

УДК 550.93

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ТАЛАХТАХСКОЙ ДИАТРЕМЫ (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ), ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ДАТИРОВАНИЯ[#]

© 2022 г. С. М. Жмодик^{1,*}, П. О. Иванов², А. В. Травин¹, Д. С. Юдин¹, Д. К. Белянин¹,
Е. В. Айриянц¹, О. Н. Киселева¹, Т. Н. Мороз¹, Е. В. Лазарева¹

Представлено академиком РАН Н.П. Похиленко 29.09.2021 г.

Поступило 30.09.2021 г.

После доработки 30.10.2021 г.

Принято к публикации 02.11.2021 г.

В результате комплексного исследования и лазерного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования санидинов из пород Талахтахской диатремы (ТД) (Арктическая Сибирь) установлено, что время формирования санидиновых трахитов (лампроитов) соответствует изохронному значению возраста 1497 ± 40 млн лет, или среднее взвешенному (как более точному) 1476 ± 17 млн лет. Полученный возраст пород ТД в полной мере сопоставляется с временем образования основных пород Куонамской крупной изверженной провинции (КИП). Таким образом, Талахтахскую диатрему следует рассматривать как составную часть Куонамской КИП, вместе с широко распространенными на Анабарском щите и в пределах рифейского осадочного чехла, силлами, дайками и покровами базальтов.

Ключевые слова: Талахтахская диатрема, Анабарский щит, трахиты, лампроиты, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, Арктическая Сибирь

DOI: 10.31857/S268673972202013X

К востоку от Анабарского щита распространены ультракалиевые щелочно-основные комплексы, которые представлены трубками взрыва, реже дайками, жилами и штоками [1]. Одним из ярких представителей этого комплекса является Талахтахская диатрема (ТД), расположенная среди доломитов билляхской серии ранне-рифейского возраста [2, 3], которая вскрывается в левом борту р. Б. Куонамки, в 200 м ниже устья р. Талахта и в 80 км выше слияния с р. М. Куонамка (северо-запад Республики Саха (Якутия)) (рис. 1). Диатрема, начиная с 1960 г., после ее обнаружения в процессе государственной геологической съемки С.Ф. Духаниным, привлекала внимание исследователей, прежде всего по причине нахождения по р. Талахта россыпи алмазов с неизвестным коренным источником [1]. При диагностике пород, слагающих ТД, возникало большое количество

различных мнений. Породы описывались как эруптивные брекчии щелочных базальтоидов, ультракалиевые трахиты, лампроиты, импактные брекчии и импактиты и в настоящее время выделены в Талахтахский гипабиссальный комплекс щелочных базальтоидов [1, 4–7].

При определении возраста пород ТД также возникли значительные трудности. Так, применение U–Pb метода по цирконам оказалось невозможным из-за его захвата из вмещающих пород [1]; K–Ar определения долеритов, которые считаются захваченными вмещающими породами, и песчаников из ТД имеют широкий разброс 1210 ± 20 , 1280 ± 70 и 1440 ± 80 млн лет [8, 9] и 924–1416 млн лет [10]. Принятый раннеюрский возраст талахтахского комплекса, в связи с находкой древесины в трубке Халцедонова [1], к ТД имеет слабое отношение. Данные о возрасте ТД важны не только для определения периода формирования ультракалиевых пород, но и для уточнения времени возникновения осадочных пород билляхской серии. Перечисленные проблемы явились причиной настоящего исследования, которое выполнено с применением современных, ранее не использованных (в частности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, СЭМ) методов анализа, а также привлечением новых данных, появившихся в последние годы: о возрасте даек, силлов и покровов основного состава на территории Анабарского щита [11]; о типах и

[#] Дополнительная информация для этой статьи доступна <https://doi.org/10.31857/S268673972202013X> для авторизованных пользователей.

¹ Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

² ООО “Арктик Капитал”, Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия

*E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

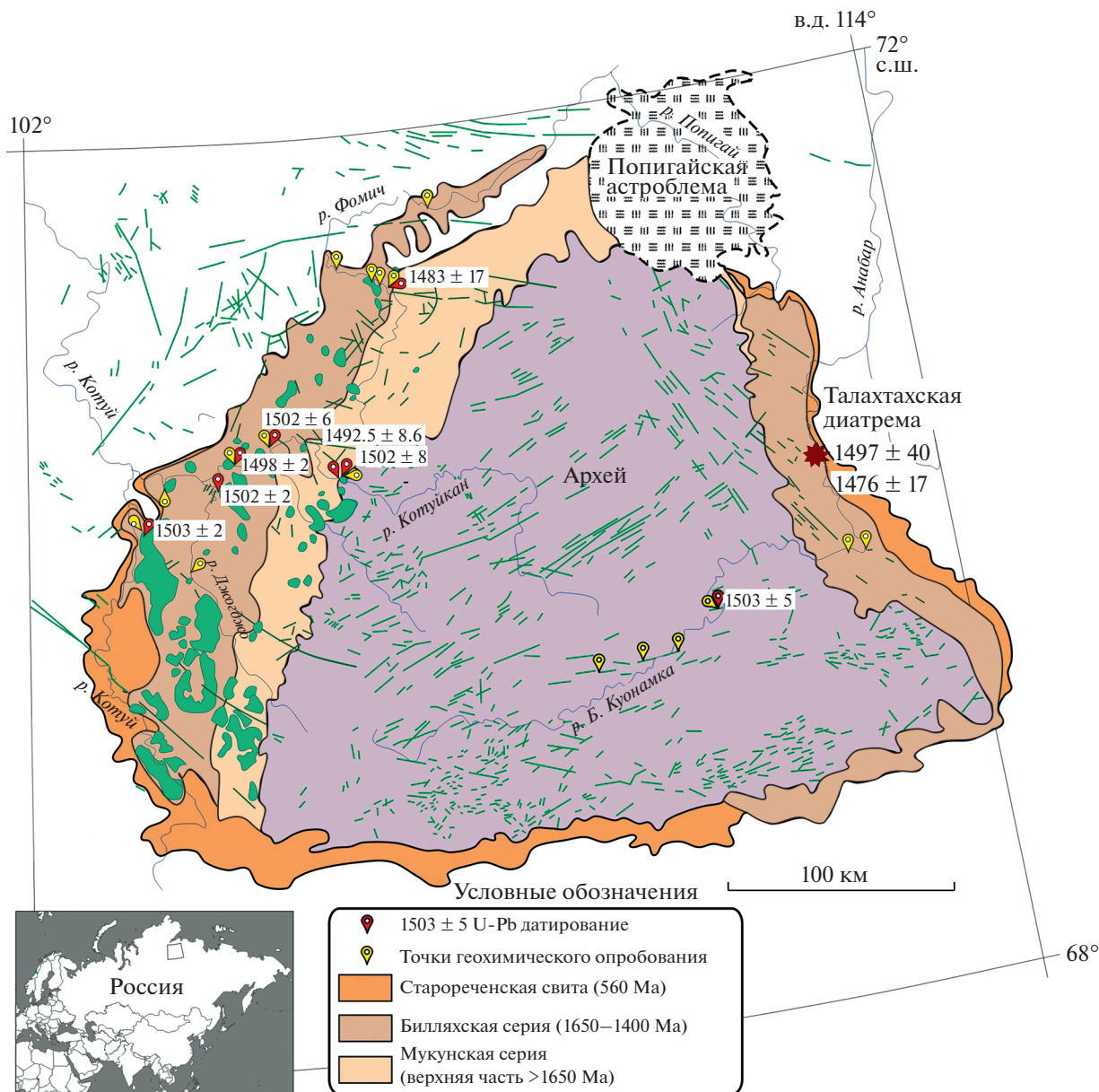


Рис. 1. Географическое положение Анабарского щита (на врезке) и схема его геологического строения со значениями возраста даек и силлов в пределах Куонамской ЛПР (построена по данным [2, 3, 11] дополнениями), с точкой коренного выхода пород Талахтахской диатремы. Дайки северо-восточного простирания, расположенные вдоль р. Бол. Куонамка и силлы (показаны зеленым цветом) принадлежат к Куонамской ЛПР [11].

составах лампроитов из различных геодинамических обстановок Мира [12]; о выделении в составе крупных изверженных провинций (КИП) мезозойского и палеозойского возраста трубчатых структур, являющихся крупными проводниками флюидов [13]; о ранне-рифейском времени формирования билляхской серии [2, 3]. Главной целью данной работы является определение возраста щелочных пород Талахтахской диатремы. Очевидно, что, достигая поставленную цель, придется сталкиваться с рядом других вопросов, в частности: о возрасте и взаимоотношениях, вмещающих

ТД отложений; о классификации и номенклатуре лампроитов; об источниках вещества и других.

Нами было проведено комплексное геологическое, петрологическое, геохимическое и геохронологическое изучение пород Талахтахской диатремы. Химический состав пород определен РФА методом; микроэлементный – ИСП-МС; минеральный – СЭМ, рентген-дифрактометрическим, ИК- [14] и КР-спектроскопическим [15]; возраст-лазерным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом (см. Приложение_Методы исследования). Для определения

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста в соответствии с методикой [16] были выбраны прозрачные полированные с двух сторон пластинки пород с порфиоровыми выделениями санидина и амфиболов. Размер одиночного кратера – 100 мкм. Очистка выделенного аргона производилась с использованием Prep Sytem, измерение изотопного состава – на масс-спектрометре Argus фирмы Micromass (Англия) [16]. Контроль минералогической однородности исследованных участков проводился по отношениям изотопов аргона, индуцированных на К и Са во время облучения (Прил-Рис. 1; -Табл. 1). Все использованные при расчете возраста точки характеризуются минимальными Са/К значениями, что позволяет исключить примесь аргона из Са-содержащих минералов.

Вариант $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования с лазерным пробоотбором был выбран исходя из гетерогенности исследуемых пород, связанной: а) с вероятностью захвата поднимающимся расплавом минералов (в том числе полевых шпатов, плагиоклазов, карбонатов) из пород рамы, б) с проявлением процессов наложенных изменений, в) с вероятной изотопной неоднородностью в пределах отдельных зерен из-за сложной постмагматической тектоно-термальной истории пород. Полученные результаты подтвердили правильность сделанного выбора. Согласующиеся, наиболее древние значения возраста, получены по центральным частям достаточно больших, светлых зерен санидина (Прил-Рис. 2). При датировании измененных (затемненных) зерен санидина получены значительно меньшие значения возраста. При датировании мелкозернистой матрицы, состоящей в основном из мелких зерен санидина, также получены значительно меньшие значения возраста.

Породы содержат обломочный материал, представленный карбонатами, кварцевыми песчаниками-гравелитами, основными щелочными эффузивами, реже долеритами и кристаллическими породами фундамента. Цементирующий материал, часто миндалекаменный, хлоритизирован, с порфиоровыми выделениями санидина, пироксена, амфибола, серпентинизированного оливина. Наличие санидина в образцах, кроме косвенных признаков: водяно-прозрачный, кристаллизация из расплава в виде удлиненных ($K_{удл}$ до 35) лейст, микролитов и скелетных (футлярных) форм (Прил-Рис. 3А, Б; Рис. 4), было подтверждено методами порошковой рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной (ИК) спектроскопии и спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР) (Прил-Рис. 5; -Рис. 6; Рис. 7). Характеристическими полосами санидина в ИК-спектрах, отличающих его от ортоклаза, микроклина являются полосы в диапазоне волновых чисел $543\text{--}544\text{ см}^{-1}$ и 646 см^{-1} (Прил-Рис. 5) [15]. В КР спектрах для санидина в спектральной обла-

сти волновых чисел $450\text{--}520\text{ см}^{-1}$ наблюдается полоса около 512 см^{-1} [14]. Для разупорядоченного санидина отличительной чертой является наличие дублета в этой области, тогда как для ортоклаза и микроклина в КР спектрах наблюдается триплет. В шлифах санидиновых трахитов (лампроитов) методом коноскопии установлено, что зерна полевого шпата определенно являются одноосными отрицательными, что доказывает их принадлежность к санидинам, в отличие от ортоклаза, который всегда “резко двусный” [17]. Кроме того, состав санидина был определен методом СЭМ (SEM BSE) (Прил-Табл. 2; –Рис. 8), причем по морфологии и количеству железа выделяются 4 типа санидинов: 1) – от 1 до 3 мас. % FeO_{tot} ; 2) – от 0.1 до 1 мас. % FeO_{tot} ; 3) – ксеноморфный (без FeO_{tot}); 4) – мелкозернистый, микролитовый, часто в агрегатах (от 3.9 до 4.5 мас. % FeO_{tot}). Устанавливается обратная значимая ($R_{0.05} = -0.63$; $n = 15$; $P_{0.05} = 0.48$) корреляционная зависимость между FeO_{tot} и Al_2O_3 для санидинов 1–3 типов, что может объясняться связью железа со структурой санидина. В то же время 4-я группа санидинов обособлена в отдельную, что может свидетельствовать о наличии примеси минералов железа (например, гидроксидов Fe).

Кварц в породах встречается в виде оплавленных ксенокристаллов (ксенозерен), вплоть до возникновения каплевидных образований, окруженных мелкозернистым кварцевым агрегатом, который часто образует кварцевые прожилки. Кроме того, при взаимодействии трахитового (лампроитового) расплава с ксенолитами доломитов, образуется кварцевая оторочка, которая целиком покрывает доломитовые реликты (Прил-Рис. 4; –Рис. 8). Биотит встречается редко в виде мелких (до 1–2 мм) вытянутых зерен, с широкими вариациями состава: от 0.2–0.5 до 1–1.2 мас. % TiO_2 ; от 6.7 до 17.3 мас. % MgO ; от 5 до 10.8 мас. % K_2O . Хлорит (пеннин) широко распространен и замещает пироксены и амфиболы (Прил-Табл. 2). Кроме того, в виде мелких (до 5 мкм, редко крупнее) зерен встречаются рутил, соединения бария и кремния.

По петрохимическим и геохимическим данным, полученным нами и другими авторами [4–6] выделяется, как минимум, три типа пород: темно-зеленого цвета туфы, соответствующие составу базанитов и базальтов; зеленые, пятнистые породы, соответствующие составу тефритов, реже фонотефритов и трахиандезитобазальтов; красного цвета, сургучного цвета породы с санидином, соответствующие трахиандезитам, трахидацитам и трахитам (рис. 2; Прил-Рис. 3; –Рис. 4, –Рис. 9). По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (от 24 до 569) породы ТД представляют ультракалиевую (шошонитовую) серию.

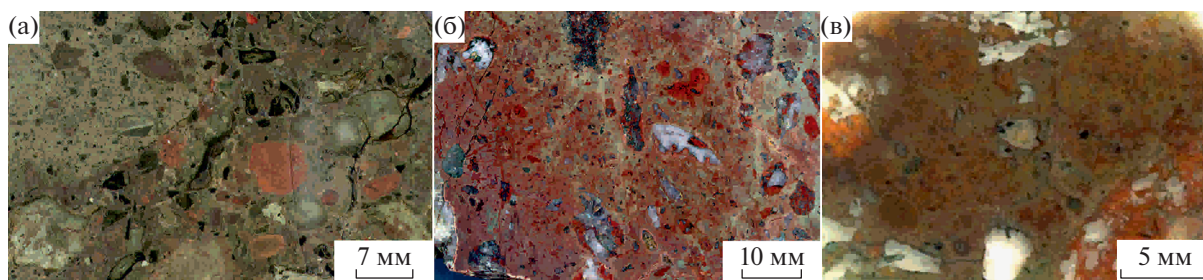


Рис. 2. Общий вид пород Талахтахой диатремы. а – туф трахибазальтов (тефрит) (ТД-1); б – (ТД-32–2), в – (ТД-10–2) – санидиновые трахиты (лампроиты).

На диаграммах зависимости содержаний SiO_2 и MgO с породообразующими компонентами, несмотря на существование кажущейся значимой корреляции между большинством компонентов, отчетливо выделяются три группы точек, соответствующие различным типам пород с различными соотношениями химических компонентов (рис. 3). Внутри каждой группы устанавливаются линии тренда и корреляционные зависимости между компонентами, отличающиеся от общих линий тренда для всей выборки. Фактически линии тренда для всей выборки отражают зависимость между тремя группами пород. Нанесение на диаграммы точек составов главных минералов – санидина и биотита, свидетельствуют скорее о смешении двух расплавов, соответствующих составу трахитов и щелочных базальтов, а также о влиянии (ассимиляции) вмещающих пород, главным образом карбонатных, расплавом, нежели о кристаллизационной дифференциации.

Фактически об этом же свидетельствуют мультиэлементные (спайдер) диаграммы, для которых характерны контрастные положительные аномалии Ba, K, Pb, Zr и отрицательные Th, U, Ta, Nb, Sr (рис. 4а). Породы трахитового состава имеют небольшую отрицательную Ti-аномалию, а тефритового и базальтового составов – слабую положительную Ti-аномалию. Спектры распределения РЗЭ (рис. 4б) для пород трахитового (Т) и базальтового – тефритового (БТЕ) составов несмотря на схожий характер графиков имеют различия, которые наглядно проявляются в отношениях легких, тяжелых и средних РЗЭ и Eu-аномалии. Максимальное фракционирование характерно для легких РЗЭ La/Nd (среднее значение для Т – 2.04; для БТЕ – 1.52) и, соответственно, для легких/тяжелых РЗЭ – La/Yb (для Т – 7.62; для БТЕ – 5.15). Близкие значения Sm/No для Т – 1.98 и для БТЕ – 1.99. В то же время для тяжелых РЗЭ фракционирования практически не наблюдается как для Т, так и для БТЕ, с Er/Lu, равным 1.05. Слабые Eu-аномалии $[\text{Eu}_n/(\text{Sm}_n + \text{Gd}_n)]/2$ имеют отрицательные значения для Т – от 0.69 до 0.92, а для БТЕ – от 0.81 до 0.88.

Породы Талахтахой диатремы на диаграмме V-Ti/1000 попадают в поле океанических и континентальных платобазальтов, а наиболее щелочные контактируют с полем базальтов океанических островов и щелочных базальтов. Геохимические характеристики пород соответствуют, судя по классификационным диаграммам, внутриплитным образованиям. Точки составов пород располагаются между средними составами E-MORB и OIB на Nb/Yb-Th/Yb-диаграмме.

Характерными особенностями пород Талахтахой диатремы являются высокие содержания калия и очень низкие – натрия и кальция в отличие от даек и силлов основного состава распространенных на Анабарском щите и, вероятно, в его обрамлении [11]. Сопоставление петрохимического состава пород Талахтахой диатремы и лампроитов различных континентов, свидетельствует, в целом, о близости, прежде всего, санидиновых трахитов, к “ороженным” лампроитам [12, 19]. Дискриминационные диаграммы породообразующих компонентов, распределение редких элементов, РЗЭ и характер мультиэлементных графиков также демонстрируют близость санидиновых трахитов Талахтахой диатремы с лампроитами, но с выраженной пересыщенностью глиноземом, что не противоречит ранее сделанным выводам [5]. Отнесение данного типа пород ТД к трахитам затруднительно, что обсуждалось и ранее [4], из-за очень низких содержаний натрия (от 0.08 до 0.16 мас. % Na_2O ; max = 0.22 мас. % Na_2O) и, соответственно, очень высоких $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, от 34.5 до 128.7 ($x_{\text{cp}} = 75.3$) для санидиновых трахитов; от 24.3 до 84.4 ($x_{\text{cp}} = 41.4$) для базальтов и близких по составу пород; от 40.9 до 85.6 ($x_{\text{cp}} = 67.4$) для тефритов. Известно, что для трахитов $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ меняется от 0.74 до 8.13, при содержаниях Na_2O 1.4 до 7.4 мас. % [20]. Такие же значительные различия между породами ТД и трахитами [20] из многих регионов фиксируются в содержаниях CaO и MgO соответственно: от 0.32 до 1.94 ($x_{\text{cp}} = 0.86$) мас. % CaO, (в трех пробах с ксеногенными доломитами содержание CaO более 2 мас. %); от 2.75 до 13.17 мас. % MgO ($x_{\text{cp}} =$

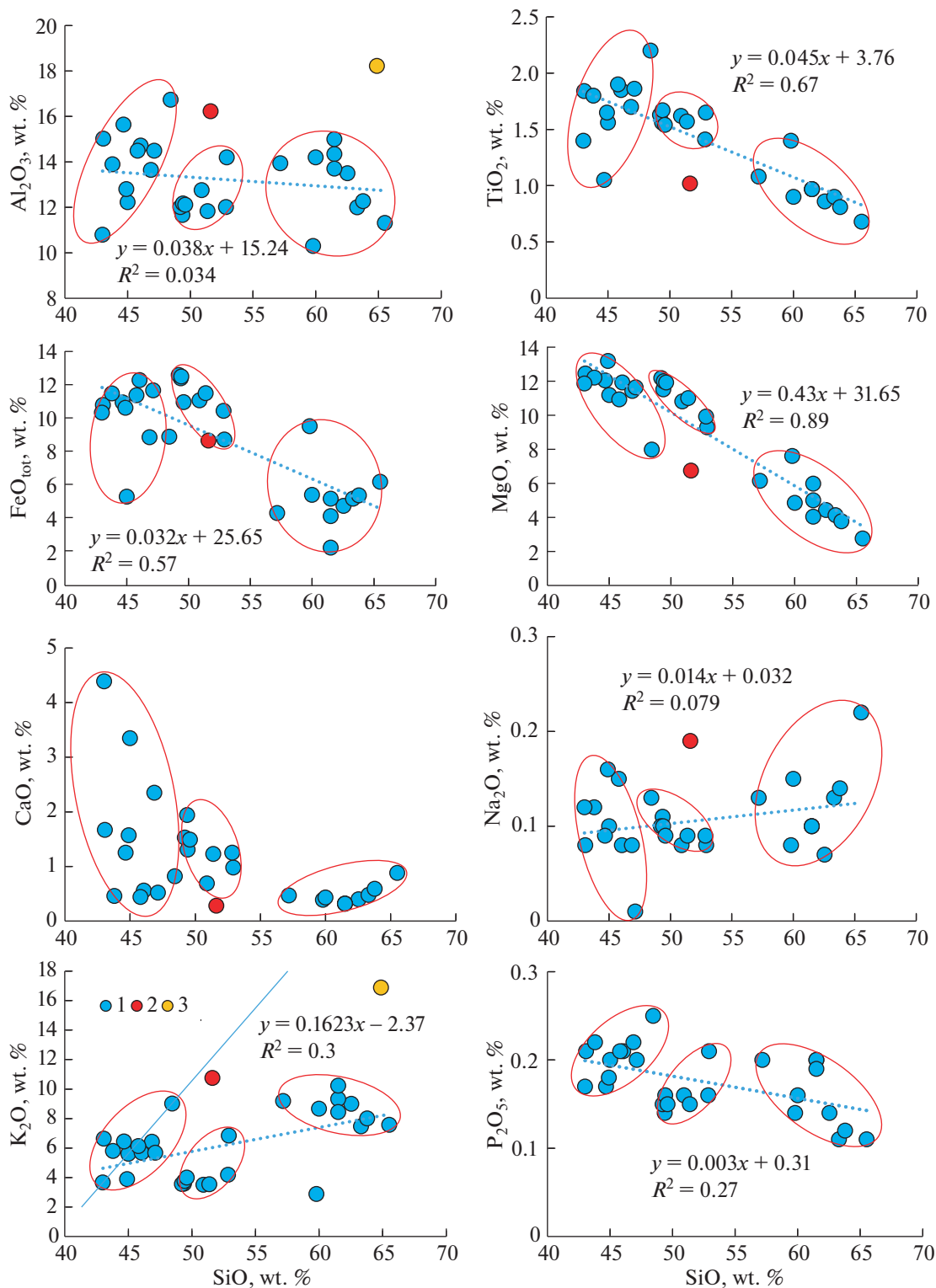


Рис. 3. Диаграммы зависимости SiO₂ и породообразующих компонентов (1) (диаграммы Харкера), с точками составов биотита (2) и санидина (3). При построении использованы наши данные и результаты анализов из [4–6].

= 9.09) (содержания более 10 мас. % связаны с ксенолитами доломитов). В целом, судя по имеющимся обобщениям [12], термин “лампроит” яв-

ляется более неопределенным, по сравнению с термином “трахит”, поскольку охватывает породы с очень широкими вариациями состава

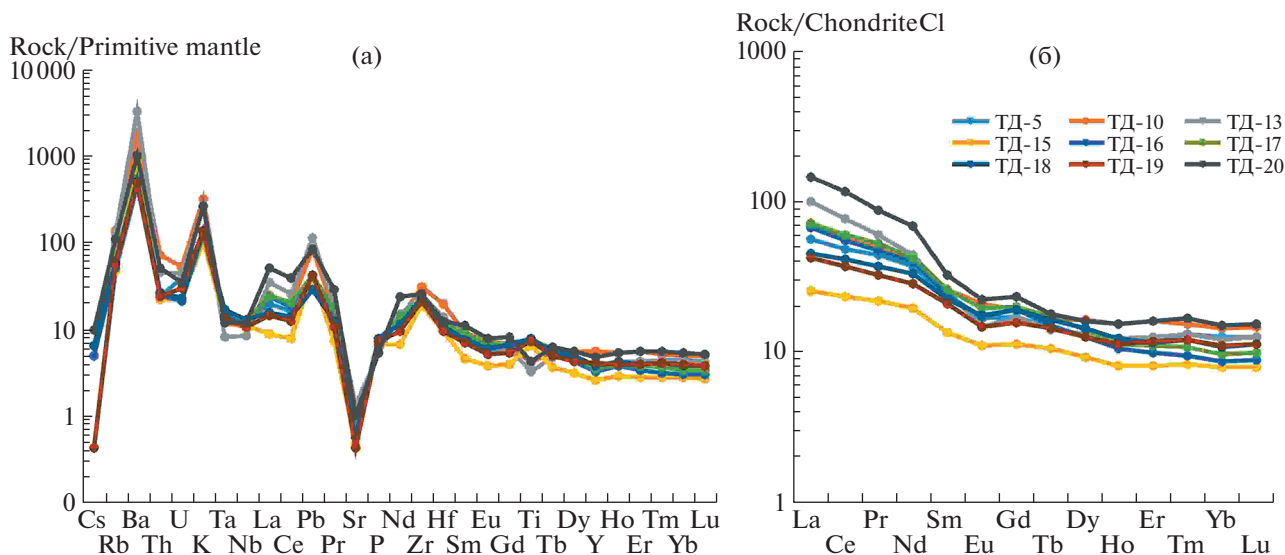


Рис. 4. Мультиэлементный (а) и РЗЭ (б) спектры распределения, для пород Талахтахской диатремы. а – нормировано по примитивной мантии [18]; б – нормировано по хондриту C1 [18]. Группа трахитов (Т) представлена пробами ТД-10, ТД-13, ТД-20; группа базальтов-тефритов – ТД-5, ТД-15 – ТД-19.

(Прил-Рис. 10; –Рис. 11). Основываясь на близости химических и микроэлементных составов, в частности санидиновых трахитов ТД и “орогенных лампроитов”, выделенных [19], мы, вслед за [5], относим эти породы к санидиновым лампроитам.

Попытки определения возраста пород Талахтахской диатремы предпринимались неоднократно с применением U/Pb-метода (по цирконам) и K/Ar- метода (по валу), но в настоящее время составителями государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) возраст талахтахского комплекса, по косвенным признакам, принят как раннеюрский [1]. На рис. 5 результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar лазерного датирования образца санидинового трахита (лампроита) приведены в зависимости измеренного возраста от интенсивности выделенного ³⁹Ar. Анализ подверглись, прежде всего, зерна и скопления санидина. На диаграмме выделяются два максимума, для которых при меняющихся в широком диапазоне значений интенсивности получены согласующиеся в пределах ошибки значения возраста. Рассчитанное среднее взвешенное значение возраста составило 1476 ± 17 (N = 14) и 1321 ± 17 (N = 9) млн лет. На изохронной диаграмме экспериментальные точки располагаются вдоль и между двух линейных трендов. Если по 10 точкам образуются линейная регрессия, характеризующаяся значением возраста 1497 ± 40 млн лет, начальным отношением 189 ± 100, то большая часть остальных точек располагается вдоль оси абсцисс. Такое расположение может быть связано с различной степенью омоложения K/Ar изотопной системы в пределах датированных участков. Также

вдоль оси абсцисс располагается и большая часть точек из второго максимума. Логично предположить, что фиксируемое линейной изохронной регрессией значение возраста 1497 ± 40 млн лет, или среднее взвешенное 1476 ± 17, как более точное, соответствует возрасту формирования образца.

На основании U-Pb датировок бадделеита из долеритовых даек и силлов Анабарского щита R. Ernst и соавт. (2016) [11] выделили новую Куонамскую крупную изверженную провинцию (КИП) (Kuonamka Large Igneous Province – LIP). По данным этих авторов возраст (~1501 ± 3 млн лет) и состав пород Куонамской КИП хорошо сопоставляются с магматическими образованиями возраста 1500 млн лет, проявленными в пределах кратонов Сан-Франциско и Конго.

Главным результатом проведенных исследований является надежное определение ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраста санидиновых трахитов (лампроитов) Талахтахской диатремы, который в полной мере соответствует времени возникновения Куонамской КИП и свидетельствует о формировании высококалиевых эффузивов – лампроитов талахтахского комплекса в этот период, возможно, в его заключительную стадию. Кроме того, Талахтахскую диатрему можно рассматривать как своеобразный флюидопроводник для Куонамской КИП (устное предположение Р. Эрнста).

Проводя возрастную корреляцию между породами (санидиновыми трахитами (лампроитами)) ТД, базальтоидами Куонамской КИП и вмещающими их докембрийскими отложениями, можно сделать вывод о том, что ранне-рифейское время формирования пород билляхской серии, установ-

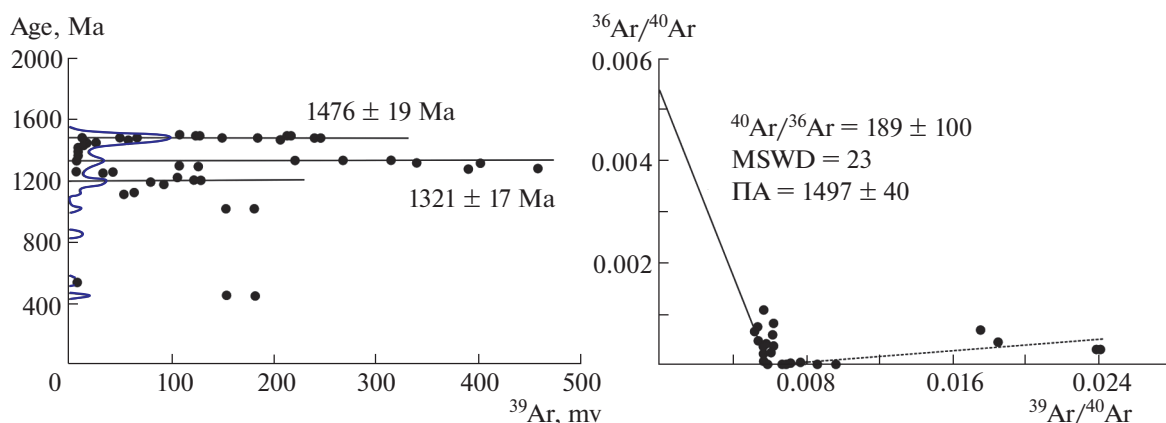


Рис. 5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ лазерного датирования образца санидинового трахита (лампроита) Талахтахой диатремы.

ленное в результате недавних исследований [2, 3], не противоречит полученным нами результатам.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 18-05-70109 и Российского министерства науки и образования. Аналитические работы проведены в ЦКП МИИ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.
2. Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29. <https://doi.org/10.7868/S0869592X16050069>
3. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др. Раннерифейская билякская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С-О геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19–35. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27519-35>
4. Ваганов В.И., Константиновский А.А. Ультракалиевые трахиты на восточном склоне Анабарского массива // Докл. АН СССР, 1978. Т. 241. № 3. С. 691–698.
5. Вишневецкий С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтахой диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика, 1986. № 8. С. 17–27.
6. Милашев В.А., Соколова В.П., Шихорина К.М. Калиевые взрывные брекчи р. Большой Куонамки – импактиты или криповулканиды? (Северо-Восток Сибирской платформы) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1987. № 10. С. 30–37.
7. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Импактиты из бассейна реки Б. Куонамки (Анабарский массив) // Метеоритика. 1984. Вып. 43. С. 173–177.
8. Милашев В.А. Трубки взрыва. Л.: Недра. 1984. 268 с.
9. Брафогель Ф.Ф., Шпунт Б.Р. Пространственно-временные соотношения кимберлитового, калиевощелочного и базитового магматизма на Сибирской платформе // В кн.: Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск. 1989. С. 109–131.
10. Округин А.В., Королева О.В. Вещественный состав и генезис калиевых высоко-магнезиальных базитов Анабарского массива // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 70–74.
11. Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В. и др. Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири 1501 млн лет): U–Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 833–855. <https://doi.org/10.15372/GiG20160502>
12. Lustrino M., Agostini S., Chalal Y. et al. Exotic lamproites or normal ultrapotassic rocks? The Late Miocene volcanic rocks from Kef Hahouner, NE Algeria, in the frame of the circum-Mediterranean lamproites // J. Volcanology. Geothermal Research. 2016. V. 327. P. 539–553. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.021>
13. Svensen H., Planke S., Polozov A. G., Schmidbauer N. et al. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // Earth Planetary Science Letters. 2009. V. 277. P. 490–500. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.015>
14. Freeman J.J., Wang A., Kuebler K.E. et al. Characterization of natural feldspars by Raman spectroscopy for future planetary exploration // The Canadian Mineralogist. 2008. V. 46 (6). P. 1477–1500. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.6.1477>
15. Anbalagan G., Sankari G., Ponnusamy S. et al. Investigation of silicate mineral sanidine by vibrational and NMR spectroscopic methods // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy.

2009. V. 74 (2). P. 404–409.
<https://doi.org/10.1016/j.saa.2009.06.034>
16. Yudin D., Murzintsev N., Travin A. et al. Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation / Minerals. 2021. V. 11, Is. 2. 192.
<https://doi.org/10.3390/min11020192>
17. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.-Л.: ГИГЛ МГ СССР. 1947. 243 с.
18. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
19. Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of Lamproites. 1991. New York: Postscript Plenum Press. 447 p.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4615-3788-5>
20. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатилов О.А. и др. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. 1983. М.: Наука. 767 с.

THE TIME OF ROCKS FORMATION FROM THE TALAKHTAKH DIATREME (ARCTIC SIBERIA), ACCORDING TO LASER $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DATING

S. M. Zhmodik^{a,#}, P. O. Ivanov^b, A. V. Travin^a, D. S. Yudin^a, D. K. Belyanin^a, E. V. Airiyants^a,
 O. N. Kiseleva^a, T. N. Moroz^a, and E. V. Lazareva^a

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russian Federation

^b OOO "Arctic Capital", 677018, Republic of Sakha (Yakutia), Yakutsk, Russian Federation

[#]E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Presented by Academician of the RAS N.P. Pohilenko September 29, 2021

As a result of a comprehensive study and laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of sanidines from the rocks of the Talakhtakh diatreme (TD) (Arctic Siberia), it was found that the formation time of sanidine trachytes (lamproites) corresponds to an isochronous age value of 1497 ± 40 million years, or the weighted average (as more accurate) of 1476 ± 17 million years. The obtained age of the TD rocks is fully compared with the time of formation of the main rocks of the Kuonamka large igneous province (LIP). Thus, the Talakhtakh diatreme should be considered as an integral part of the Kuonamka LIP, together with widely distributed sills, dikes and basalt covers on the Anabar shield and within the Riphean sedimentary cover.

Keywords: Talakhtakh diatreme, Anabar shield, trachytes, lamproites, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating, Arctic Siberia