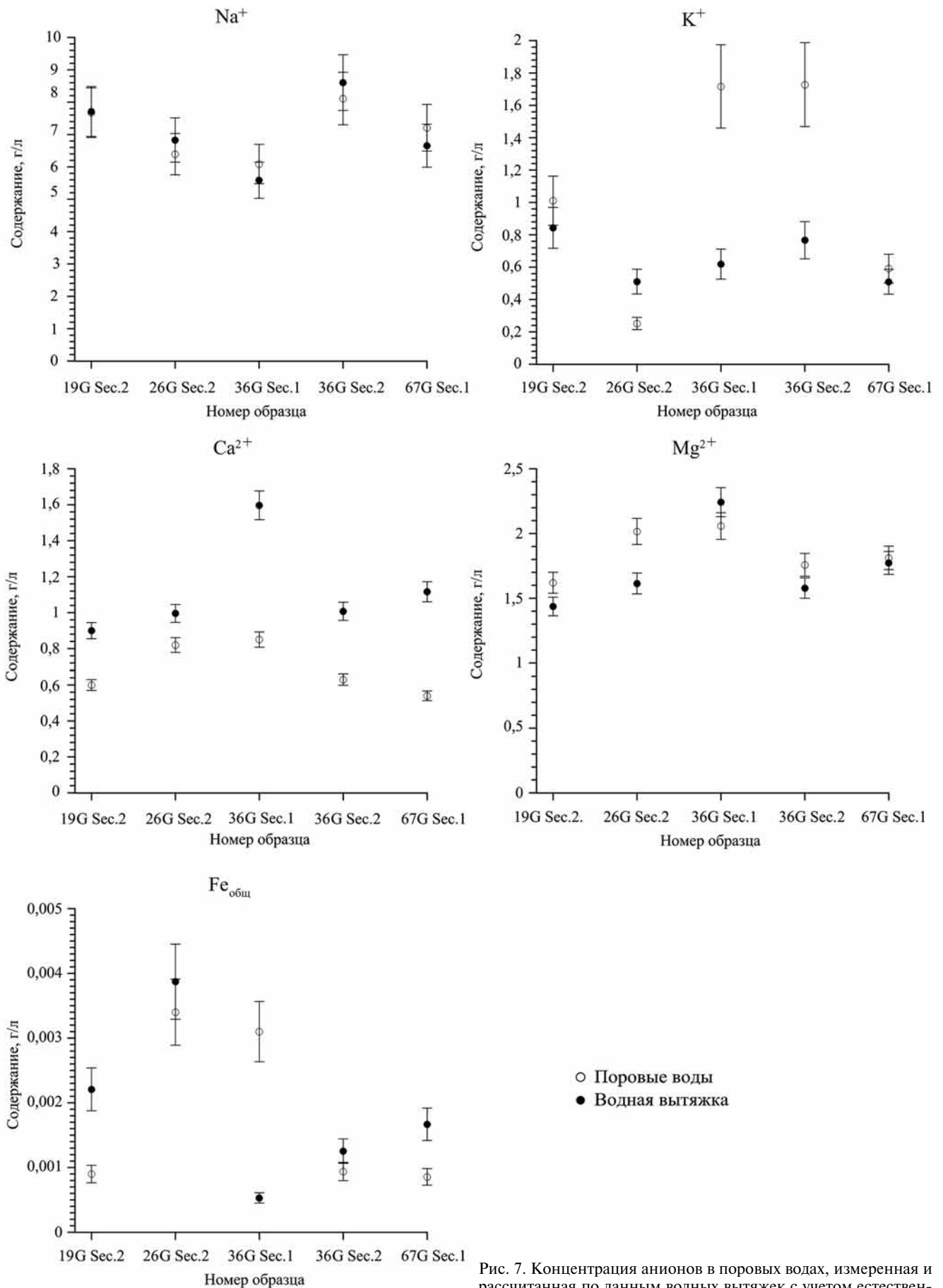


Рис. 7. Концентрация анионов в поровых водах, измеренная и рассчитанная по данным водных вытяжек с учетом естественной влажности отложений

Таблица 2

Измеренное содержание отдельных микрокомпонентов в поровых водах и донных осадках Баренцева моря

Номер образца	рН	В ⁻ , мг/л	Вг ⁻ , мг/л	Ва	РЗЭ	U	Th
		мг/л					
Поровые воды							
AR-19 G Sec.2	6,98	0,39	0,99	82,00	38,61	2,14	2,11
AR-26 G Sec.2	7,09	0,28	0,80	61,08	13,60	9,71	0,98
AR-36 G Sec.1	7,70	0,62	0,84	45,33	4,60	5,74	0,16
AR-36 G Sec.2	6,82	0,38	1,08	74,17	13,97	5,47	0,30
AR-67G Sec.1	7,08	0,46	0,96	53,57	7,66	36,01	<ПО
Пересчет из состава водных вытяжек							
AR-19 G Sec.2	7,03	8,85	80,83	142,44	<ПО*	<ПО	<ПО
AR-26 G Sec.2	7,52	29,10	65,40	172,38	<ПО	<ПО	<ПО
AR-36 G Sec.1	7,32	11,78	54,33	161,33	<ПО	<ПО	<ПО
AR-36 G Sec.2	7,39	9,49	87,54	186,05	<ПО	<ПО	<ПО
AR-67G Sec.1	7,12	8,10	67,72	115,87	<ПО	<ПО	<ПО
Донные отложения, г/т							
AR-19 G Sec.2	7,64	10,71	2,93	347,59	198,50	2,04	11,45
AR-26 G Sec.2	7,33	4,16	<ПО	427,49	220,32	2,73	10,85
AR-36 G Sec.1	7,53	273,51	<ПО	514,26	167,28	3,90	7,83
AR-36 G Sec.2	7,99	5,91	<ПО	388,01	227,21	2,26	11,12
AR-67G Sec.1	7,16	245,32	3,04	352,40	134,82	1,98	6,64

*ПО — предел обнаружения.

натрия и брома. Установлено, что как для слабоуплотненных, существенно глинистых донных отложений, так и для пород различной степени литификации наблюдаются те же отличия химического состава реальных и условных (полученных по данным водных вытяжек) поровых растворов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.

Казак Е.С., Богданович Н.Н., Казак А.В. и др. Оценка содержания остаточной поровой воды и анализ состава водных вытяжек пород баженовской свиты Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2017. Т. 4. С. 48–52.

Кречетов П.П., Дианова Т.М. Химия почв. Аналитические методы исследования: Учеб. пособ. М.: МГУ, 2009. 248 с.

Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971. 219 с.

Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.

Appelo C.A.J., Postma D. Geochemistry, groundwater and pollution. L.: A.A. Balkema Publishers, 2005. 649 p.

Devine S.B., Ferrel R.E., Billings G.K. The significance of ion exchange to interstitial solutions in clayey sediments // Chem. Geol. 1973. Vol. 12. P. 219–228.

Метод водных вытяжек не следует рекомендовать в качестве универсального метода, облегчающего исследование поровых растворов. Его следует применять преимущественно в тех случаях, когда исследуемые породы имеют низкое водосодержание, вследствие чего поровый раствор не может быть выделен при естественной влажности.

Edmunds W.M., Bath A.H. Centrifuge extraction and chemical analysis of interstitial waters // Environm. Scien. & Technology. 1976. Vol. 10. P. 467–472.

Fernández A.M., Sánchez-Ledesma D.M., Tournassat C. et al. Applying the squeezing technique to highly consolidated clayrocks for pore water characterisation // Lessons learned from experiments at the Mont Terri Rock Laboratory. Appl. Geochem. 2014. Vol. 49. P.2–21.

Mazurek M., Oyama T., Wersin P., Alt-Epping P. Pore-water squeezing from indurated shales // Chem. Geol. 2015. Vol. 400. P. 106–121.

Reinik J., Irha N., Steinnes E. et al. Characterization of water extracts of oil shale retorting residues from gaseous and solid heat carrier processes // Fuel Processing Technology. 2015. P. 443–451.

Sacchi E., Michelot J.-L., Pitsch H. et al. Extraction of water and solutes from argillaceous rocks for geochemical characterisation: Methods, processes and current understanding // Hydrogeology J. 2001. Vol. 9. P. 17–33.

Поступила в редакцию
27.02.2018

УДК 550.424, 550.46

О.Ю. Дроздова¹, Н.А. Анохина², В.В. Демин³, С.А. Лапицкий⁴**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА
ФОТОДЕСТРУКЦИИ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ПРИРОДНЫХ ВОД⁵**

Для изучения воздействия солнечного света на состав и свойства растворенных органических веществ и форм металлов в природных водах исследован процесс фотодеструкции органо-минеральных комплексов в натуральных условиях в пробах почвенных и болотных вод. В пробах после облучения увеличилось суммарное содержание ряда алифатических и ароматических карбоновых кислот. Фотодеструкция органического вещества природных вод с высоким содержанием железа сопровождается образованием коллоидных частиц (гидроксидов Fe). При инсоляции количество отрицательно заряженных комплексов Ni, Cu, Zn и Cd возрастает в болотных и понижается в почвенных водах.

Ключевые слова: органическое вещество, фотодеструкция, органо-минеральные комплексы, природные воды, металлы.

In order to study the effect of sunlight on the composition and properties of dissolved organic matter and metal forms in natural waters, the process of photodegradation of organo-mineral complexes in field conditions with samples of soil and swamp waters was studied. Total content of certain aliphatic and aromatic carboxylic acids increased in the studied samples after irradiation. Photodegradation of organic matter of the natural waters that are rich in iron is accompanied by formation of colloidal particles (Fe hydroxides). The amount of negatively-charged complexes of Ni, Cu, Zn and Cd increases during the insolation in swamp waters and decreases in soil waters.

Key words: organic matter, photodegradation, organo-mineral complexes, natural waters, metals.

Введение. Органическое вещество (ОВ) в континентальном стоке — наиболее динамичный и крупный геохимический резервуар углерода, изменения в котором отражают особенности климатической зональности и эволюцию климата [Petrovsky et al., 2012]. ОВ поступает в природные воды разными гидрологическими путями — при смыве с поверхности почв, с почвенными поровыми водами, с подземными водами. Последующая деструкция ОВ поверхностных вод в ходе миграции представляет собой важнейший процесс, определяющий биологический круговорот элементов в водных экосистемах и обеспечивающий их устойчивость. Основные процессы, приводящие к трансформации растворенных органических соединений и органических коллоидов, — реакции их фото- и биодegradации [Олейник, 1991; Laperriere, del Giorgio, 2014; Дроздова и др., 2016].

Фотохимическая минерализация растворенных органических соединений углерода, азота и фосфора в значительной степени регулирует био-

химические циклы элементов путем изменения их биологической доступности [Zepp et al., 1998; Wetzel et al., 1995; Tranvik, Bertilsson, 2001; Kopeck et al., 2003; Vähätalo, Wetzel, 2004; Олейникова и др., 2016; Алешина, 2017] и интенсивности эмиссии CO₂ из поверхностных вод в атмосферу [Cory et al., 2014]. К настоящему времени практически отсутствуют данные о возможных изменениях форм миграции металлов при деструкции их комплексов с органическими веществами поверхностных вод. Так как ионы ряда металлов (Fe, Mn, Cu, Zn) необходимы для роста водных организмов, а другие металлы (Cd, Pb) являются токсикантами, то необходимо лучше понимать химические процессы, инициируемые УФ-излучением в природных водах, богатых ОВ [Corin et al., 1996].

Материалы и методы исследований. Объектами исследований послужили почвенные и болотные воды, отобранные на территории водосборного бассейна оз. Ципринга (Северная Карелия). Изучение процесса фотодеструкции органических

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод (ЛОГС), науч. с., канд. биол. н.; *e-mail:* drozdova_olga@yahoo.fr

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, кафедра химии почв, аспирант; *e-mail:* anhome@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, кафедра географии почв, вед. науч. с., канд. биол. н.; *e-mail:* vvd.msu@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод (ЛОГС), вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* lapitsky@geol.msu.ru

⁵ Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ (проекты № 16-55-150002-НЦНИ_a, 18-05-00162_a), определение содержания металлов проводилось при поддержке гранта РНФ (проект № 14-50-0029).

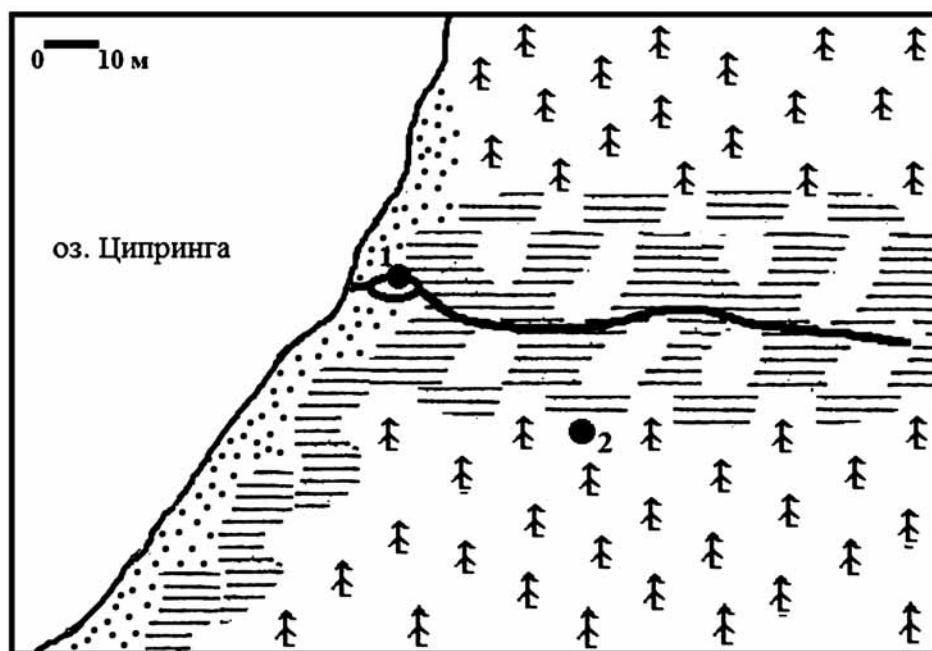


Рис. 1. Схема пробоотбора: 1 — болотные воды, 2 — почвенные воды



веществ под действием солнечного света проводили для следующих проб: почвенные воды, не подвергавшиеся воздействию солнечного света в природе, и болотные воды (открытая застойная зона), растворенное органическое вещество (РОВ) которых в природе уже подверглось действию солнечной радиации (рис. 1). Почвенные воды отобраны из профиля болотной торфяно-глеевой почвы. После отбора пробы были попущены через фильтр с размером пор 0,22 мкм, чтобы удалить взвешенное ОВ и исключить биодеструкцию РОВ во время экспериментов.

Эксперименты по фотодеградации РОВ проводились в натуральных условиях (Северная Карелия, июль) с образцами природных вод при естественном солнечном излучении. Детальная характеристика природных вод района исследований дана в работе С. Ильиной с соавторами [Iina et al., 2014].

Образцы исследуемых вод помещали в стерильные чашки Петри, которые сверху закрывали пленкой, пропускающей весь спектр солнечного излучения и предотвращающей попадание микроорганизмов в пробы. Контрольные варианты проб дополнительно закрывали алюминиевой фольгой для защиты от солнечного света. Все варианты экспериментов проводили в трехкратной повторности.

В ходе экспериментов контролировали температуру, электропроводность (кондуктометр «Hanna HI 9033»), значения pH (pH-метр «Hanna HI 9025») и оптические характеристики (спектрофотометр «JENWAY» 67-й серии). До и после облучения в образцах природных вод определяли содержание неорганических и органических анионов алифатических кислот («Dionex ICS-2000») и бензолкарбоновых кислот («Agilent 1100» с Uv-Vis детектором). Молекулярно-массовое распределение (ММР) органических веществ изучали с использованием метода высокоэффективной жидкостной хро-

матографии (ВЭЖХ) («Agilent 1100» с диодно-матричным детектором). Содержание металлов определяли на атомно-абсорбционном спектрофотометре («Contr700») и масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой («Agilent 7500»). Доли отрицательно заряженных комплексов металлов в исследованных водах определяли методом ионообменной хроматографии с использованием ДЭАЭ-целлюлозы (Sigma-Aldrich).

Результаты исследований и их обсуждение. Исследуемые образцы характеризуются слабокислой реакцией среды, низкими значениями электропроводности с преобладанием ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} в почвенных водах и Na^+ и SO_4^{2-} в болотных водах (табл. 1). Содержание растворенного органического углерода (РОУ) в почвенных водах в 2 раза выше, чем в болотных.

Таблица 1

Химические характеристики исследуемых природных вод (концентрация ионов и РОУ в мг/л)

Проба	pH	σ, мкСм/см	РОУ	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Почвенные воды	5,0	24	99,8	0,20	1,34	2,70	2,20	1,96	1,30	1,38
Болотные воды	5,3	30	42,5	0,23	0,93	0,73	0,81	0,71	1,02	1,59

В ходе экспериментов статистически значимые изменения в значениях pH проб не наблюдались (в пределах 0,1 pH).

В процессе облучения образцов природных вод происходило уменьшение значений оптической плотности, весьма значительное в области спектра от 200 до 400 нм (рис. 2), в то же время изменения в поглощении контрольных (темновых) проб были незначительны.

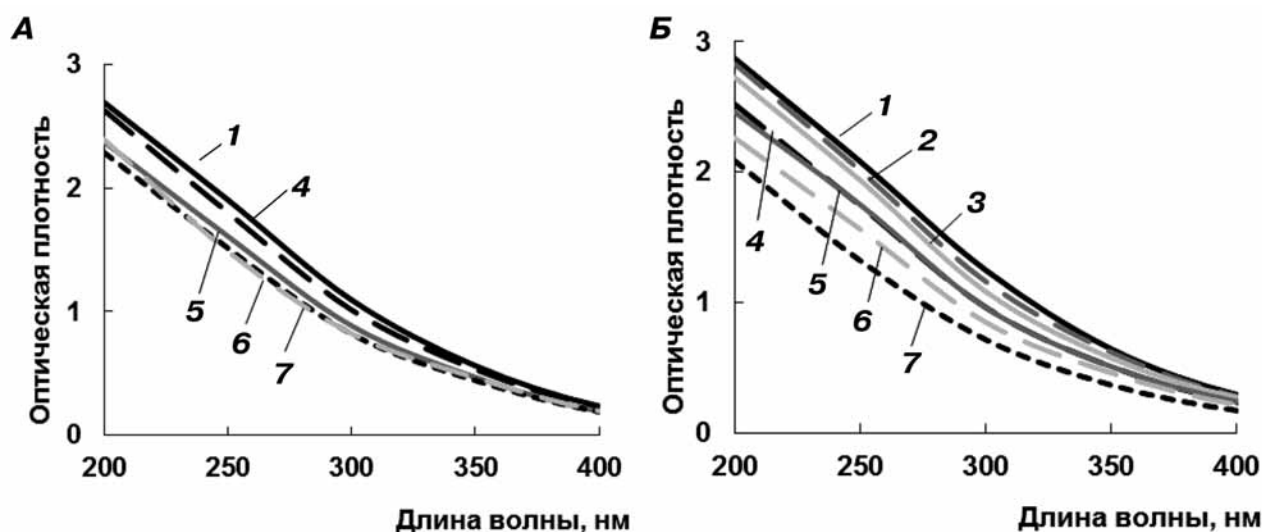


Рис. 2. Изменение значений оптической плотности почвенных (А) и болотных вод (Б) в ходе экспериментов

На рис. 2 представлены графики зависимости изменения значений оптической плотности проб от времени экспозиции на свету. Наибольшее снижение значений оптической плотности растворов наблюдалось в первые 3 дня эксперимента для пробы почвенных вод и в течение 5 дней для пробы болотных вод, в дальнейшем этот процесс протекал значительно медленнее.

Изменения оптической плотности двух исследуемых объектов под действием солнечного излучения свидетельствуют о происходящей в них трансформации РОВ, но скорость этого процесса различна для почвенных и болотных вод.

Результаты количественного определения анионов алифатических карбоновых кислот (АКК) в пробах исследуемых природных вод до и после облучения представлены в табл. 2. Исходное общее содержание идентифицированных АКК выше в болотных водах и увеличивается после облучения во всех исследованных объектах. Известно, что эти кислоты представляют собой продукты фотодегградации высокомолекулярных органических веществ природных вод [Allard et al., 1994; Kulovaara, 1996].

Содержание бензолкарбоновых кислот выше в пробе болотных вод (табл. 3). Концентрация бензойной, 4-гидроксibenзойной и коричной кислот увеличивается во всех пробах после их облучения, в то время как концентрация феруловой и салициловой кислот в пробах после облучения уменьшалась. Но суммарное содержание определенных бензолкарбоновых кислот значительно повышается после облучения проб, особенно в

пробе болотных вод. Эти кислоты также могут быть продуктами разрушения высокомолекулярных органических соединений (таких, как гуминовые вещества) при облучении, это связано с тем, что структура гуминовых веществ содержит большую долю ароматических субъединиц [Орлов, 1993].

Увеличением в ходе инсоляции содержания бензолкарбоновых кислот, обладающих относительно сильным поглощением в области 200–260 нм, можно объяснить видимое отсутствие изменений в спектрах поглощения проб на завершающих стадиях экспозиции.

Результаты эксклюзионной хроматографии показывают, что во время облучения проб солнечным светом происходит разрушение относительно высокомолекулярных ОВ (с молекулярной массой 1–2 кДа) до более низкомолекулярных, что видно по смещению основного пика на полученных хроматограммах (рис. 3). На хроматограммах присутствуют 1 или 2 пика, каждый из которых соответствует определенному размерному классу (по молекулярной массе). В пробах болотных вод основные пики расположены между 17,8 и 23,1 мин. (фракция 400–4500 Да с максимумом 1370 Да) и между 19,1 и 23,1 мин. (фракция 400–2500 Да с максимумом 900 Да) до и после облучения соответственно (рис. 3, Б). Для почвенных вод основные пики расположены между 18,5 и 23,1 мин. (фракция 400–3300 Да с максимумом 1240 Да) и между 19,8 и 23,1 мин. (фракция 400–1800 Да с максимумом 890 Да) до и после облучения соответственно (рис. 3, А).

Таблица 2

Средние значения содержания анионов алифатических кислот (мг/л) в пробах до и после их облучения

Проба	Ацетат		Формиат		Оксалат		Цитрат		Всего	
	0*	10*	0	10	0	10	0	10	0	10
Почвенные воды	0,03	0,29	0,15	0,52	0,07	0,42	н.о.	0,01	0,25	1,24
Болотные воды	0,02	0,05	0,07	0,17	0,09	0,12	н.о.	0,01	0,18	0,35

* Дни эксперимента, н.о. — ниже предела обнаружения.

Таблица 3

Средние значения содержания бензолкарбоновых кислот в пробах до и после их облучения, мкг/л

Кислота	Проба		
		почвенные воды	болотные воды
4-гидрокси-бензойная	0*	0,14	н.о.
	10*	0,74	6,62
п-кумаровая	0	0,16	3,15
	10	0,03	н.о.
Феруловая	0	0,06	2,13
	10	0,05	0,83
Салициловая	0	0,62	2,24
	10	0,21	2,09
Бензойная	0	5,32	7,04
	10	6,61	14,77
Коричная	0	0,29	0,08
	10	0,27	0,69
Всего	0	6,59	14,64
	10	7,91	25,00

* Дни эксперимента, н.о. — ниже предела обнаружения.

Часть проб исследуемых вод при их отборе в конце экспериментов была еще раз перефильтрована (0,22 мкм). В фильтрах <0,22 мкм после облучения содержание РОУ уменьшается в 2 раза по сравнению с исходными пробами, что говорит об образовании коллоидных форм ОВ (>0,22 мкм) параллельно деструкции РОВ. Исходя из этих данных можно сделать предположение о причинах значительного увеличения пика в интервале времени 11–13 мин. (высокомолекулярная область) на полученных хроматограммах проб после инсоляции (рис. 3). Скорее всего, это связано с тем, что в водах, которые характеризуются достаточно высоким содержанием Fe (4,1 и 7,7 мг/л в болотных и почвенных водах соответственно), при фотодеградации РОВ часть железа высвобождается из прочных комплексов с высокомолекулярными органическими лигандами,

которые распадаются в первую очередь под действием света, и при pH 5,0–5,5 начинает образовывать коллоидные частицы гидроксидов железа с адсорбированными на них и/или окклюдируемыми в них органическими соединениями, появляющимся после облучения в высокомолекулярной области на хроматограммах (рис. 3).

Пик на хроматограммах болотных вод до облучения в области 15–17 мин. указывает на присутствие в этой пробе соединений с молекулярной массой 6–8 кДа. Это связано с тем, что исследуемые воды в природе уже подвергались действию солнечной радиации, и в них уже произошла трансформация РОВ с образованием крупных коллоидных частиц гидроксида железа, стабилизированных органическими веществами. Присутствие таких частиц, на которых может происходить рассеяние света, объясняет более высокие значения оптической плотности в пробе по сравнению с почвенными водами (рис. 2), содержание РОУ в которых почти в 2 раза больше.

В ходе фотодеструкции ОВ природных вод происходит изменение форм нахождения таких металлов, как Ni, Cu, Zn и Cd, количество их отрицательно заряженных комплексов при инсоляции возрастает в болотных водах и понижается в почвенных водах (табл. 4).

Таблица 4

Количество отрицательно заряженных соединений металлов в пробах (%) до и после 10 сут. их экспозиции на солнце

Проба		Ni	Cu	Zn	Cd
		0*	51	69	70
Почвенные воды	10*	21	61	0	39
	0	4	23	0	0
Болотные воды	10	30	52	15	27

* Дни эксперимента.

Часть соединений перечисленных ионов в почвенном растворе представлена их комплексами

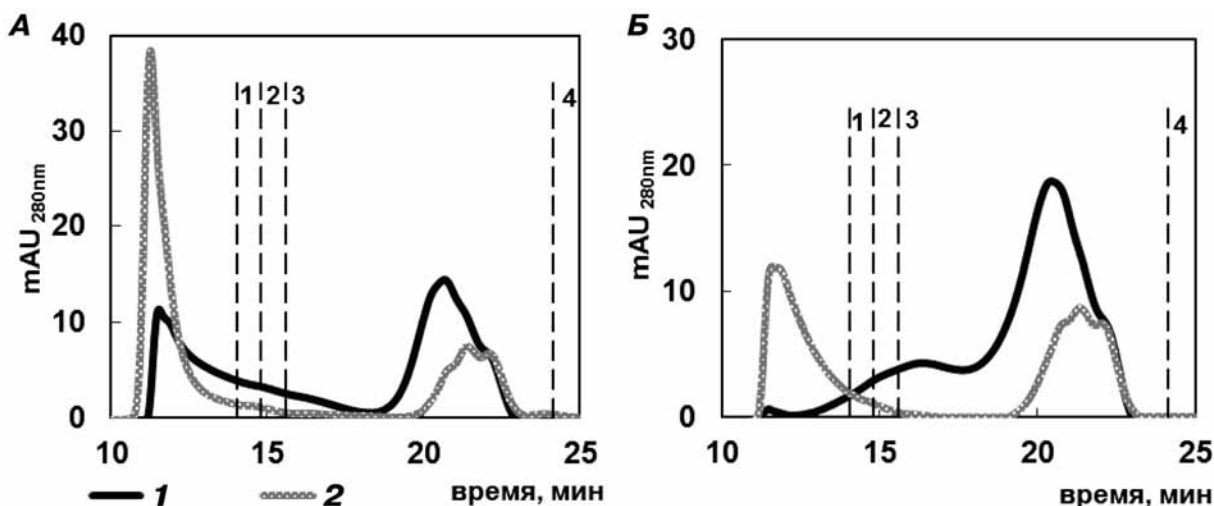


Рис. 3. Хроматограммы распределения органических веществ исследуемых почвенных (А) и болотных (Б) вод: 1 — до облучения, 2 — после облучения. Прерывистыми вертикальными линиями нанесены стандарты («Dalton Standards MS-II», SERVA): 1 — химотрипсиноген (25,0 кДа), 2 — миоглобин (17,8 кДа), 3 — цитохром С (12,3 кДа), 4 — DNP-L-аланин (255,2 Да)

с высокомолекулярными органическими лигандами, несущими не полностью скомпенсированный отрицательный заряд и способными к взаимодействию с матрицей ионита не только за счет сил Кулона, но и за счет образования водородных связей. Таким образом, связывание комплексов ионитом происходит через лигандную группу, а не через ион металла. В болотных водах, уже подвергшихся в природе влиянию инсоляции, количество отрицательно заряженных комплексов меньше, чем в почвенных водах до начала экспериментов.

Уменьшение количеств отрицательно заряженных комплексов металлов при инсоляции в почвенных водах связано с тем, что в процессе деградации высокомолекулярных органических соединений образуются низкомолекулярные органические лиганды, связывающие ионы тяжелых металлов, и возникают положительно или нейтрально заряженные комплексы. Для проб почвенных вод этот процесс не полностью компенсируется образованием новых высокомолекулярных отрицательно заряженных комплексов ионов металлов, что наблюдается в варианте экспериментов с болотной водой.

Заключение. Исследованные природные воды имеют различные характеристики, которые

указывают на степень уже произошедшей *in situ* трансформации.

Натурные эксперименты показали, что при инсоляции исследованных проб почвенных и болотных вод происходит разрушение природного органического вещества. Наиболее заметно процессы деструкции ОВ под влиянием солнечного излучения в исследованных пробах происходят в первые 3–5 дней. Установлено, что во всех изученных пробах после облучения увеличивается содержание алифатических карбоновых кислот и бензолкарбоновых кислот, которые представляют собой продукты деструкции высокомолекулярного РОВ. Одновременно с процессами образования низкомолекулярных органических лигандов происходит формирование коллоидных частиц гидроксида железа, на которых сорбированы и/или окклюдируются в них органические соединения.

Фотодеструкция органических соединений в природных водах сопровождается изменением форм нахождения и, следовательно, миграции таких металлов, как Ni, Cu, Zn и Cd, количество их отрицательно заряженных комплексов при инсоляции возрастает в болотных водах и понижается в почвенных водах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алешина А.Р. Изменение биодоступности тяжелых металлов в природных водах при фотодеструкции органоминеральных комплексов. Человек и природа // Мат-лы XXVII Междунар. междисциплинарной конф. «Проблемы социоэкологических исследований», 2017. М.: МАКС Пресс, 2017. С. 14–15.

Дроздова О.Ю., Олейникова О.В., Завгородняя Ю.А. и др. Изучение факторов, влияющих на деструкцию металлоорганических соединений в поверхностных водах // Экологическая безопасность территорий и акваторий: региональные и глобальные проблемы: Мат-лы регион. науч.-практ. конф., 2016. Керчь: ФГБОУ ВО «КГМУ», 2016. С. 77–81.

Олейник Г.Н. Бактериальная деструкция органического вещества в водоемах и водотоках // Водные ресурсы. 1991. № 2. С. 89–97.

Олейникова О.В., Бычков А.Ю., Дроздова О.Ю. и др. Влияние процесса фотохимической деструкции растворенного органического вещества на микроэлементный состав поверхностных вод бореальной зоны // Геохимия ландшафтов (к 100-летию А.И. Перельмана): Мат-лы Всерос. науч. конф. М.: МГУ, 2016. С. 394–396.

Орлов Д.С. Гуминовые вещества в биосфере. М.: Наука, 1993. 238 с.

Allard B., Borrn H., Petterson C., Zhang G. Degradation of humic substances by UV-irradiation // Environ. Intern. 1994. Vol. 20. P. 97–101.

Corin N., Backlund P., Kulovaara M. Degradation products formed during UV-irradiation of humic waters // Chemosphere. 1996. Vol. 33, N 2. P. 245–255.

Cory R.M., Ward C.P., Crump B.C., Kling G.W. Sunlight controls water column processing of carbon in arctic fresh waters // Science. 2014. Vol. 345. P. 925–928.

Ilina S.M., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. et al. Size fractionation and optical properties of dissolved organic matter in the continuum soil solution-bog-river and terminal

lake of a boreal watershed (North Karelia, Russia) // Organ. Geochem. 2014. Vol. 66. P. 14–24.

Kopáček J., Hejzlar J., Kana J. et al. Photochemical, chemical, and biological transformations of dissolved organic carbon and its effect on alkalinity production in acidified lakes // Limnology and Oceanography. 2003. Vol. 48, N 1. P. 106–117.

Kulovaara M. Light-induced degradation of aquatic humic substances by simulated sunlight // Intern. J. Environ. Analyt. Chem. 1996. Vol. 62. P. 85–95.

Lapierre J.-F., del Giorgio P.A. Partial coupling and differential regulation of biologically and photochemically labile dissolved organic carbon across boreal aquatic networks // Biogeosci. 2014. Vol. 11. P. 5969–5985.

Pokrovsky O.S., Viers J., Dupré B. et al. Biogeochemistry of carbon, major and trace elements in watersheds of northern Eurasia drained to the arctic ocean: The change of fluxes, sources and mechanisms under the climate warming prospective // Comptes Rendus — Geosci. 2012. Vol. 344. P. 663–677.

Tranvik L.J., Bertilsson S. Contrasting effects of solar UV radiation on dissolved organic sources for bacterial growth // Ecol. Lett. 2001. Vol. 4. P. 458–463.

Vähätalo A.V., Wetzel R.G. Photochemical and microbial decomposition of chromophoric dissolved organic matter during long (months-years) exposures // Mar. Chem. 2004. Vol. 89. P. 313–326.

Wetzel R.G., Hatcher P.G., Bianci T.S. Natural photolysis by ultraviolet irradiance of recalcitrant dissolved organic matter to simple substrates for rapid bacterial metabolism // Limnology and Oceanography. 1995. Vol. 40. P. 1369–1380.

Zepp R.G., Callaghan T.V., Erickson D.J. Effects of enhanced solar ultraviolet radiation on biogeochemical cycles // J. Photochem. and Photobiol. Ser. B. Biology. 1998. Vol. 46. P. 69–82.

**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 домашнего 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. Рекомендуется 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, подрисовочные 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 неперидических 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. Подрисовочные 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

И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор

А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция

С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, 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. КОШУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических 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

В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vtmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 14.06.2018. Формат 60×90^{1/8}.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 10,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 10 970. 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”)