

УДК 552.313.8:551.735(470.311)

СЛЕДЫ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ В МОСКОВСКОМ ЯРУСЕ (СРЕДНИЙ ПЕНСИЛЬВАНИЙ, КАРБОН) ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2022 г. Ю. В. Яшунский¹, *, А. С. Алексеев^{2, 3}, Б. А. Сахаров¹, Б. Б. Шкурский²,
С. А. Новикова⁴, И. А. Новиков⁵, А. В. Федоров⁶, С. В. Гришин¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

⁵Институт общей физики им. А.М. Прохорова РАН, Москва, Россия

⁶Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

*e-mail: uryashunsky@gmail.com

Поступила в редакцию 21.07.2021 г.

После доработки 22.09.2021 г.

Принята к публикации 14.10.2021 г.

На юге Московской синеклизы документированы следы чрезвычайно мощных эксплозивных вулканических извержений, происходивших в московском веке (приблизительно 309 млн лет назад) в соседних с Восточно-Европейской платформой орогенных областях вариссийского возраста. Прослои измененных вулканических пеплов в подольском и мячковском подъярусах московского яруса мощностью 5–15 см прослеживаются на десятки километров. Они сложены известковистыми глинами монтмориллонитового состава и содержат зерна циркона, апатита, ильменита, биотита, калиевого полевого шпата и кварца. Установлены два типа калиевого полевого шпата группы санидина – аутигенный и вулканический. U–Pb SIMS датирование пирокластических цирконов из туфогенного прослоя на границе подольского и мячковского подъярусов показало возраст 308.9 ± 2.3 млн лет, а $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование вулканического санидина более высокого уровня дало 305.5 ± 2.7 млн лет, что хорошо согласуется с существующими представлениями о возрасте границ ярусов пенсильвания. Анализ позднепалеозойского вулканизма в соседних областях показал, что наиболее вероятный район, где происходили катастрофические эксплозии, принесшие вулканический пепел на юг Московского бассейна, это Северный Кавказ.

Ключевые слова: Московская синеклиза, средний карбон, туфогенные прослои, циркон, U–Pb SIMS датирование, санидин

DOI: 10.31857/S0869592X22020065

ВВЕДЕНИЕ

Катастрофические вулканические извержения, нередкие в истории Земли, издавна привлекают внимание исследователей, поскольку они оказывали огромное влияние на глобальный климат. Последствия обширных и довольно длительных масштабных излияний лав и эмиссии вулканических и связанных с ними газов могли быть настолько значительными, что извержения траппов часто рассматриваются как главная причина наиболее мощных глобальных массовых вымираний организмов: пермо-триасового (Courtillet, 1999; Bond, Wignall, 2014; Burgess, Bowring, 2015; Burgess et al., 2017) и мел-палеогенового (Courtillet, 1999; Bryan et al., 2010; Keller et al., 2011; Sprain et al., 2019).

Но и не столь масштабные события представляют не меньший интерес, так как они оставляют свои следы в виде маломощных пепловых горизонтов, нередко прослеживаемых на обширных пространствах, создавая удивительно точный изохронный каркас для надежной стратиграфической корреляции. На основании выявления и изучения таких слоев неизмененного пепла (тефры), бентонитовых глин и каолинитовых тонштейнов в углях сформировался отдельный раздел стратиграфии, получивший название “тефростратиграфия” (Thorarinnsson, 1981; Lowe, 2011).

В последние десятилетия особое внимание к таким слоям связано с частым присутствием в них вулканических цирконов, использующихся сейчас для наиболее точного радиоизотопного дати-

рования пород и событий, на основе чего существенно уточнены многие границы международной хроностратиграфической шкалы, особенно в палеозойской ее части (Gradstein et al., 2020). Более того, недавно В.И. Давыдов (Davydov, 2020) предложил отказаться от традиционной фиксации границ ярусов с помощью глобальных стратотипических разрезов и точек (GSSP), чаще всего основанных на биостратиграфических данных, в пользу прямых изотопных датировок, полученных по вулканическим цирконам высокоточным методом CA-ID-TIMS.

Значительный объем данных собран об индивидуальном катастрофическом взрывном извержении, имевшем место в плейстоцене и голоцене. Для многих из них дана оценка объема выброшенного при взрыве материала, площади, покрытой выбросами, и ряда других параметров. Но сведения о мезозойских и особенно палеозойских событиях такого типа единичны (Vryan et al., 2010).

Одним из способов выявления крупных палеозойских вулканических событий, которые могли привести к кратковременным, но весьма существенным климатическим сдвигам и другим последствиям, может быть поиск их следов в тех районах, которые были удалены от существовавших в то время вулканических областей. Одним из таких районов для всего фанерозоя является центральная часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Недавно прослой вулканического туфа (бентонит) с цирконами, позволившими его датировать, открыт в верхнепермских отложениях (нижняя часть вятского яруса) Нижегородской области (Davydov et al., 2020). Это говорит о потенциальной возможности обнаружения здесь следов вулканических событий и на других стратиграфических уровнях палеозоя.

Ранее уже появлялись сообщения о находках измененных вулканических туфов в каменноугольных отложениях на южном крыле Московской синеклизы. Так, О.С. Ломова (1979, с. 104–108) в разрезе нижней части московского яруса Ратовского оврага у г. Верея, который она отнесла к верейскому “ярусу” (на самом деле это каширский подъярус московского яруса), обнаружила “линзовидный прослой плотного шоколадно-коричневого измененного туффита”, легкого, пористого. В нем найдены остроугольные обломки кварца, зерна граната, калиевого полевого шпата, ромбических пироксенов, осколки желтоватых изотропных стекол, единичные кристаллы флюорита, а также мелкие (до 0.1 мм) округлые обломки измененных туфов. Однако, поскольку ранее существовавшие обнажения в этом овраге исчезли, проверить эти результаты невозможно.

В 1998 г. Ф. Геккел (Ph. Neckel, устное сообщение) отобрал образец из тонкого прослоя глины

(слой 34), залегающего на границе подольского и мячковского подъярусов в Подольском карьере. В нем были обнаружены вулканические цирконы.

В эти же годы в средней части домодедовской свиты Домодедовского, Песковского (Паньшинского) и Акишинского карьеров был установлен небольшой по мощности интервал, в котором известняки и доломиты содержат значительное количество хорошо оформленных кристаллов биотита и мелкие кристаллы, похожие на санидин; эти кристаллы могли быть связаны с вулканическим источником (Кабанов и др., 2006, с. 7).

Однако эти предварительные результаты и выводы требовали значительно более детального минералого-геохимического исследования, чтобы можно было с полным основанием считать надежно установленной вулканическую природу таких прослоев в каменноугольных отложениях южного крыла Московской синеклизы. Комплексному обоснованию присутствия сильно измененных туфовых прослоев в морских отложениях московского яруса среднего отдела (среднего пенсильвания) каменноугольной системы посвящена данная статья.

СТРАТИГРАФИЯ

Среднекаменноугольные отложения на юге Московской синеклизы представлены в целом карбонатной толщей мелководных морских осадков, седиментационные особенности которой и стратиграфия хорошо изучены (Хворова, 1953; Иванова, Хворова, 1955; Махлина и др., 2001а, 2001б; Kabanov, 2003; Baranova et al., 2014 и др.), так как это типовой район московского яруса (средний пенсильваний) международной хроностратиграфической шкалы. Осадки башкирского яруса сохранились только в глубокой Азовской долине, где они представлены комплексом аллювиальных и лиманных отложений мощностью до 100 м. В основном терригенные породы верейского подъяруса (горизонта) московского яруса (до 30 м) залегают с перерывом на различных уровнях нижнего карбона. Вышележащая карбонатная толща каширского, подольского и мячковского подъярусов общей мощностью около 100–120 м сложена в основном известняками и вторичными доломитами, имеет четко выраженное циклическое строение, связанное с резкими гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря в ходе позднепалеозойской ледниковой эпохи (Kabanov, 2003). Каширско-мячковский интервал разделен на 10 свит (Махлина и др., 2001а) (рис. 1), нижние границы которых часто представляют собой поверхности перерывов с палеопочвами, что позволяет эти свиты, так же как и составляющие их более мелкие циклиты, надежно проследить на большие расстояния.

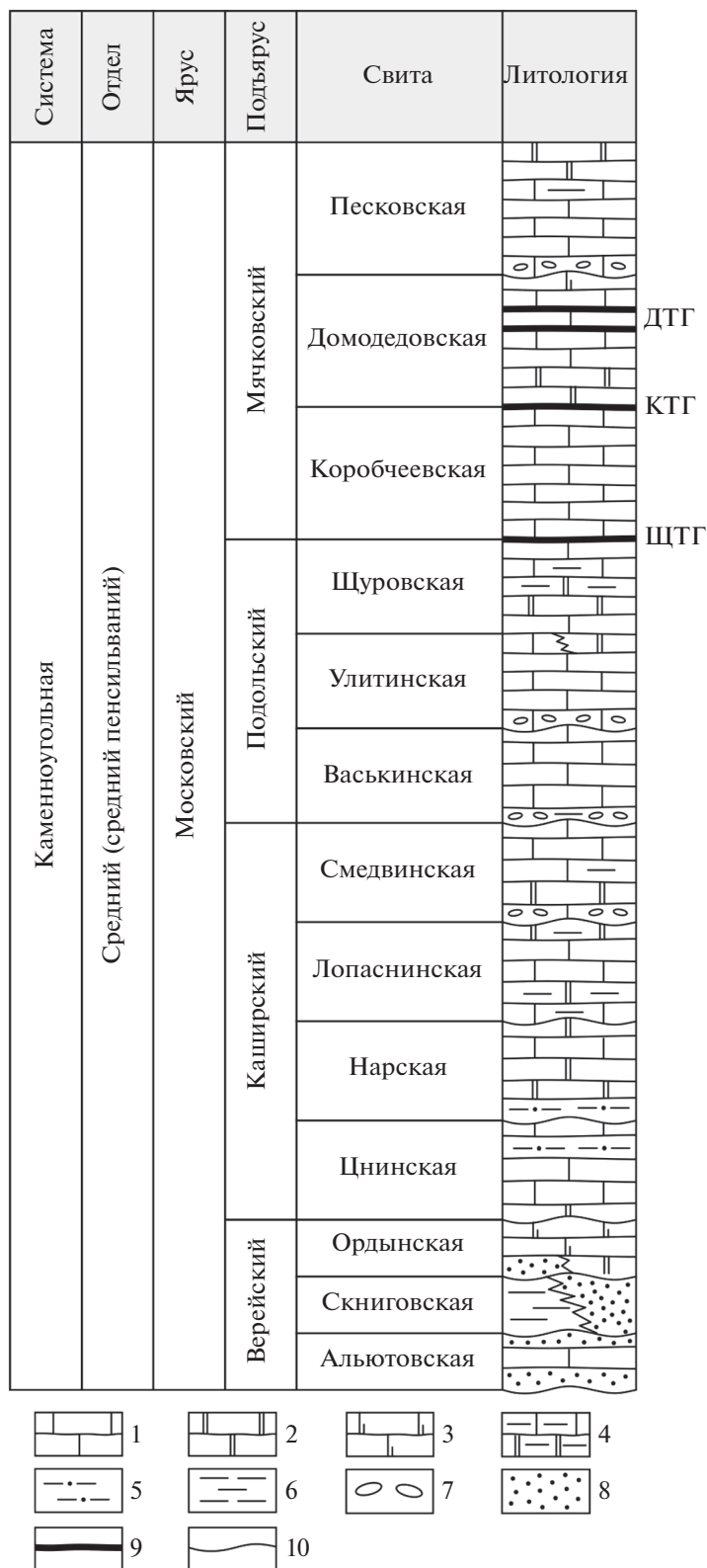


Рис. 1. Сводный разрез московского яруса среднего карбона южной части Московской синеклизы, по (Махлина и др., 2001а), с упрощением.

Туфогенные горизонты: ЩТГ – щуровский, КТГ – коробчеевский, ДТГ – домодедовский. 1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – известняки доломитизированные, 4 – известняки и доломиты глинистые, 5 – алевролиты глинистые, 6 – глины, 7 – галька карбонатных пород, 8 – пески, 9 – прослои туфогенных горизонтов, 10 – перерывы.

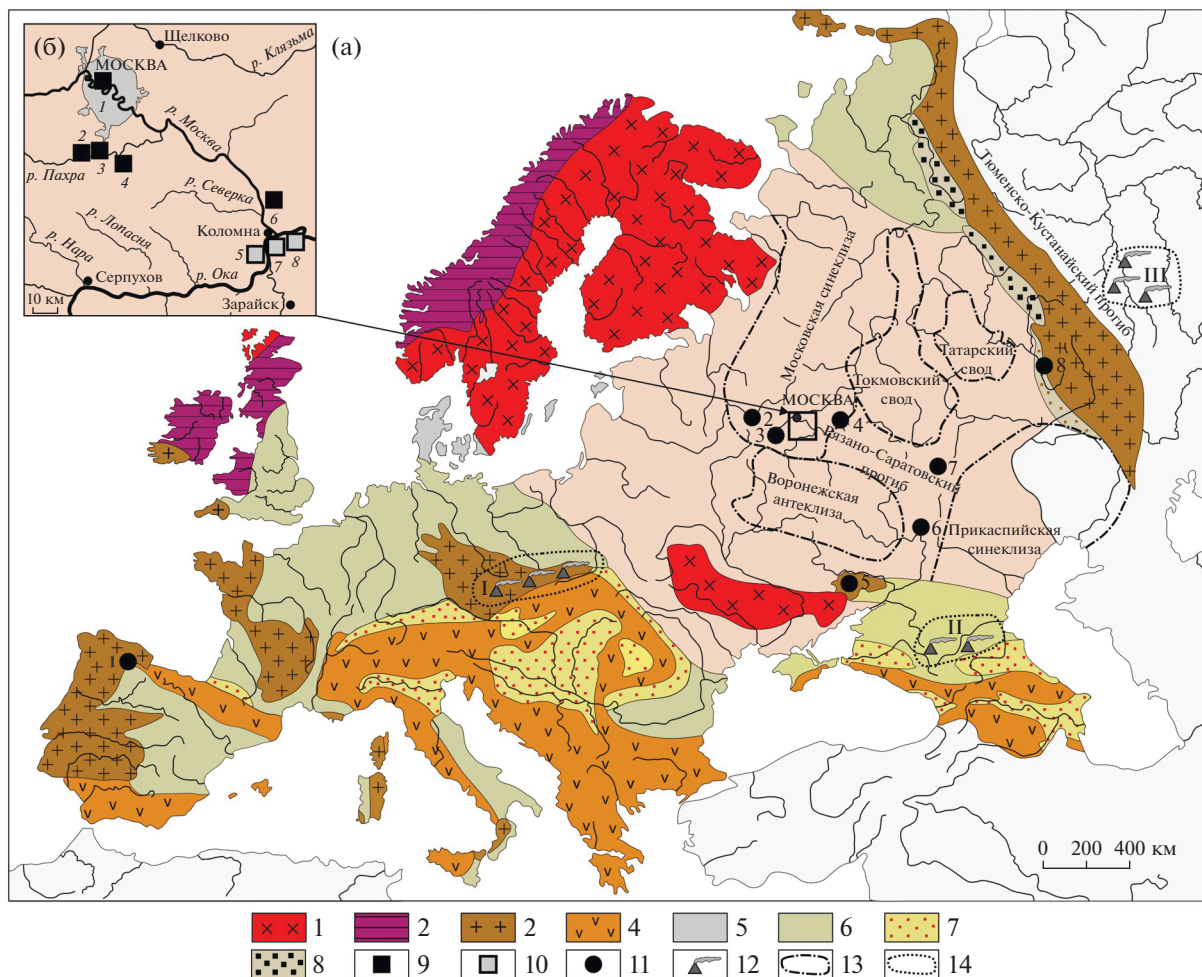


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта Европы (а) и разрезы, изученные на южном крыле Московской синеклизы (б). Рис. 2а: 1 – выступы докембрийского складчатого фундамента; 2 – области каледонской складчатости; 3 – области герцинской складчатости; 4 – области кайнозойской складчатости; 5 – области чехла древних платформ; 6 – области чехла молодых эпипалеозойских платформ; 7 – кайнозойские впадины межгорных и краевых прогибов, 8 – средне- и позднепалеозойские впадины межгорных и краевых прогибов; 9, 10 – изученные разрезы: 9 – содержащие туфогенные горизонты, 10 – не содержащие туфогенные горизонты; 11 – разрезы, упомянутые в тексте: 1 – Астурийский угольный бассейн (Северная Испания), 2 – Старица (Тверская обл.), 3 – Верея, Ратовкий овраг (Московская обл.), 4 – Акишино, Малеево (Рязанская обл.), 5 – Донбасский бассейн, шахта им. А.Ф. Засядько, 6 – Фролово, Калинино (Волгоградская обл.), 7 – Жирновск (Волгоградская обл.), 8 – Дальний Тюлькас (Башкортостан, западный склон Урала); 12 – вулканы; 13 – границы структурных элементов платформ; 14 – границы областей средне- и позднекаменноугольного вулканизма: I – Интра-Судетский бассейн (Рудные Горы, ЮЗ Польши, СЗ Чехии и ЮВ Германии), II – Предкавказье и Северный Кавказ, III – Валерьяновский вулканический пояс.

Рис. 2б: разрезы, изученные на южном крыле Московской синеклизы: 1 – скв. 12, Москва-Сити; 2–8 – карьеры: 2 – Лемешовский, 3 – Подольский, 4 – Домодедовский, 5 – Акатьевский, 6 – Панышинский, 7 – Голутвинский (Приокский), 8 – Пирочинский.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В разрезах среднего карбона стратотипической местности подольского и мячковского подъярусов московского яруса, вскрытых в Подольском (55°27'11" с.ш., 37°34'38" в.д.), Домодедовском (55°28'71" с.ш., 37°47'23" в.д.), Лемешовском (55°25'56" с.ш., 37°29'19" в.д.) и Панышинском (55°11'44" с.ш., 38°47'59" в.д.) карьерах, а также в скважине № 12 (55°44'60" с.ш., 37°32'71" в.д.), пробуренной в пределах Московского международного делового центра "Москва-Сити" в апре-

ле 2018 г. (рис. 2), было изучено три туфогенных горизонта. Прослой шуровского туфогенного горизонта залегают в кровле шуровской свиты подольского подъяруса, коробчеевского туфогенного горизонта – в кровле коробчеевской свиты мячковского подъяруса, домодедовского туфогенного горизонта – в средней части домодедовской свиты мячковского подъяруса.

В Подольском и Домодедовском карьерах эти прослой были известны ранее. В описании разреза Подольского карьера (Махлина и др., 2001а,

с. 149) упомянут тонкий (1–2 см) прослой глины (измененный вулканический пепел) на границе шуровской свиты подольского подъяруса и коробчеевской свиты мячковского подъяруса (рис. 4). Поскольку Подольский карьер полностью рекультивирован и в настоящее время недоступен для изучения, нами была проанализирована проба глин шуровского уровня, предоставленная А.Э. Давыдовым.

В Лемешовском карьере, ныне заброшенном, расположенном на правом берегу р. Пахра в 6.5 км юго-западнее Подольского карьера, туфогенный прослой, сложенный слабо доломитизированными желтовато-серыми глинами с большим количеством псевдоморфоз гетита по пириту, установлен среди тонкозернистых массивных светло-желтых доломитов в виде прерывистых линз мощностью 5–10 см.

В разрезе Домодедовского карьера именно этот прослой доломитизированных глин обнаружен в основании нижнего уступа на границе шуровской и коробчеевской свит (Яшунский и др., 2017) и прослеживается по всему периметру карьера. Пластичные в водонасыщенном состоянии, частично доломитизированные глины мощностью 10–15 см залегают на неровной поверхности желтовато-серых тонкозернистых доломитов шуровской свиты (рис. 3). В глинах присутствует тонкий органический известковый детрит, частично замещенный тонкокристаллическим аутигенным калиевым полевым шпатом. В северо-восточной и юго-западной частях карьера доломитизированные глины окрашены в серый и темно-серый цвета, в них присутствует тонкокристаллический пирит. В центральной части карьера глины желтовато-серые, окисленные, с многочисленными псевдоморфозами гетита по пириту. Вверх по разрезу доломитизированные глины постепенно переходят в доломитизированные органически-детритовые известняки основания коробчеевской свиты мячковского подъяруса.

В скважине № 12 на том же стратиграфическом уровне (граница шуровской и коробчеевской свит) среди светло-серых доломитов залегают прослой доломитизированных глин голубовато-зеленых снизу и красновато-коричневых сверху, мощностью 10 см, содержащих пирокластические компоненты (рис. 4).

В Домодедовском карьере имеется еще один туфогенный горизонт, домодедовский, приуроченный к средней части домодедовской свиты в 7.5 м выше по разрезу относительно прослоя шуровского туфогенного горизонта. В детальном описании этой свиты (Gogeva et al., 2009, p. 69) приведена характеристика слоя 19, сложенного известковыми глинами мощностью 5–10 см, с примесью органического детрита, иногда с тонкими (1–2 см) линзами известняков. В глинах



Рис. 3. Доломитизированные глины, слагающие шуровский туфогенный горизонт на границе шуровской и коробчеевской свит мячковского подъяруса московского яруса среднего карбона в северо-восточной части Домодедовского карьера, и положение пробы ДМ-224, в которой был определен изотопный возраст пирокластического циркона.

присутствует большое количество чешуек черного биотита и прозрачных кристаллов, возможно санидина. Еще один прослой аналогичного состава обнаружен нами в 0.9 м выше по разрезу (рис. 4). В обоих прослоях присутствует тонкокристаллический калиевый полевой шпат.

В Панышинском (другие названия: Пески или Конев Бор) карьере пирокластические компоненты были установлены в частично доломитизированных и сильно закарстованных органически-детритовых известняках (0.65 см) и перекрывающих их зеленых и красных известковистых глинах (0.03–0.1 м), залегающих в кровле коробчеевской свиты мячковского подъяруса (коробчеевский туфогенный горизонт, рис. 4) (Махлина и др., 2001а; Кабанов, 2000; Кабанов и др., 2006). Здесь также присутствует тонкокристаллический аутигенный калиевый полевой шпат, замещающий органически-карбонатный детрит. В Домодедовском карьере в прослое тонкослоистых ржаво-бурых известковистых глин (1–2 см), залегающих на границе коробчеевской и домодедовской свит (рис. 3, обр. ДМ-27), пирокластические компоненты не обнаружены.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для извлечения зерен пирокластических минералов пробы частично доломитизированных глин (0.5–1 кг) обрабатывали 10%-ным водным раствором уксусной кислоты (ЧДА), затем, после многократной промывки дистиллированной водой, 10%-ным водным раствором пирофосфата натрия (ЧДА) и снова промывали дистиллированной водой. Все процедуры получения нерастворимых остатков выполнялись при комнатной температуре.

Изображения пирокластических минералов в обратнорассеянных электронах были получены

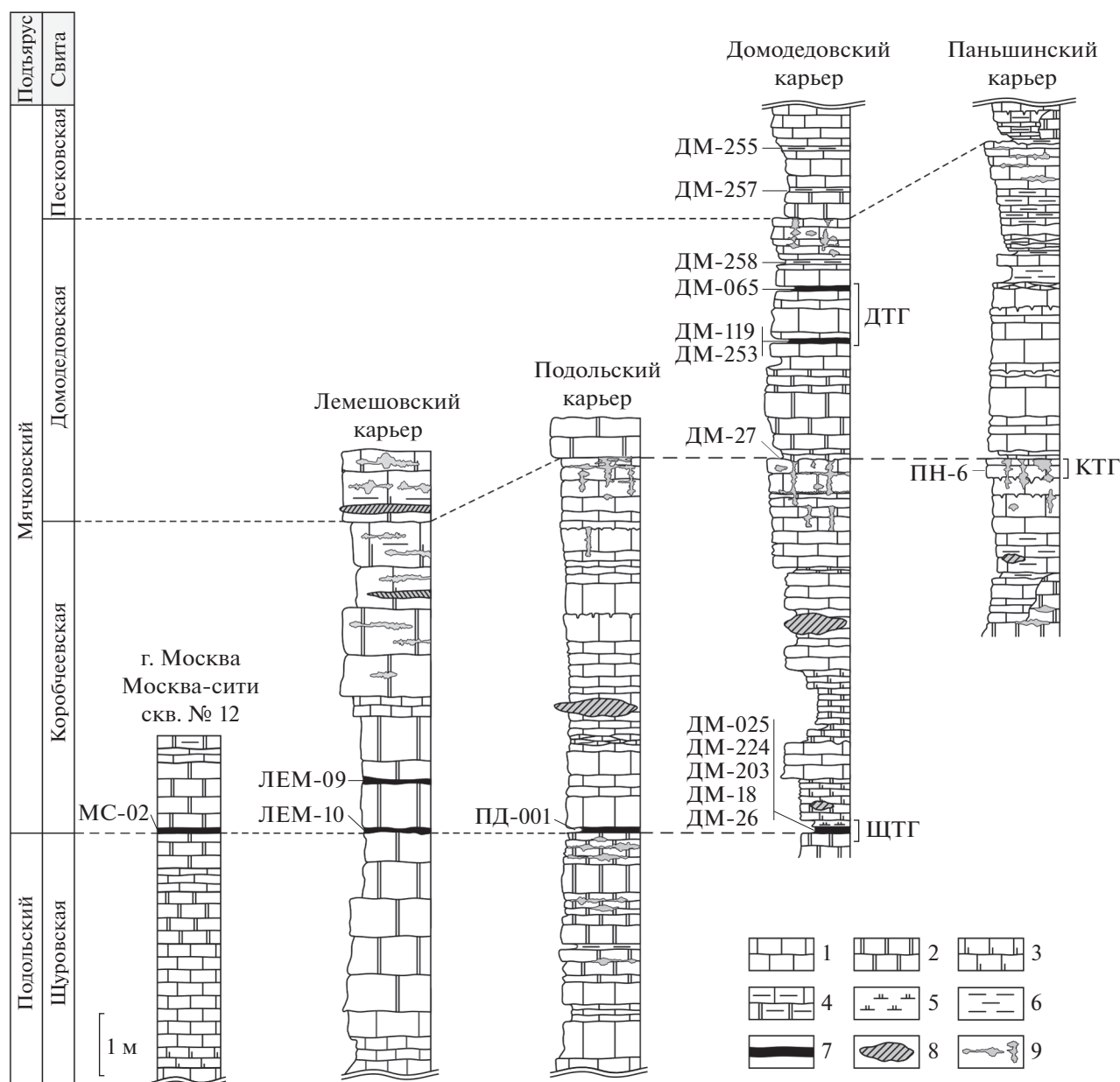


Рис. 4. Положение туфогенных горизонтов в московском ярусе среднего карбона.

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – известняки доломитизированные, 4 – известняки и доломиты глинистые, 5 – мергели, 6 – глины, 7 – туфогенные прослои, 8 – кремни, 9 – каверны и микрокарстовые каналы растворения. Слева от литологических разрезов указаны уровни отбора и номера образцов. Сокращения: ШТГ – шууровский туфогенный горизонт, КТГ – корбчевский туфогенный горизонт, ДТГ – домодедовский туфогенный горизонт. Литологические разрезы Подольского, Домодедовского и Паньшинского карьеров заимствованы (с упрощениями) соответственно из работ (Babanova et al., 2014; Goreva et al., 2009; Кабанов и др., 2006), документация скважины № 12 в “Москва-Сити” и разреза Лемешовского карьера выполнена авторами.

на сканирующем электронном микроскопе Zeiss EVO LS10 (Zeiss, Германия), оснащенный энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max50 (Oxford, Великобритания), в Лаборатории фундаментальных исследований Научно-исследовательского института глазных болезней.

Химический состав пирокластических полевых шпатов изучали на электронно-зондовом

микроанализаторе JXA-8100 (JEOL, Япония) в Минералогическом отделе Всероссийского института минерального сырья (ВИМС). Анализ осуществлялся в полированных препаратах с углеродным напылением при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 с. Для элементов

Si, Na, Fe, K, Al, Mg, Mn, Ca, Ti использовались аналитические линии K α -серии, для Ba и Sr – L α -серии. Кристаллы-анализаторы: для Si, Na, Al, Mg, Sr – TAP, для Mn, Fe, Ba – LIF, для Ti, Ca и K – PETH. Используемые стандарты: на Si, K – KAlSi₃O₈, на Na – NaAlSi₃O₈, на Fe – Fe₃Al₂Si₃O₁₂, на Al – AlPO₄, на Ca – Ca₅P₃O₁₂Cl, на Mg – CaMgSi₂O₆, на Mn – MnSiO₃, на Ti – TiO₂, на Ba – BaSO₄, на Sr – SrSO₄. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL.

Рентгенодифрактометрические измерения пирокластических полевых шпатов выполнены на дифрактометре ДРОН-3М с Cu-анодом и Ni-фильтром. Режим работы: $V = 30$ кВ, $I = 30$ мА. Запись дифракционных спектров проводили в диапазоне 10° – 60° 2θ с шагом 0.02° . В качестве внутреннего стандарта использовали металлический кремний. Расчет параметров кристаллической ячейки проводили по программе KRISTPAR в Лаборатории физических методов исследования руд и минералов Российского государственного геологоразведочного университета (РГГУ).

Параметры элементарной ячейки бипирамидального кварца были определены на рентгеновском монокристалльном дифрактометре с координатным детектором Stoe StadiVari Pilatus (Германия) в Лаборатории структурной химии химического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Рентгеновское изучение глинистых минералов проведено на дифрактометре D8 Advance Bruker (Германия) на CuK α -излучении в Лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов Геологического института РАН. Для всех образцов, представленных фракцией <0.001 мм, выделенной из доломитизированных глин отмучиванием в дистиллированной воде, были получены дифракционные картины от ориентированных препаратов в воздушно-сухом состоянии, предварительно насыщенных катионами Ca²⁺ и Na⁺ в 1М растворах соответствующих хлоридов, а затем насыщенных этиленгликолем или прогретых при температуре 350°C , в области углов от 2° до 50° 2θ , а также для неориентированных образцов в области углов от 59° до 65° 2θ . Все дифрактограммы снимали по точкам с шагом 0.05° 2θ и экспозицией 60 с.

⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование мономинеральной фракции пирокластического калиевого полевого шпата выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Сибирского отделения РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Образцы совместно со стандартными образцами-монитором (биотит МСА-11, ОСО № 129-88) заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Кварцевые ам-

пулы с пробами облучали быстрыми нейтронами в кадмированном канале реактора ИРТ-Т типа в Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в раз- мере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева. Холостой опыт по ⁴⁰Ar и ³⁶Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 3×10^{-10} и 0.003×10^{-10} нсм³ соответственно. Очистку аргона выполняли с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Великобритания). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для учета вклада мешающих изотопов аргона, образовавшихся на изотопах ⁴⁰Ca, ⁴²Ca и ⁴⁰K, были использованы следующие коэффициенты: (³⁹Ar/³⁷Ar)_{Ca} = 0.001279 ± 0.000061 , (³⁶Ar/³⁷Ar)_{Ca} = 0.000613 ± 0.000084 и (⁴⁰Ar/³⁹Ar)_K = 0.0191 ± 0.0018 .

Геохронологические исследования цирконов выполнены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по традиционной методике (Williams, 1998). При выборе точек локального U–Pb датирования использовались полученные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S изображения в режимах вторичных электронов и катодоллюминесценции, а также оптические изображения. Обработку полученных данных осуществляли с помощью программы SQUID (Ludwig, 2000), построение графиков с конкордией проводили с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003).

Элементный состав пород туфогенных прослоев определяли рентгенофлюоресцентным методом с использованием спектрометра S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия) и программного обеспечения Spektra-Plus в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТУФОГЕННЫХ ПРОСЛОЕВ

Во всех пяти изученных разрезах минеральный состав туфогенных прослоев оказался практически одинаковым. К минералам вулканогенного генезиса отнесены идиоморфные монокристаллы циркона, апатита, ильменита, бипирамидального кварца, биотит, остроугольные с раковистым изломом обломки кварца и ксеноморфные неправильной формы обломки калиевого полевого шпата. Такой вывод сделан на основании размера зерен перечисленных компонентов, не превышающего 0.5 мм, что соответствует размерам частиц эруптивных вулканических извержений, переносимых воздушными потоками (Rose, Durant, 2009; Моисеенко, Малик, 2015), отсутствия среди ми-

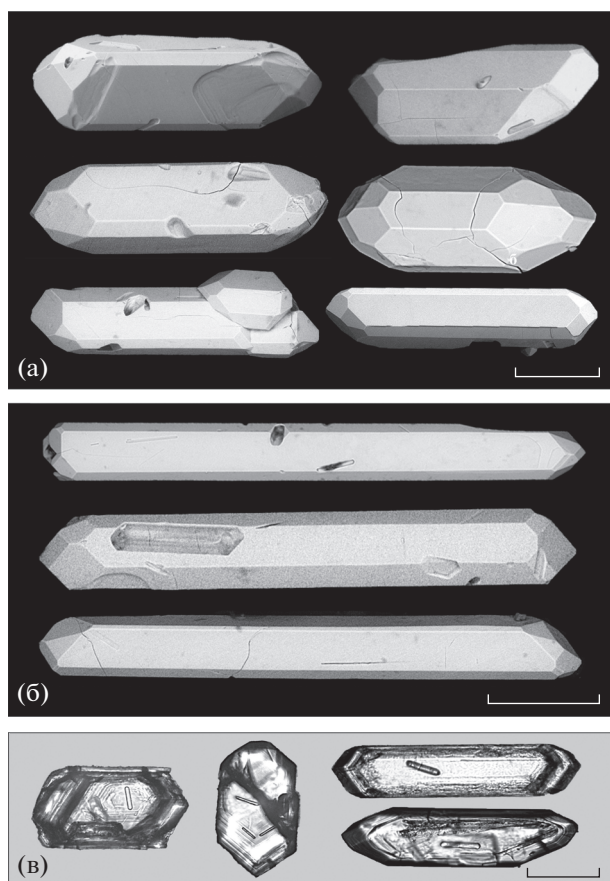


Рис. 5. Пирокластический циркон из шуровского туфогенного горизонта Домодедовского карьера. (а) – короткопризматические кристаллы (обр. ДМ-025), (б) – длиннопризматические кристаллы (обр. ДМ-025), (в) – игольчатые кристаллы апатита в цирконе (обр. ДМ-025). Рис. 5в – полированный препарат, проходящий свет, без анализатора; остальное – СЭМ, изображения в обратнорассеянных электронах. Длина масштабных линеек 0.1 мм.

нералов тяжелой фракции (циркон, апатит и ильменит) граната, рутила, турмалина, ставролита, дистена и др., типичных для терригенного минерального комплекса водного переноса, а также отсутствия следов окатанности на зернах. Содержание вулканогенных компонентов крайне незначительно – от первых десятков до первых тысяч зерен на 1 кг породы.

Единственным отличием прослоев домодедовского туфогенного горизонта в Домодедовском карьере и корбчевеевского туфогенного горизонта в Паньшинском карьере является присутствие в них многочисленных обломков калиевого полевого шпата неправильной формы, отсутствующих в прослоях шуровского туфогенного горизонта на всех объектах.

При захоронении на морском дне пепловый материал, несомненно, взмучивался и перемывался волнами и придонными течениями, однако

приток обломочного материала в эту удаленную от побережья область практически отсутствовал, и породы туфогенных прослоев помимо пирокластических компонентов содержат лишь примесь известкового органического детрита (до 2–5 мас. %) и ряд аутигенных минералов. К ним в первую очередь относится монтмориллонит, который рассматривается нами как продукт диагенетического преобразования вулканических пеплов кислого состава, что характерно для морских палеобассейнов с карбонатным осадконакоплением (Калужская, 1980; Ван, Предтеченская, 2012; Афанасьева и др., 2012; Huff, 2016; Ishii, Furusawa, 2017). Далее будет показано, что прослой глины, не содержащих пирокластических компонентов, сложены палыгорскитом, что характерно для карбонатных отложений изученного стратиграфического интервала. Также к аутигенным минералам отнесен тонкокристаллический калиевый полевой шпат, формирование которого по данным изотопного датирования происходило в пермский период (Яшунский и др., 2020), доломит и пирит.

Пирокластические минералы

Циркон. Кристаллы циркона по облику могут быть разделены на короткопризматические (0.2×0.4 мм), с коэффициентом удлинения от 1 : 3 до 1 : 4 (рис. 5а) и длиннопризматические (0.1×0.7 мм), с коэффициентом удлинения от 1 : 7 до 1 : 10 (рис. 5б). На кристаллах обоих типов присутствуют грани одних и тех же простых форм: призмы первого и второго рода $\{100\}$, $\{110\}$, тетрагональная дипирамида второго рода $\{111\}$ и дитетрагональная дипирамида $\{311\}$. По степени развития главных граней призм габитус кристаллов циркона, на которых хорошо развиты грани дипирамиды $\{111\}$, может быть отнесен к цирконовому типу, когда призма $\{110\}$ заметно преобладает над призмой $\{100\}$, а также к гиацинтово-цирконовому, когда обе призмы развиты приблизительно в равной степени (Костылева, 1972). Кристаллы циркона прозрачные, слабо окрашены и имеют медовый, реже розоватый оттенок. Они часто содержат мелкие игольчатые кристаллы апатита (рис. 5в), а паттерны катодной люминесценции фиксируют тонкую зональность строения.

Скульптура поверхности граней большинства кристаллов близка к идеальной, и лишь грани некоторых индивидов имеют поверхности совместного роста с кристаллами иных минералов. Отдельным кристаллам свойственно грубоблоковое строение, и такие экземпляры можно интерпретировать как субпараллельные сростки.

Апатит. Кристаллы апатита по облику варьируют от субизометричных (0.1×0.15 мм), с коэффициентом удлинения 1 : 1.2 до короткопризматических и призматических (0.2×0.3 мм), с коэффициентом удлинения 1 : 3 (рис. 6а). На всех

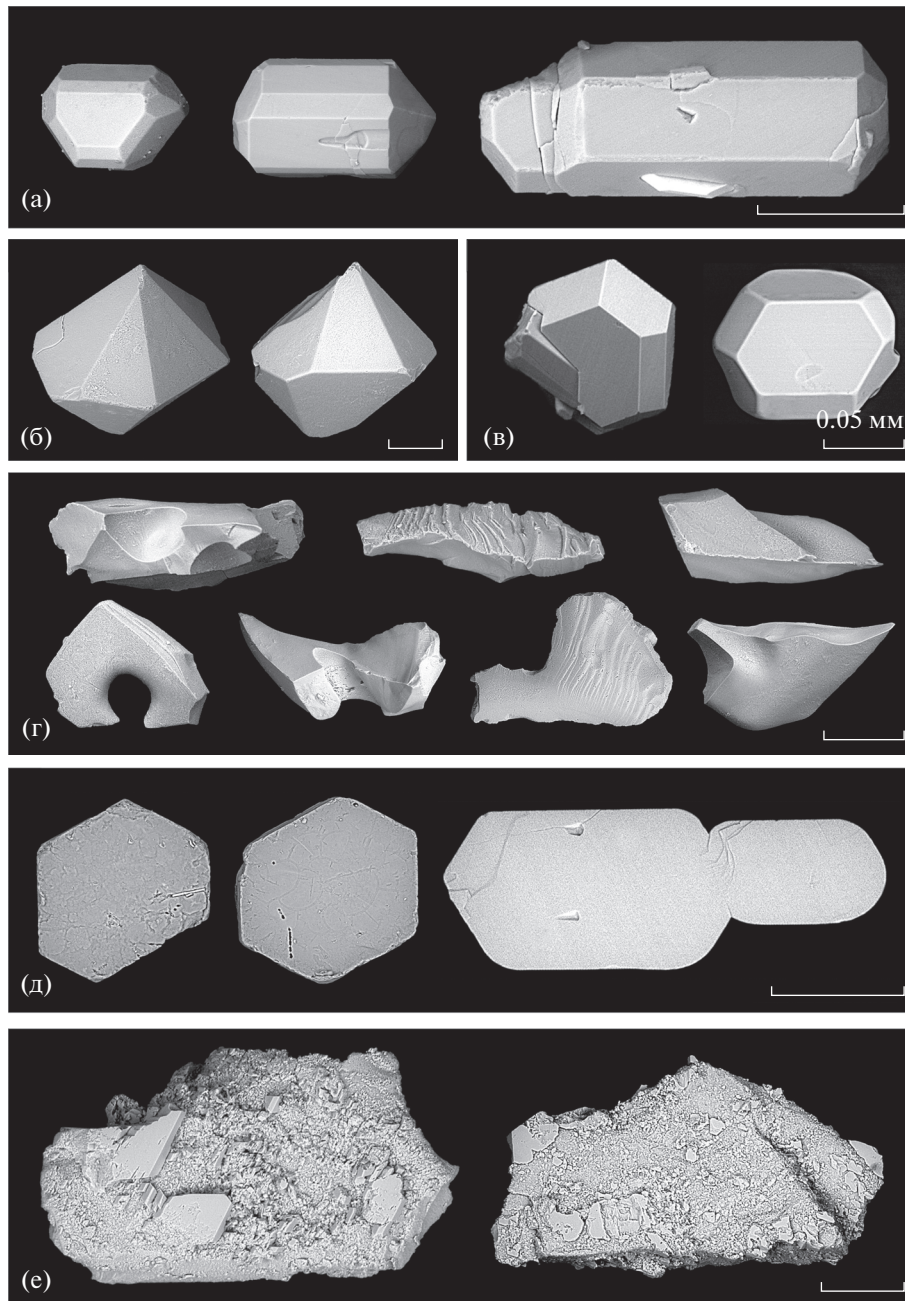


Рис. 6. Пирокластические минералы из шуровского и домодедовского туфогенных горизонтов Домодедовского карьера и скв. 12 в Москва-Сити (а) – апатит (обр. ДМ-025), на правом кристалле внизу вrostок кристалла циркона; (б) – бипирамидальный кварц (обр. ДМ-119); (в) – ильменит (обр. МС-02); (г) – остроугольные обломки кварца (обр. ДМ-119); (д) – биотит (обр. ДМ-119); (е) – пирокластический санидин, частично инкрустированный аутигенным калиевым полевым шпатом (обр. ДМ-119). СЭМ, изображения в обратнорассеянных электронах. Длина масштабных линеек, кроме рис. 6в, равна 0.1 мм.

индивидах присутствуют грани гексагональной призмы $\{10\bar{1}0\}$ и гексагональной дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$; базопинакоид $\{0001\}$ развит в различной степени, но на большинстве кристаллов присутствует. На части индивидов присутствуют грани гексагональной призмы $\{11\bar{2}0\}$, а на одном, самом

богатом гранями, кроме всех вышеперечисленных, наблюдаются небольшие грани гексагональной дипирамиды $\{11\bar{2}1\}$. Рельеф поверхности граней призм близок к совершенному, с редкими отпечатками и кавернами; грани дипирамиды и базопинакоида на некоторых индивидах угнетены и искривлены.

Кварц бипирамидальный. Образует изометричные кристаллы бипирамидального габитуса (0.05–0.3 мм), являющиеся, вероятно, параморфозами низкого кварца по высокому. Морфология высокого кварца, фиксированная в этих параморфозах, определяется присутствием граней гексагональной дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$, при полном отсутствии граней призмы $\{10\bar{1}0\}$ (рис. 6б). Параметры элементарной ячейки низкого кварца: $a = 4.9141(9)$, $c = 5.4070(12)$, $V = 113.08(4)$.

Ильменит. Ильменит представлен идиоморфными субизометричными (0.1 мм) кристаллами (рис. 6в). Габитус определяется присутствием граней трех простых форм, развитых приблизительно в равной степени: базопинакоида $\{0001\}$ и ромбоэдров $\{02\bar{2}1\}$ и $\{10\bar{1}1\}$. Поверхность кристаллов преимущественно гладкая. Лейкоксенизация практически отсутствует.

Кварц “остроугольный”. Обломки (0.2–0.3 мм) прозрачные, бесцветные, неправильной формы с изогнутыми и растянутыми острыми углами, с вогнутыми и выпуклыми краями, на поверхности часто наблюдаются ступени. Некоторые обломки имеют явные следы оплавления или бухтообразные углубления (рис. 6г).

Биотит. Представлен отдельными и иногда сросшимися чешуйками (0.1–0.3 мм) гексагонального облика, темно-зеленого, почти черного цвета (рис. 6д).

Калиевый полевой шпат. Пирокластический калиевый полевой шпат (КПШ) встречен в обоих прослоях домодедовского туфогенного горизонта Домодедовского карьера и коробчеевского туфогенного горизонта Панышинского карьера (рис. 4) в виде уплощенных, часто остроугольных обломков неправильной формы, размером 0.1–0.5 мм. Поверхность многих обломков инкрустирована тонкими пластинчатыми кристаллами аутигенного калиевого полевого шпата (рис. 6е).

Параметры элементарных ячеек и показатели Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических позициях, рассчитанные по данным дифракционных спектров по уравнению Кроля и Риббе (Kroll, Ribbe, 1987), в совокупности с содержаниями K_2O и Na_2O позволяют, согласно классификации (Боруцкий, 2003), идентифицировать пирокластический калиевый полевой шпат как высокий К-санидин с формулой усредненного состава $(K_{0.719}Na_{0.248}Ba_{0.012}Sr_{0.003}Ca_{0.012})[Al_{1.024}Si_{2.972}O_8]$, рассчитанной методом нормирования баланса заряда по кислороду, или $Or_{74}Ab_{25}An_1$ (табл. 1). По содержанию калия и натрия пирокластический санидин заметно отличается от аутигенного санидина, что наглядно показано на рис. 7.

Данные микрозондовых определений химического состава позволили оценить температуру

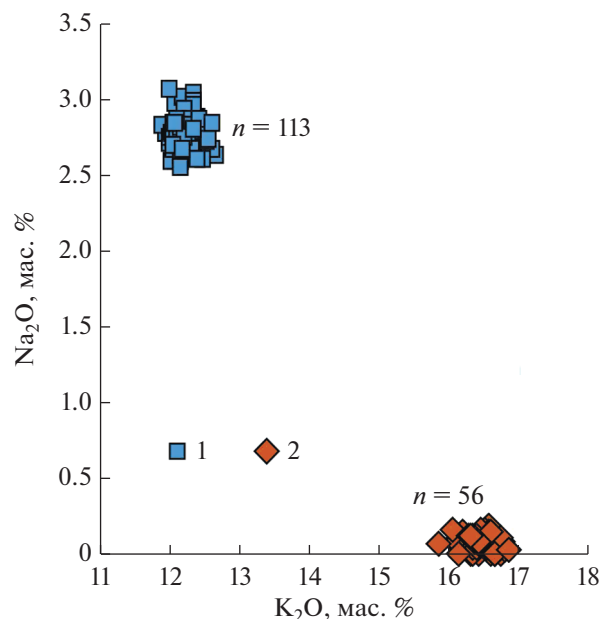


Рис. 7. Содержания Na_2O и K_2O в калиевых полевых шпатах из домодедовского туфогенного горизонта Домодедовского карьера по данным микрозондового анализа. 1 – пирокластический санидин, 2 – аутигенный санидин. n – количество аналитических точек.

формирования пирокластического санидина из двух прослоев домодедовского туфогенного горизонта. Как правило, термометрические расчеты осуществляются по составу пар сосуществующих полевых шпатов – щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Однако при наличии одного только калиевого полевого шпата, при условии однородности популяции, оценка температуры его формирования может быть произведена с применением статистики экстремальных значений. В этом случае для каждого аналитического значения состава выполняется оценка температуры формирования “снизу”, что основано на ограниченной растворимости анортитового компонента в калиевом полевоом шпате, поскольку предельная концентрация анортитового минала в КПШ сильно зависит от температуры. Таким образом, минимальную температуру формирования можно установить, нанося фигуративные точки состава санидина на диаграмму $Ab-An$ с изотермическими сечениями сольвуса – купола распада полевошпатовых твердых растворов.

Для построения линий изотермических сечений сольвуса полевых шпатов использовалась программа SOLVCALC (Wenn, Nekvasil, 1994). Из числа различных допустимых в рамках программы вариантов применялась термодинамическая модель смешения (Elkins, Grove, 1990). Расчет изотермических сечений сольвуса проводился для давления 1 кбар, что вполне удовлетворяет типичным величинам давления при формировании фенокристаллов

Таблица 1. Средний химический состав (мас. %) и результаты расчета порошковых рентгенограмм пирокластического и аутигенного К-санидина

Компонент	Пирокластический санидин			Аутигенный санидин				
	Прослои ДТГ						Прослои ЩТГ	
	ДМ-065-3 <i>n</i> = 57	ДМ-119-1 <i>n</i> = 42	ДМ-119-2 <i>n</i> = 14	ДМ-065* <i>n</i> = 46	ДМ-119* <i>n</i> = 10	ПД-001* <i>n</i> = 37	ДМ-017* <i>n</i> = 70	
K ₂ O	12.25	12.21	12.31	16.50	16.47	16.22	16.35	
Na ₂ O	2.79	2.80	2.76	0.08	0.07	0.05	0.05	
BaO	0.70	0.71	0.63	0.03	0.03	0.09	0.03	
SrO	0.05	0.04	0.26	0.05	0.05	0.02	0.01	
CaO	0.23	0.22	0.26	0.09	0.19	0.01	0.07	
Al ₂ O ₃	18.88	18.96	18.80	18.16	18.08	18.25	18.19	
SiO ₂	64.53	64.55	64.70	64.51	64.53	64.88	64.74	
MgO	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05	0.03	0.03	
TiO ₂	0.04	0.04	0.00	0.04	0.05	0.04	0.03	
MnO	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.03	
Fe ₂ O ₃	0.09	0.09	0.07	0.05	0.06	0.03	0.11	
Сумма	99.60	99.66	99.83	99.59	99.57	99.65	99.64	
<i>a</i> , Å	8.5044(7)	8.490(16)	8.592(8)	8.5902(8)	8.6025(9)	8.5908(10)	8.5881(13)	
<i>b</i> , Å	13.0219(11)	13.010(2)	13.009(5)	13.0088(14)	13.0214(12)	13.0129(17)	13.003(2)	
<i>c</i> , Å	7.1785(6)	7.171(1)	7.177(6)	7.1717(7)	7.1801(6)	7.1695(8)	7.1713(10)	
β, град	116.0413(3)	115.99(1)	116.27(6)	116.033(2)	116.021(4)	116.044(3)	116.038(3)	
T(1) = 2t ₁	0.58	0.57	0.61	0.58	0.59	0.55	0.59	
T(2) = 2t ₂	0.42	0.43	0.39	0.42	0.41	0.45	0.41	
t ₁ – t ₂	0.17	0.14	0.21	0.15	0.19	0.11	0.18	

Примечание. *n* – количество аналитических определений состава; *a*, *b*, *c*, β – параметры элементарной ячейки санидина, Al(T₁) = t₁ и Al(T₂) = t₂ – показатели Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических позициях, t₁ – t₂ – степень T₁–T₂ (“моноклинной”) Al/Si упорядоченности. (*) – все данные для проб приведены согласно работе (Яшунский и др., 2017). ДТГ – домодедовский туфогенный горизонт, ЩТГ – шуrowsкий туфогенный горизонт.

полевых шпатов в периферических очагах вулканов. Впрочем, растворимость анортитового компонента в калиевом полево шпате довольно слабо зависит от давления, так что оценки температуры изменяются всего на 2–3°C на 1 кбар. При расчете содержаний компонентов *Or*, *Ab* и *An* в изученных щелочных полевых шпатах их стронциевый компонент относился к *An*, цельзиановый – к *Or*.

Выбранная методика предполагает выявление температур для самых богатых анортитом участков зерен КПШ. Для корректности результатов достаточно, чтобы все точки составов образовывали на графике компактное множество без кластеризации и очевидных крупных разрывов. Итоговая оценка температуры формирования такой относительно однородной популяции по множеству ее точек, каждая из которых дает оценку снизу, это оценка по самым верхним точкам популяции по той линии сечения сольвуса, которая касается популяции сверху.

Из графика (рис. 8) следует, что 12 фигуративных точек соответствуют температуре не ниже 800°C, четыре – не ниже 850°C. Такие высокие температуры кристаллизации свойственны полевым шпатам трахитовых или риолитовых расплавов.

Аутигенные минералы

Глинистые минералы. Глинистые минералы из шуrowsкого и домодедовского туфогенных горизонтов Подольского и Домодедовского карьеров были изучены во фракции <0.001 мм. Сравнение экспериментальных дифрактограмм, полученных от ориентированных препаратов различных образцов при каждой данной обработке, показало, что они очень близки по положению рефлексов, их интенсивности и профилю, что свидетельствует о близости образцов в отношении состава и структуры глинистых минералов. Анализ изменения позиций базальных отражений и их интенсивностей после насыщения образцов этиленгликолем и прокали-

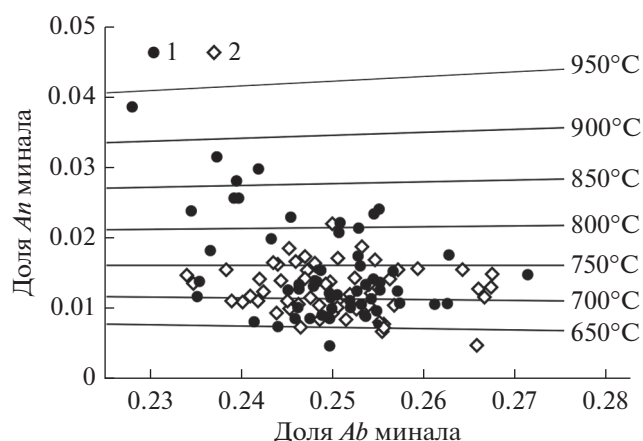


Рис. 8. Оценка температуры формирования пирокластического санидина (из прослоев домодедовского туфогенного горизонта) по расположению точек составов относительно линий изотермических сечений сольвуса в системе $Ab-An$. 1 – проба ДМ-119, 2 – проба ДМ-065.

вания по отношению к их воздушно-сухому состоянию свидетельствует о присутствии в образцах смектитового минерала. Дифрактограммы Са- и На-насыщенных образцов в воздушно-сухом состоянии содержат почти целочисленные серии базальных отражений с сильным рефлексом $d(001) \sim 14.9$ и ~ 12.5 Å соответственно; насыщение этиленгликолем приводит к увеличению высоты смектитовых слоев до ~ 16.8 Å, а нагревание образцов до 350°C сопровождается их сжатием до ~ 9.5 Å. Наконец, значение $d(060) = 1.502$ Å на дифрактограммах неориентированных образцов свидетельствует о диоктаэдрическом характере распределения катионов по октаэдрическим позициям в 2 : 1 слоях структуры минерала. Все эти данные позволяют идентифицировать смектитовый минерал из обоих туфогенных горизонтов как монтмориллонит, обычно являющийся продуктом диагенетического преобразования вулканических пеплов кислого состава в морских палеобассейнах с карбонатным осадконакоплением (Huff, 2016; Ishii, Furusawa, 2017).

Принципиально иной состав глинистых минералов установлен в маломощных (5–10 см) прослоях слабокарбонатных глин, прослеживающихся по всему периметру Домодедовского карьера (рис. 4). Эти прослои, залегающие в известняках основания песковской свиты (обр. ДМ-255, ДМ-257) и кровли домодедовской свиты (обр. ДМ-258), не содержат ни пирокластических компонентов, ни аутигенных калиевых полевых шпатов. На дифракционных картинах, полученных от ориентированных препаратов образцов ДМ-257 и ДМ-258, регистрируются характерные для палыгорскита отражения с d 10.6, 6.44, 5.42, 4.49, 3.678 и 3.209 Å, а также слабые по интенсивности рефлексы слюды

с $d \sim 10.0, 5.0$ и 3.33 Å. Насыщение препаратов обр. ДМ-257 и ДМ-258 этиленгликолем и прокаливание при температуре 550°C практически не меняет положений и интенсивностей этих отражений, что свидетельствует о присутствии в образцах преимущественно палыгорскитового минерала с небольшой примесью слюды. Напротив, аналогичные дифрактограммы обр. ДМ-255 свидетельствуют о том, что слюдистый минерал преобладает по отношению к палыгорскиту.

Таким образом, прослои слабокарбонатных глин, не содержащие пирокластических компонентов, сложены палыгорскитом – единственным или доминирующим глинистым минералом в карбонатных разрезах московского яруса в пределах Московской синеклизы (Ратеев, 1964; Ломова, 1979).

Калиевый полевой шпат. Аутигенный калиевый полевой шпат установлен во всех туфогенных горизонтах всех изученных объектов. В прослоях щуровского туфогенного горизонта Подольского и Домодедовского карьеров его количество составляет 5–10 мас. %, в прослоях домодедовского туфогенного горизонта Домодедовского карьера – около 5 мас. %.

Аутигенный полевой шпат образует тонкозернистые агрегаты, сложенные бесцветными и прозрачными кристаллами размером 0.005–0.01 мм (рис. 9а). Морфология кристаллов однообразна и примитивна: они представлены короткостолбчатыми, слабо вытянутыми по оси С индивидами с преобладанием простых форм (110) и $(1\bar{1}0)$ над несколько подчиненной $(\bar{1}01)$, что позволяет уверенно отнести их к адуляровому габитусному типу (Боруцкий, 2003, с. 172, рис. 43г). Агрегатами таких кристаллов псевдоморфно замещен практически весь известковый органический детрит: от тонких (0.01 мм) недиагностируемых обломков до крупного криноидного детрита (0.5–1.5 см), а также стенки раковин фораминифер (рис. 9в, 9г). Замещение створок раковин брахиопод не наблюдается (Яшунский и др., 2017).

По параметрам элементарных ячеек и показателям Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических позициях аутигенный К-санидин идентичен пирокластическому санидину, но отличается существенным преобладанием калия в катионной части алюмосиликата: $(K_{0.978}Na_{0.007}Ba_{0.001}Sr_{0.001}Ca_{0.007})[Al_{0.993}Si_{3.000}O_8]$ или $Or_{98}Ab_1An_1$ (табл. 1).

Согласно данным изотопного датирования методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа, выполненного для четырех проб из прослоев щуровского и домодедовского туфогенных горизонтов в Подольском и Домодедовском карьерах, время формирования аутигенной санидиновой минерализации приходится на пермский период, что на 20–50 млн лет

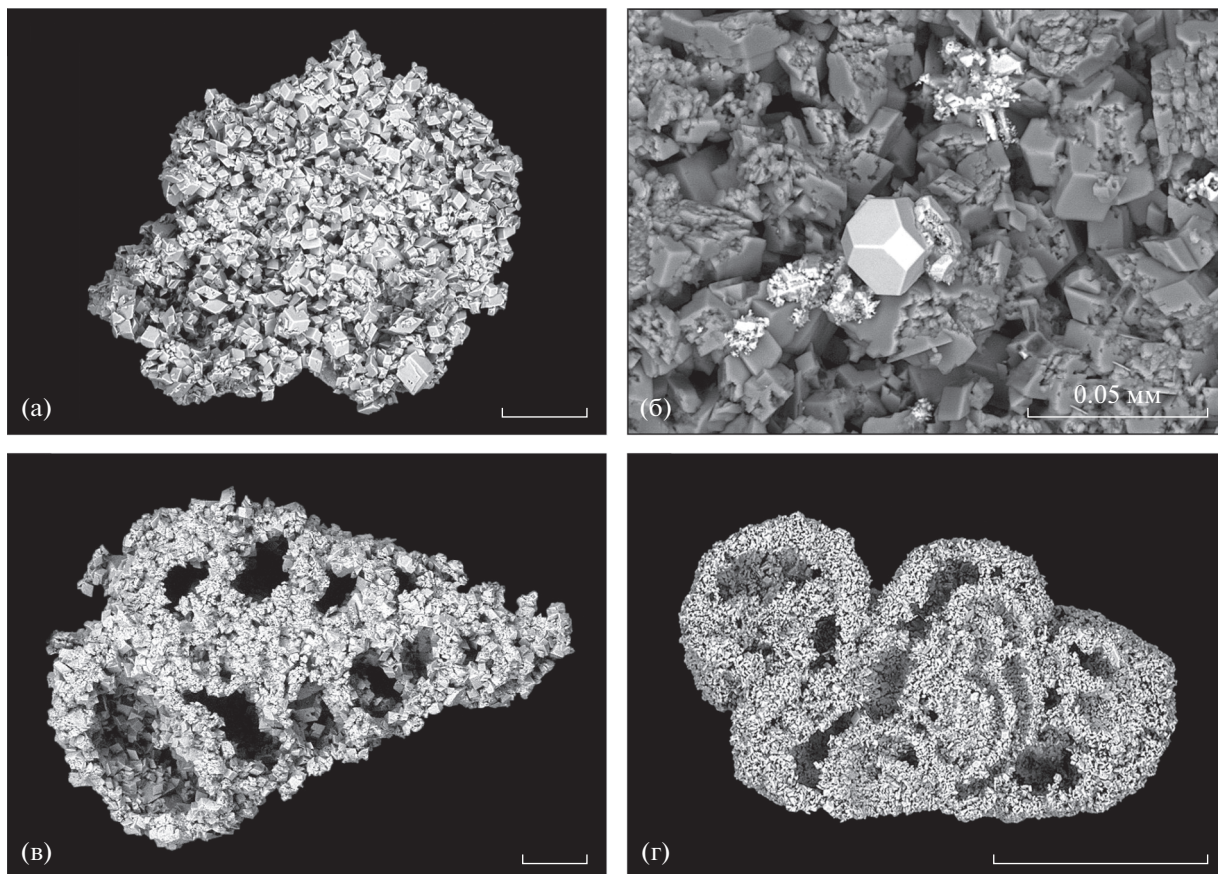


Рис. 9. Аутигенные минералы из шуровского туфогенного горизонта (обр. ДМ-025, РЭМ).

(а) – тонкокристаллический К-санидин; (б) – пирит и тонкокристаллический К-санидин; (в, г) – псевдоморфозы тонкокристаллического К-санидина по раковинам фораминифер *Palaeotextularia* (?) (в) и *Ammoverbella* sp. (г). Длина масштабных линеек, кроме рис. 9б, равна 0.1 мм.

моложе возраста вмещающих каменноугольных отложений. Совокупность минералогических наблюдений, палеофациальных и палеогеографических реконструкций позволяет связать формирование аутигенных калиевых полевых шпатов с процессом гравитационно-рассольного катагенеза, протекавшего на территории южного крыла Московской синеклизы под действием высокоминерализованной рапы более молодых пермских эвапоритовых морских бассейнов (Яшунский и др., 2020).

Доломит. Во всех туфогенных горизонтах доломит представлен идиоморфными ромбоэдрическими кристаллами размером 0.02–0.05 мм, равномерно распределенными в монтмориллонитовой глине. В Домодедовском карьере содержание доломита в прослое шуровского туфогенного горизонта составляет 5–15 мас. %, в двух прослоях домодедовского туфогенного горизонта – 30–40 мас. %.

Пирит. Пирит в виде идиоморфных кубических и кубоктаэдрических кристаллов размером от 0.01–0.05 до 0.1 мм и микрокристаллических

агрегатов (рис. 9б) присутствует в серых и темно-серых доломитизированных глинах шуровского туфогенного горизонта, вскрытых в северо-восточной и юго-западной частях Домодедовского карьера. В центральной части карьера в окисленных разностях глин дисульфид железа псевдоморфно замещен гидроксидами железа.

Тонкие ржаво-бурые полосы ожелезнения, расположенные непосредственно в кровле темно-серых доломитизированных глин и в 1–2 см ниже их подошвы (рис. 3), маркируют следы интенсивного окисления пирита, когда фронтальная часть зоны окисления подошла к породам со значительным содержанием дисульфида железа и здесь остановилась.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОСЛОЕВ ТУФОГЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ

Содержания породообразующих элементов в прослоях туфогенных горизонтов приведены в табл. 2. Несмотря на несомненную аутигенную природу кальцита, слагающего органогенный дет-

Таблица 2. Содержания породообразующих элементов (мас. %) в породах туфогенных горизонтов

Горизонт	Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
ДТГ	ДМ-119	27.30	0.11	5.32	1.70	<0.01	7.12	22.49	0.03	1.07	0.02	34.19	99.35
	ДМ-253	44.65	0.30	9.45	2.57	<0.01	6.40	9.16	0.03	2.70	0.08	24.6	99.94
ЩТГ	МС-02	49.08	0.33	10.83	3.35	<0.01	6.75	4.68	0.06	2.60	0.05	22.24	99.96
	ДМ-203	42.84	0.30	9.32	2.02	<0.01	6.32	11.21	0.07	2.49	0.04	25.32	99.93
	ДМ-26	23.01	0.19	4.16	1.23	<0.01	5.29	30.84	0.02	1.89	0.01	33.26	99.89
	ДМ-18	44.83	0.28	9.78	2.20	<0.01	6.01	9.62	0.03	2.39	0.05	24.51	99.68
	ПД-001	37.31	0.24	7.91	2.21	0.04	7.30	13.49	0.04	3.12	0.11	28.02	99.79

Примечание. ДТГ – домодедовский туфогенный горизонт, ЩТГ – шуровский туфогенный горизонт.

рит, доломита и санидина, содержащихся в туфогенных прослоях, воссоздание изначального состава проб с удалением доли указанных минералов не может быть проведено с достаточной точностью, и реконструкция химического состава пеплов практически невозможна. Основной причиной нецелесообразности такой литохимической реконструкции является допущение, что при формировании фаз новообразованных минералов их главные химические элементы могли быть частично заимствованы из пирокластических компонентов.

Тем не менее если из аналитических данных исключить содержания CaO, MgO, преимущественно входящих в состав кальцита органогенного детрита и аутигенного доломита, и потери при прокаливании (П.п.п.), то тогда в оставшейся части вещества обоих туфогенных горизонтов содержание SiO₂ будет составлять 73–77 мас. %, Al₂O₃ – 14–16 мас. %, что соответствует кислым вулканическим породам плагиориолитового и риолитового состава (соответственно 73–78 и 10–15 мас. %; Петрографический..., 2009, прил. 1, табл. 17).

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ГОРИЗОНТОВ

Циркон. Изотопный возраст пирокластического циркона из пробы ДМ-224, отобранной из доломитизированных глин шуровского туфогенного горизонта в Домодедовском карьере, составил 308.9 ± 2.3 млн лет (рис. 10, табл. 3). Ранее тем же методом во ВСЕГЕИ U–Pb конкордантный возраст этого же уровня в Подольском карьере по 19 зернам циркона был определен в 310 ± 2 млн лет (Алексеев и др., 2012), что с учетом ошибки следует признать хорошей сходимостью.

В настоящее время возраст интервал московского века определяется между 315.2 и 307.0 млн лет, а возраст границы между подольским и мячковским региональными подъярусами оценен в 309.0 млн лет (Aretz et al., 2020). Таким образом, полученная нами датировка подтверждает возраст этого рубежа.

Наиболее близким по возрасту вулканическим пепловым горизонтом следует считать бентонит в разрезе Дальний Тюлькас (западный склон Южного Урала) с U–Pb датировкой циркона $308.50 \pm$

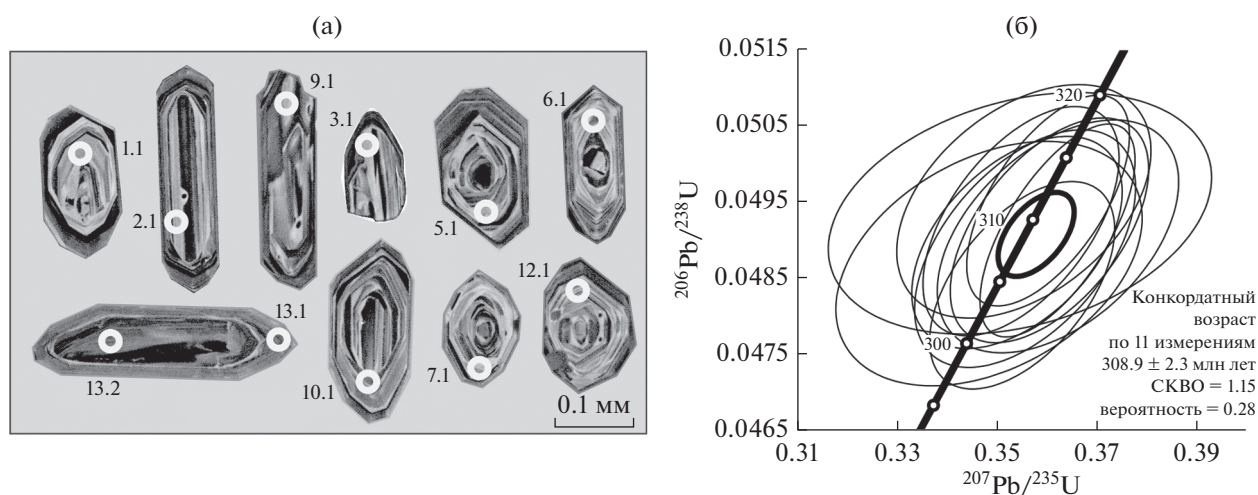


Рис. 10. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона пробы ДМ-224 (а) и диаграмма с конкордиями (б). Номера точек соответствуют номерам в табл. 3.

Таблица 3. Результаты локального SIMS U–Pb анализа цирконов пробы DM-224

Точка	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, мкг/г			²³² Th / ²³⁸ U	Возраст, млн лет	D, %	Изотопные отношения, ± % 1σ (1)			Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	
1.1	0.19	155	87	6.51	0.58	307 ± 4	-8	0.0519 ± 3.3	0.348 ± 3.6	0.04869 ± 1.3	0.374
2.1	0.16	626	642	26.1	1.06	305 ± 3	11	0.05319 ± 1.8	0.355 ± 2.1	0.0484 ± 1.1	0.539
3.1	0.13	289	258	12.2	0.92	309 ± 4	14	0.0536 ± 2.4	0.3621 ± 2.7	0.04904 ± 1.3	0.467
5.1	0.25	304	169	13.0	0.58	312 ± 4	-8	0.0521 ± 2.6	0.355 ± 2.9	0.0495 ± 1.3	0.431
6.1	0.32	184	68	7.82	0.38	311 ± 4	-7	0.0521 ± 4.2	0.355 ± 4.4	0.04935 ± 1.3	0.297
7.1	0.00	324	175	13.7	0.56	310 ± 4	-4	0.05225 ± 1.9	0.3547 ± 2.3	0.04924 ± 1.3	0.552
9.1	0.06	659	307	28.0	0.48	312 ± 4	2	0.05275 ± 1.5	0.3602 ± 1.9	0.04951 ± 1.1	0.617
10.1	0.08	379	179	16.0	0.49	309 ± 4	9	0.0532 ± 1.9	0.3604 ± 2.3	0.04912 ± 1.2	0.544
12.1	0.00	244	119	10.3	0.51	308 ± 4	3	0.0527 ± 2.2	0.3555 ± 2.5	0.04888 ± 1.3	0.512
13.1	0.00	693	259	29.3	0.39	309 ± 4	13	0.05346 ± 1.3	0.3621 ± 1.8	0.04912 ± 1.2	0.663
13.2	0.23	718	234	30.3	0.34	308 ± 4	-1	0.0524 ± 2.1	0.3539 ± 2.4	0.04896 ± 1.2	0.477

Примечание. Pb_c и Pb* указывают на нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандарта составляет 0.37% (не включена в приведенные погрешности, но необходима при сравнении результатов разных аналитических сессий). (1) – нерадиоогенный Pb скорректирован по измеренному ²⁰⁴Pb. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U. D – дискордантность: D = 100 × {[возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)]/[возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U)] – 1}.

± 0.07 млн лет, полученной высокоточным методом ID-TIMS (Schmitz, Davydov, 2012). Он расположен в интервале, который приблизительно сопоставлен с нижней частью мячковского подъяруса (Алексеев, Горва, 2012).

Полученные значения также достаточно близки к изотопной датировке пирокластических цирконов из маломощных (1–2 см) каолиновых тонштейнов (307.12 ± 0.94, 307.07 ± 0.90, 307.7 ± 1.3 млн лет) зоны Fusulina alvaradoi на месторождении Центральное в Астурийском угольном бассейне, расположенном в провинции Астурия на севере Испании (Merino-Tome et al., 2017). Этот интервал коррелируется по фораминиферам с серединой мячковского подъяруса. Также довольно сходная датировка получена для цирконов (310.55 ± 0.10 млн лет) из тонштейна, залегающего в пласте угля m₃ в Донецком угольном бассейне (Украина), шахта им. А.Ф. Засядько (Davydov et al., 2010). Этот уголь расположен между известняками M₃ и M₄. Корреляция этого интервала с типовым разрезом южного крыла Московской синеклизы вызывает значительные затруднения: по конодонтам он относится к средней части каширского подъяруса, а по фузулинидам – к нижней части подольского подъяруса (Fohrer et al., 2007) или к верхней части каширского подъяруса (Khodjanyazova et al., 2014). Но в любом случае биостратиграфическая корреляция указывает на значительно более низкое его положение по сравнению с изученными

щуровским и домодедовским туфогенными горизонтами.

Калиевый полевой шпат. В ⁴⁰Ar/³⁹Ar спектре пирокластического санидина из верхнего прослоя домодедовского туфогенного горизонта в Домодедовском карьере (обр. ДМ-065) присутствует плоское промежуточное плато из пяти последовательных ступеней, которым отвечает 59% выделенного ³⁹Ar (рис. 11). Конфигурация спектра позволяет утверждать, что K–Ar изотопная система образца не нарушалась и что полученная датировка соответствует времени кристаллизации полевого шпата.

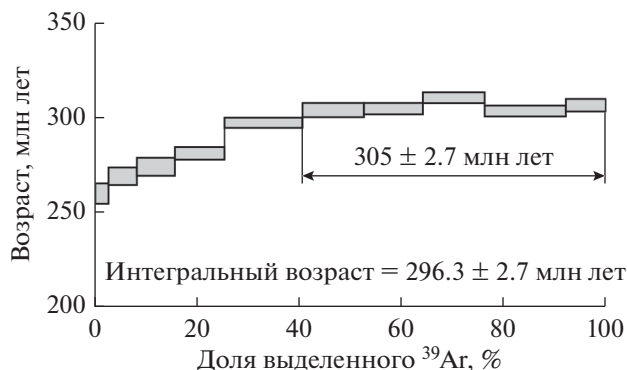


Рис. 11. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастной спектр пирокластического санидина из верхнего прослоя домодедовского туфогенного горизонта Домодедовского карьера.

По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования возраст санидина составляет 305.5 ± 2.7 млн лет. Это значение удовлетворительно согласуется с данными, полученными по изотопным отношениям U–Pb при анализе цирконов пробы ДМ-224, если учесть, что этот прослой залегает в 8.3 м выше по разрезу от щуровского туфогенного горизонта.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ

К сожалению, область, где можно на поверхности наблюдать выходы подольского и мячковского подъярусов на юге Московской синеклизы, имеет сравнительно небольшие размеры: около 200 км с запада на восток от г. Старица на Верхней Волге в Тверской области до г. Домодедово в Московской области и примерно столько же с севера на юг от Москвы до района Окско-Цнинского вала в Рязанской области (карьеры Акишино и Малеево). В остальных областях Центральной России породы этого возраста либо эродированы, либо перекрыты более молодыми толщами, а в керне скважин такие маломощные прослои часто не представлены или не распознаются. В настоящее время геологическое бурение в Подмоскovie очень сильно сокращено, и найти хороший керн этого возраста — дело счастливого случая.

В разрезах Акатьево, Голутвина (карьер Приокский), Пирочи, расположенных на юге Московской области в долине р. Ока, рассматриваемый стратиграфический интервал присутствует, но туфогенные прослои в них не зафиксированы, возможно, пропущены и еще могут быть открыты при более тщательном поиске.

Область между Москва-Сити, Подольском, Домодедово и Паньшино, где зафиксированы туфогенные прослои, имеет площадь примерно 1280 км². Она очень далеко отстоит от окраин Восточно-Европейской платформы, за которыми могли находиться вулканические очаги. Однако эта площадь может быть существенно расширена в юго-восточном направлении до района г. Жирновска в области Доно-Медведицких дислокаций и г. Фролово на Донской Луке (Волгоградская область), где известны карьеры и обнажения, вскрывающие породы подольского и мячковского подъярусов. Известно, что поля распространения молодых (четвертичных) вулканических пеплов имеют удлиненную эллиптическую форму, вытягиваясь в направлении ветра, имевшего место во время эруптивного события (Lowe, 2011). Если в Волгоградской области туфогенные прослои на границе подольского и мячковского подъярусов отсутствуют, то, следовательно, в Подмоскovie морской бассейн тефра, скорее всего, поступила с другой стороны. Однако у г. Фролово в карьере Ка-

линино присутствие вулканических цирконов уже выявлено на ряде уровней в отложениях верхней части московского яруса, но их соответствие подмоскovie еще требует доказательств. В то же время эти данные скорее свидетельствуют в пользу северокавказского источника пеплов южного крыла Московской синеклизы.

Вместе с тем еще южнее, в Донбассе, тонштейны в углях и туфогенные прослои в известняках с высокой плотностью насыщают именно отложения московского яруса, особенно в свите К и нижней части свиты L, которые отвечают верейскому подъярису и нижней части каширского подъяруса (Черновьянц, 1992). Широким распространением в Донбассе пользуются также тонштейны в углях m_3 и m_4 и туфогенный прослой в известняке M_4 . Но все эти интервалы заведомо древнее щуровского и домодедовского туфогенных горизонтов. Следующий уровень образует туфогенный прослой в известняке N_1 , и именно он весьма близок по возрасту к границе подольского и мячковского подъярусов (Махлина и др., 2001б; Davydov et al., 2010; Khodjanyazova et al., 2014), поэтому может рассматриваться как эквивалент эруптивного события “щуровского уровня”, но его изотопный возраст неизвестен. Еще более высокое положение в разрезе карбона Донбасса имеет тонштейн угля n_1 , который залегает под известняком N_2 , т.е. вблизи верхней границы мячковского подъяруса, в связи с чем закономерно имеет значительно более молодой ID-TIMS U–Pb возраст по циркону, равный 307.26 ± 0.11 млн лет (Davydov et al., 2010).

Внутриплитный магматизм в пределах Восточно-Европейской платформы известен только для девона, главным образом позднего, когда сформировались вулканическая депрессия Ловозерских тундр на Кольском полуострове, кимберлитовые трубки взрыва и ассоциирующиеся с ними трубчатые и жильные тела иного состава, а также маломощные тела на севере Московской синеклизы и на Татарском своде, обширные излияния базальтов на юго-востоке Воронежской области в связи раскрытием Днепровско-Донецкого рифтового прогиба (Nikishin et al., 1996). Известны также различного возраста расплавленные и туфоподобные породы, связанные с формированием астроблем (крупных метеоритных кратеров), например Пучеж-Катунской (юра) в Нижегородской области или Болтышской на Украине (палеоген) (Масайтис и др., 1980), но они не могут считаться настоящими вулканическими образованиями. Некоторые специалисты связывают с особым типом вулканизма железистые, бокситовые и кремнистые породы так называемого “хоперского горизонта” (поздний мел–палеоген) (Цеховский, 2017), но магматическая природа этих образований представляется весьма сомнительной. Таким образом,

кроме девонских, все остальные проявления, содержащие вулканический материал, должны связываться с источниками, расположенными за пределами Восточно-Европейского кратона.

Во второй половине каменноугольного периода (пенсильваний) центральная часть ВЕП была весьма удалена от вулканических поясов и дуг варисцийского возраста, откуда мог быть принесен вулканический пепел, такие расстояния представляются, на первый взгляд, труднопреодолимыми. От южной части Московской синеклизы до Предкавказья и Северного Кавказа, где широко распространены кислые вулканы именно московского века (Путеводитель..., 1975; Лаврищев и др., 2011), расстояние составляет не менее 1000–1400 км.

Еще один потенциальный район – Уральский ороген, в башкирском и московском веках претерпевший переход к жесткой коллизии (Пучков, 2000). Смена островодужного известково-щелочного вулканизма кислым коллизионным здесь не была ни быстрой, ни повсеместной, так что кульминация кислого коллизионного вулканизма пришлась на раннепермскую эпоху. В Магнитогорской и Восточно-Уральской зонах вулканические толщи средне-позднекаменноугольного возраста неизвестны (Серавкин и др., 1992). Тем не менее локальная коровая магомгенерация и кислый и средний вулканизм в московский век в пределах восточной части Зауралья уже имели место, так как известен Валерьяновский вулканический пояс (Тюменско-Кустанайский прогиб), располагавшийся у окраины Казахстанского континента и в основном скрытый под чехлом Западно-Сибирской плиты (Дегтярев, Руженцев, 2004). Выше вулканической визейско-серпуховской валерьяновской серии залегает средне-верхнекаменноугольная качарская серия, сложенная в основном красочетными терригенными континентальными толщами и вулканитами преимущественно андезитового состава (Казиминова, 1977). В Курганской области скважинами вскрыта залегающая выше валерьяновской серии толща преимущественно андезитов и их туфов, для которых получена $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка 302.7 ± 8.0 млн лет (Сараев и др., 2016), что отвечает концу среднего карбона–позднему карбону. Таким образом, ближайшие на востоке вулканические области должны располагаться от Москвы еще дальше, чем Кавказские, в 1500–2000 км. Вместе с тем широкое развитие гранитовых массивов средне-позднекаменноугольного возраста в Восточно-Уральской зоне указывает на то, что вулканогенные толщи этого возраста здесь могли быть уничтожены более поздней эрозией. Действительно, в среднекаменноугольных–нижнепермских отложениях на западном склоне Урала, в области, располагавшейся намного ближе к вулканическим центрам, но еще на северо-восточном краю плат-

формы, прослой туфов очень часты (Давыдов и др., 2002), что указывает на заметное влияние Уральского орогена и расположенного восточнее Валерьяновского пояса по крайней мере на таких сравнительно небольших дистанциях.

Нельзя исключить и перенос вулканического материала кислого состава воздушными потоками из Восточной и Центральной Европы, хотя расстояния и в этом случае составят около 2000 км. За пределами Восточно-Европейской платформы, к западу от линии Торнквиста, в пределах варисцийского орогена, состоящего из множества амальгамированных террейнов, расположены обильные центры каменноугольно-пермского вулканизма различного характера. Источники магм в этих центрах варьируют от мантийных до мантийно-коровых и коровых, с тенденцией устойчивого возрастания роли последних от каменноугольного периода к раннепермской эпохе (Hoffmann et al., 2013). В качестве одного из возможных районов, послуживших источником пеплового материала в течение московского века, по крайней мере ближайшего к Москве по расстоянию, можно рассматривать области вулканизма в пределах Интра-Судетских межгорных бассейнов на территориях современной Юго-Западной Польши и Северо-Восточной Чехии. Приходится учитывать, что кислые вулканы (риолиты, игнимбриты) в указанных районах начали заметно преобладать над базальтами, андезито-базальтами и андезитами главным образом в позднекаменноугольную и раннепермскую эпохи (Awdankiewicz, 1998; Ulrych et al., 2006). Тем не менее в районе Валбжих в Польских Судетах фреатические взрывные извержения лав и пеплов риолитового состава имели место уже в начальной стадии вестфальско-стефанского цикла вулканизма, по времени совпадающего с московским веком (Awdankiewicz, 1998).

На еще большем удалении от Москвы располагается вулканический район, представляющийся, невзирая на расстояние, наиболее перспективным в качестве возможного источника пеплов кислого состава. Речь идет об одном из крупнейших вулкано-плутонических комплексов Европы, сформировавшемся на стыке Тюринго-Саксонской зоны с Богемским массивом, расположенном в Рудных Горах на территории современных Чехии и Германии (Ulrych et al., 2006; Hoffmann et al., 2013). Называемый также Теплице-Альтенбергской кальдерой, этот комплекс высокофтористых гранитоидов и перекрывающих их кислых вулканических включает в себя, среди прочего, толщу игнимбритов мощностью 450 м, некоторые из них датированы возрастными 308.8 и 309.0 млн лет (Hoffmann et al., 2013). Такие датировки хорошо укладываются в возрастные ограничения московского века, а гигантские объемы изверженного пирокластического материала кис-

лого состава не позволяют исключить возможность его обширного разноса в пределах Пангеи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пяти объектах, расположенных в южной части Московской синеклизы, в стратотипической местности подольского и мячковского подъярусов московского яруса среднего карбона, изучено три туфогенных горизонта, представляющих собой маломощные прослои монтмориллонитовых глин. Прослои шуровского туфогенного горизонта залегают в кровле шуровской свиты подольского подъяруса, корбчиевского туфогенного горизонта — в кровле корбчиевской свиты мячковского подъяруса, домодедовского туфогенного горизонта — в средней части домодедовской свиты мячковского подъяруса.

В туфогенных горизонтах обнаружены минералы вулканогенного генезиса. К ним отнесены идиоморфные монокристаллы циркона, апатита, ильменита, бипирамидального кварца, биотит, остроугольные с раковистым изломом обломки кварца и ксеноморфные неправильной формы обломки калиевого полевого шпата.

Монтмориллонит, слагающий прослои шуровского и домодедовского туфогенных горизонтов, рассматривается нами как продукт диагенетического преобразования вулканических пеплов кислого состава, что характерно для морских палеобассейнов с карбонатным осадконакоплением. Аутигенными минералами являются доломит и пирит, обычные для карбонатных отложений среднего карбона, а также тонкокристаллический санидин, формирование которого по данным изотопного датирования приходится на пермский период.

Изотопный возраст пирокластического циркона из доломитизированных глин шуровского туфогенного горизонта в Домодедовском карьере составил 308.9 ± 2.3 млн лет. Полученное значение с учетом ошибки идентично датировке по цирконам из того же туфогенного горизонта в Подольском карьере (310 ± 2 млн лет), а также возрасту вулканических пепловых горизонтов в разрезе Дальний Тюлькас (нижняя часть мячковского подъяруса, 308.50 ± 0.07 млн лет), возрасту пирокластических цирконов из каолиновых тонштейнов месторождения Центральное в Астурийском угольном бассейне, Испания (средняя часть мячковского подъяруса, 307.12 ± 0.94 , 307.07 ± 0.90 , 307.7 ± 1.3 млн лет) и из тонштейна, залегающего в пласте угля m_3 в Донецком угольном бассейне, Украина (310.55 ± 0.10 млн лет).

По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования возраст пирокластического санидина из домодедовского туфогенного горизонта в Домодедовском карьере составляет 305.5 ± 2.7 млн лет, что удовлетвори-

тельно согласуется с данными, полученными по U—Pb изотопным отношениям при анализе цирконов шуровского туфогенного горизонта, если учесть, что домодедовский горизонт залегает в 8.3 м выше по разрезу от шуровского.

Все имеющиеся данные, таким образом, свидетельствуют в пользу того, что небольшие по мощности глинистые прослои в морской карбонатной толще мячковского подъяруса московского яруса (средний пенсильваний) южной части Московской синеклизы действительно представляют собой измененный вулканический пепел, принесенный ветровыми потоками, скорее всего, из районов нынешнего Северного Кавказа или Восточной и Центральной Европы, а также, что менее вероятно, из Уральского региона.

Полученные впервые результаты выдвигают на первый план задачу тщательного поиска аналогичных туфовых прослоев во всем разрезе каменноугольных морских отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы. Это позволит (1) оценить частоту катастрофических мощных вулканических извержений, имевших место на периферии ВЕП в критический период позднего палеозоя; (2) путем датирования таких туфовых горизонтов современными высокоточными методами U—Pb геохронологии по циркону уточнить международную временную шкалу каменноугольного периода на материале типового района большинства его веков, поскольку сейчас такая шкала сконструирована путем удаленной и далеко не всегда достаточно надежной корреляции; (3) использовать их в качестве инструмента надежной внутрибассейновой корреляции наряду с палеопочвами и другими маркерами.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотруднику ПИН РАН А.Э. Давыдову за предоставленный образец доломитизированных глин шуровского туфогенного горизонта из Подольского карьера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Горева Н.В.* Конодонты пограничного интервала московского и касимовского ярусов (карбон) на Южном Урале // Современная микропалеонтология. Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания, 12–16 сентября 2012 г., Геленджик. М.: ГИН РАН, Кубанский ун-т, 2012. С. 189–193.
- Алексеев А.С., Ларионов А.Н., Горева Н.В., Толмачева Т.Ю.* U—Pb SIMS датировка глин московского яруса (ВЕП) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. V Российская конференция по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012 Москва. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 27–28.
- Афанасьева Н.И., Зорина С.О., Гравцев В.А.* Пирокластический материал смектитсодержащих глин // Материалы Российского совещания с международным

- участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 95–97.
- Боруцкий Б.Е.* Калиевый санидин // Минералы. Справочник. Т. 5. Вып. 1. Каркасные силикаты. Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты. Ред. Мозгова Н.Н., Соколова М.Н. М.: Наука, 2003. С. 196–226.
- Ван А.В., Предтеченская Е.А.* Диагностика вулканокластических продуктов в осадочных толщах // Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 83–85.
- Давыдов В.И., Черных В.В., Чувашов Б.И., Нордтруп К.Дж., Снайдер В.С.* Вулканические туфовые прослои в верхнем палеозое Южного Урала и перспективы в создании точно-калиброванной временной шкалы карбона // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Сб. научных статей. Ред. Чувашов Б.И., Амон Э.О. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии им. А.П. Заварицкого РАН, 2002. С. 112–123.
- Дегтярев К.Е., Руженцев С.В.* Коллизионная структура Южного Урала // Современные проблемы геологии. Ред. Гаврилов Ю.О., Хуторской М.Д. М.: Наука, 2004. С. 316–332 (Труды ГИН РАН. Вып. 565).
- Иванова Е.А., Хворова И.В.* Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 279 с. (Труды Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 53).
- Кабанов П.Б.* Событийная стратиграфия пограничного интервала среднего и верхнего карбона Подмоскovie. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2000. 24 с.
- Кабанов П.Б., Алексеев А.С., Баранова Д.В., Горюнова Р.В., Лазарев С.С., Малков В.Г.* Изменения ориктоценозов в одной эвстатической циклотеме: домоделевская свита песковских разрезов (карбон, московский ярус) // Палеонтол. журн. 2006. № 4. С. 3–19.
- Казмирова Л.Х.* Качарская серия (свита) // Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. С. 188.
- Калужская С.А.* Бентонитовые глины кайнозоя Воронежской антеклизы // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 64–73.
- Костылева Е.Е.* Циркон // Минералы. Справочник. Т. 3. Вып. 1. Силикаты с одиночными и двоянными кремнекислородными тетраэдрами. Ред. Бонштедт-Куплетская Э.М., Смолянинова Н.Н. М.: Наука, 1972. С. 98–127.
- Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М., Семенов В.М., Ермаков В.А., Греков И.И., Шельтинг С.К., Шишов В.С., Неводниченко С.П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Со-чи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.
- Ломова О.С.* Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 180 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 336).
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М.* Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Друзцкой С.Н.* Средний карбон Московской синеклизы. Т. 1. Стратиграфия. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2001a. 244 с.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Горюнова Р.В., Исакова Т.Н., Косовая О.Л., Лазарев С.С., Лебедев О.А., Школин А.А.* Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 2. Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир, 2001b. 328 с.
- Моисеенко К.Б., Малик Н.А.* Оценка суммарной массы выбросов вулканического пепла с использованием моделей атмосферного переноса // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 35–55.
- Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е издание, испр. и доп. Ред. Богатиков О.А., Петров О.В., Морозов А.Ф. Отв. ред. Шарпенко Л.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Путеводитель экскурсии по Донбассу и Северному Кавказу. Ред. Погребнов Н.И. VIII Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона. М., 1975. М.: Наука, 1975. 104 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
- Ратеев М.А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 289 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 112).
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Медведев А.Я., Травин А.В.* Каменноугольные отложения в фундаменте юго-запада Западно-Сибирской геосинеклизы (Курганская область) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1455–1476.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыжус М.В., Сначев В.И.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Хворова И.В.* История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 219 с. (Труды Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 43).
- Цеховский Ю.Г.* Участие вулканизма и гидротерм в платформенном осадконакоплении пограничной мелпалеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза на территории Центральной Евразии. Статья 1. Палеогеография, продукты вулканизма и гидротермальной деятельности // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 4. С. 34–48.
- Черновьянц М.Г.* Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций. М.: Недра, 1992. 145 с.
- Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Гришин С.В., Шкурский Б.Б., Альбов Д.В., Быстров И.Г.* Замещение карбонатного органогенного детрита калиевым полевым шпатом // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 58–64.
- Яшунский Ю.В., Новикова С.А., Голубев В.К., Новиков И.А., Киселев А.А., Гришин С.В.* Аутигенный санидин как минеральный индикатор гравитационно-рассольного катагенеза в отложениях карбона южного крыла Московской синеклизы // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 3. С. 227–242.
- Aretz M., Herbig H.G., Wang X.D.* The Carboniferous Period // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. V. 2. P. 811–874.
- Awdankiewicz M.* Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland // Geologia Sudetica. 1998. V. 32. P. 12–47.
- Baranova D.V., Kabanov P.B., Alekseev A.S.* Fusulinids (Foraminifera), Lithofacies and Biofacies of the Upper

- Moscovian (Carboniferous) of the Southern Moscow Basin and Oka-Tsna Swell // *Paleontol. J.* 2014. V. 48. № 7. P. 701–849.
- Bond D.P.G., Wignall P.B.* Large igneous provinces and mass extinctions: an update // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2014. V. 505. P. 1–27.
- Bryan S.E., Peate I.U., Peate D.W., Self S., Jerram D.A., Mawby M.R., Marsh J.S., Miller J.A.* The largest volcanic eruptions on Earth // *Earth-Sci. Rev.* 2010. V. 102. P. 207–229.
- Burgess S.D., Bowring S.A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Sci. Advances.* 2015. V. 1. № 7. P. 1–14.
- Burgess S.D., Muirhead J.D., Bowring S.A.* Initial phase of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian mass extinction // *Nature Communications.* 2017. V. 8. P. 164.
- Courtillot V.* *Evolutionary Catastrophes: The Science of Mass Extinctions.* N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1999. 173 p.
- Davydov V.I.* Shift in the paradigm for GSSP boundary definition // *Gondwana Res.* 2020. V. 86. P. 266–286.
- Davydov V.I., Crowley J.L., Schmitz M.D., Poletaev V.I.* High-precision U–Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. № 1. P. 1–22.
- Davydov V.I., Arefiev M.P., Golubev V.K., Karasev E.V., Naumcheva M.A., Schmitz M.D., Silantiev V.V., Zharinova V.V.* Radioisotopic and biostratigraphic constraints on the classical Middle-Upper Permian succession and tetrapod fauna of the Moscow syncline, Russia // *Geology.* 2020. V. 48. P. 742–747.
- Elkins L.T., Grove T.L.* Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // *Am. Mineral.* 1990. V. 75. P. 544–559.
- Fohrer B., Nemyrovska T.I., Samankassou E., Ueno K.* The Pennsylvanian (Moscovian) Izvarino section, Donets Basin, Ukraine: a multidisciplinary study on microfossils, biostratigraphy (conodonts, foraminifers, and ostracodes), and paleoecology // *Paleontol. Soc. Mem.* 69. Suppl. to *J. Paleontol.* 2007. V. 81. № 5. 85 p.
- Goreva N.V., Isakova T.N., Alekseev A.S., Kabanov P.B., Koss-ovaya O.L.* Domodedovo section. Neostatotype of Moscovian stage and Myachkovian substage // *Type and reference carboniferous sections in the south part of the Moscow basin. Field trip guidebook of International Field Meeting of the I.U.G.S. Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy “The historical type sections. Proposed and potential GSSP of the carboniferous in Russia”.* M., 2009. P. 65–90.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* *Geologic Time Scale 2020.* Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. V. 1–2. 1357 p.
- Hoffmann U., Breiter K., Sergeev S., Stanek K., Tichomirowa M.* Carboniferous–Permian volcanic evolution in Central Europe – U/Pb ages of volcanic rocks in Saxony (Germany) and northern Bohemia (Czech Republic) // *Int. J. Earth. Sci.* 2013. V. 102. P. 73–99.
- Huff W.D.* K-bentonites: A review // *Am. Mineral.* 2016. V. 101. P. 43–70.
- Ishii E., Furusawa A.* Detection and correlation of tephra-derived smectite-rich shear zones by analyzing glass melt inclusions in mineral grains // *Engineering Geology.* 2017. V. 228. P. 158–166.
- Kabanov P.* The Upper Moscovian and basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: facies, sub-aerial exposures and depositional model // *Facies.* 2003. V. 49. P. 243–270.
- Keller G., Bhowmick P.K., Upadhyay H., Dave A., Reddy A.N., Jaiprakash B.C., Adatte T.* Deccan volcanism linked to the Cretaceous–Tertiary boundary mass extinction: new evidence from ONGC wells in the Krishna-Godavari Basin // *J. Geol. Soc. India.* 2011. V. 78. P. 399–428.
- Khodjanyazova R.R., Davydov V.I., Montañez I.P., Schmitz M.D.* Climate and eustasy-driven cyclicity in Pennsylvanian fusulinid assemblages, Donets Basin (Ukraine) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2014. V. 396. P. 41–61.
- Kroll H., Ribbe P.H.* Determining (Al, Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions: a review // *Am. Mineral.* 1987. V. 72. № 5/6. P. 491–506.
- Lowe D.J.* Tephrochronology and its application: a review // *Quaternary Geochronology.* 2011. V. 6. P. 107–153.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. № 2. P. 1–17.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. № 4. P. 1–70.
- Merino-Tome O., Gutierrez-Alonso G., Villa E., Fernandez-Suarez J., Llaneza J.M., Hofmann M.* LA-ICP-MS U–Pb dating of Carboniferous ash layers in the Cantabrian Zone (N Spain): stratigraphic implications // *J. Geol. Soc. London.* 2017. V. 174. № 5. P. 836–849.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Fume A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V.* Late Precambrian to Triassic history of the East-European craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics.* 1996. V. 268. № 1–4. P. 23–63.
- Rose W.I., Durant A.J.* Fine ash content of explosive eruptions // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 2009. V. 186. № 1–2. P. 32–39.
- Schmitz M.D., Davydov V.I.* Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian–Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2012. V. 124. № 3/4. P. 549–577.
- Sprain C.J., Renne P.R., Vanderkluyzen L., Pande K., Self S., Mittal T.* The eruptive tempo of Deccan volcanism in relation to the Cretaceous–Paleogene boundary // *Science.* 2019. V. 363. № 6429. P. 866–870.
- Thorarinsson S.* Tephra studies and tephrochronology: a historical review with special reference to Iceland // *Tephra Studies.* Eds. S. Self, R.S.J. Sparks. NATO Advanced Study Institutes Series C – Mathematical and Physical Sciences. V. 75. Dordrecht: D. Reidel, 1981. P. 1–12.
- Ulrych J., Pešek J., Štěpánková-Svobodová J., Bosák P., Lloyd F.E., von Seckendorff V., Lang M., Novák J.K.* Permo-Carboniferous volcanism in late Variscan continental basins of the Bohemian Massif (Czech Republic): geochemical characteristic // *Chemie der Erde.* 2006. V. 66. № 1. P. 37–56.
- Wenn S., Nekvasil H.* SOLVCALC: an interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry // *Comp. Geosci.* 1994. V. 20. P. 1025–1040.
- Williams J.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензенты В.Б. Ершова, М.Г. Леонов

Traces of Catastrophic Volcanic Eruptions in the Moscovian Stage (Middle Pennsylvanian, Carboniferous) in the Central East European Platform

Yu. V. Yashunsky^{a, #}, A. S. Alekseev^{b, c}, B. A. Sakharov^a, B. B. Shkursky^b, S. A. Novikova^d, I. A. Novikov^e,
A. V. Fedorov^f, and S. V. Grishin^a

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^c *Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^d *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

^e *Prokhorov General Physics Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^f *Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: yryashunsky@gmail.com*

Traces of extremely powerful explosive volcanic eruptions were recorded in the southern Moscow Syncline; the eruptions occurred in the Moscovian Age about 309 million years ago in orogenic domains of Variscian age adjacent to the East European Platform. Interlayers of altered volcanic ash, 5–15 cm thick, can be seen over tens of kilometers in the Podolskian and Myachkovian sediments of the Moscovian Stage; they are composed of calcareous clays of montmorillonite composition and contain grains of zircon, apatite, ilmenite, biotite, potassium feldspar, and quartz. Two types of potassium feldspar of sanidine group – authigenic and volcanic – were identified. U–Pb SIMS dating of pyroclastic zircons from the tuffaceous layer at the boundary between the Podolskian and Myachkovian showed an age of 308.9 ± 2.3 million years, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of volcanic sanidine at a higher level showed 305.5 ± 2.7 million years, which agrees well with the existing estimates of the age of stage boundaries in the Pennsylvanian. Analysis of the Late Paleozoic volcanism in the nearby domains showed that the most likely area where catastrophic explosions have taken place, resulting in volcanic ash transport to the southern Moscow Basin, is the zone of the Northern Caucasus.

Keywords: Moscow Syncline, Middle Carboniferous, tuffaceous beds, zircon, U–Pb SIMS dating, sanidine