

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.71

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ САРМАТИИ В АРХЕЕ

С.Б. Лобач-Жученко¹, **М.В. Рыборак**², Т.Е. Салтыкова³, С.А. Сергеев^{3,4}, К.И. Лохов^{3,4},
Е.М. Боброва², В.В. Сукач⁵, С.Г. Скублов^{1,6}, Н.Г. Бережная³, А.Ю. Альбеков²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

²Воронежский государственный университет, 394018, Воронеж, Университетская пл., 1, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

⁴Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

⁵Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеново Национальной академии наук Украины,
03680, Киев, просп. Палладина, 34, Украина

⁶Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 21-я линия, 2, Россия

Синтез новых U-Pb изотопных данных (SHRIMP-II), полученных нами для Воронежского кристаллического массива (ВКМ), и опубликованных изотопных данных для архея Украинского щита (УЩ) позволил обосновать основные этапы эволюции коры Сарматии — фрагмента фундамента Восточно-Европейской платформы. Новые данные получены для 20 индикативных пород Курского блока (КБ) ВКМ.

Проведено сопоставление эо- и палеоархейских пород КБ ВКМ (мафиты и тоналиты обоянского комплекса), ортогнейсов Днестровско-Бугской провинции УЩ (побужский гранулитовый комплекс), тоналитов и мафитов Приазовской провинции УЩ, которое свидетельствует о присутствии в Сарматии древнейшей континентальной коры, сформированной в интервале 3.75—3.60 млрд лет. Широкое распространение палеоархейских образований в строении нижних частей коры ВКМ следует из присутствия ксеногенного палеоархейского циркона в более молодых интрузиях.

В мезоархее (3.2—3.0 млрд лет) восточная часть Сарматии — КБ ВКМ, Приазовская и Средне-приднепровская (СПП) провинции УЩ — представляла собой единую гранит-зеленокаменную область. Датированы два этапа кислого магматизма — 3.15—3.10 млрд лет (вулканиты зеленокаменных поясов и ТТГ—магматизм ВКМ и УЩ) и 3.05—3.00 млрд лет (вулканиты и ТТГ на УЩ и граниты КБ ВКМ). Магматические и тектонометаморфические процессы (2.95—2.85 млрд лет) установлены на всей восточной части Сарматии.

Активные эндогенные события, происходившие 2.85—2.80 млрд л. н., свидетельствуют о тектонической дифференциации территории. На большей части КБ, в Приазовье и в Побужье, имели место основной и кислый магматизм, деформации, метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций; образование ультраметаморфических гранитов за счет более древнего (3.0—3.5 млрд лет) протолита. Иное тектоническое положение имела СПП УЩ, где 2.81—2.86 млрд л. н. произошло формирование зрелых осадков, внедрение постскладчатых гранитов.

Из геохронологических данных следует, что определяющая часть континентальной коры Сарматии была образована в мезоархее как за счет добавления ювенильного материала, так и в результате переработки более древних пород.

Неоархейские события (2.8—2.5 млрд лет) в Сарматии проявлены слабо, что принципиально отличает ее от второго крупного фрагмента фундамента Восточно-Европейской платформы — Балтии, где эндогенные процессы в интервале 2.65—2.75 млрд лет являлись определяющими в ее строении.

Архей, U-Pb SIMS SHRIMP-II метод, континентальная кора, Сарматия, Украинский щит, Воронежский кристаллический массив.

THE ARCHEAN FORMATION OF THE SARMATIAN CONTINENTAL CRUST

S.B. Lobach-Zhuchenko, **M.V. Ryborak**, T.E. Saltykova, S.A. Sergeev, K.I. Lokhov, E.M. Bobrova,
V.V. Sukach, S.G. Skublov, N.G. Berezhnaya, and A.Yu. Al'bekov

Based on our new U-Pb isotope data (SHRIMP-II) for the Voronezh Crystalline Massif (VCM) and on published U-Pb data for the Archean rocks of the Ukrainian Shield (USh), we have substantiated the main stages

of the Archean evolution of the Sarmatian crust, a fragment of the basement of the East European Platform. New data have been obtained for 20 indicative rocks of the Kursk block (KB) of the VCM.

We compared the Eoarchean and Paleoarchean KB rocks (mafic rocks and tonalites of the Oboyan' complex), orthogneisses of the USh Dniester–Bug province (Bug granulite complex), and tonalites and mafic rocks of the USh Azov Province and have established the existence of ancient continental crust (3.75–3.60 Ga) in Sarmatia. The presence of Paleoarchean xenogenic zircons in younger intrusions indicates a wide spread of Paleoarchean rocks in the deep VCM crust section.

In the Mesoarchean (3.2–3.0 Ga), eastern Sarmatia (KB and Azov and Middle Dnieper provinces) was a single granite–greenstone terrain. Two stages of felsic magmatic activity have been dated: 3.15–3.10 Ga (volcanics in the greenstone belts and tonalite–trondhjemite granites in the VCM and USh) and 3.05–3.00 Ga (volcanics and tonalite–trondhjemite granites in the USh and granites in the VCM KB). Magmatic and tectono-metamorphic processes (2.95–2.85 Ga) have been established throughout the eastern part of Sarmatia.

The latest Mesoarchean endogenic activity (2.85–2.80 Ga) testifies to the tectonic differentiation of the area. Mafic and felsic magmatism, deformations, metamorphism, and ultrametamorphism under amphibolite and granulite facies conditions took place in the most part of the KB and in the Azov and Bug areas. It is shown that ultrametamorphic granites formed from an ancient (3.0–3.5 Ga) protolith. The USh Middle Dnieper province had a different tectonic position. Here, intrusion of post-tectonic granites and formation of mature sediments proceeded at 2.81–2.86 Ga.

Our geochronological data show that most of the Sarmatian continental crust formed in the Mesoarchean as a result of both the intrusion of juvenile material and the reworking of the older protolith rocks.

Neoarchean events (2.8–2.5 Ga) are weakly expressed in Sarmatia in contrast to Baltica, another large fragment of the East European Platform basement, where endogenic processes at 2.65–2.75 Ga were the major crust-forming geologic events.

Archean, U–Pb SIMS SHRIMP-II method, continental crust, Sarmatia, Ukrainian Shield, Voronezh Crystalline Massif

ВВЕДЕНИЕ

Сарматия — один из трех сегментов фундамента Восточно-Европейской платформы [Bogdanova, 1991], который при образовании Днепровско-Донецкой впадины разделился на Воронежский кристаллический массив (ВКМ) и Украинский щит (УЩ) (рис. 1, а). ВКМ состоит из Брянского, Курского (КБ) и Хоперского блоков; архейские образования принимают участие в строении КБ (см. рис. 1, б) [Чернышов и др., 1997]. На УЩ выделяется ряд провинций, в которых (за исключением Волынской и Среднеприднепровской) развиты и архейские, и протерозойские породы. Волынская провинция сложена в основном протерозойскими, а Среднеприднепровская (СПП) — преимущественно архейскими комплексами (рис. 2).

Представление о геологическом строении ВКМ базируется на изучении скважин и геофизических данных, а для УЩ — по редким обнажениям и результатам геофизических исследований. В этой связи особое значение приобретают геохронологические данные.

Сарматия сложена полиметаморфическими комплексами, датирование которых наиболее надежно и информативно при применении высокоразрешающих изотопных методов. Для Украины в последние годы выполнены определения U–Pb возраста циркона методом SIMS [Самсонов и др., 1993; Бибинова и др., 2008, 2010, 2013; Бобров и др., 2010; Лобач-Жученко и др., 2013, 2014, 2016; Балтыбаев и др., 2014; Lobach-Zhuchenko et al., 2014, 2016; Claesson et al., 2015]. Для архея ВКМ данные имелись только для двух проб [Лохов и др., 20096]. В данной работе приведены результаты определения U–Pb изотопного возраста 18 объектов ВКМ на основе 275 определений циркона (SHRIMP-II), проведенных в связи с составлением государственных геологических карт м-ба 1:1 000 000 [Салтыкова, Лохов, 2007].

Задачей настоящей работы является анализ как новых геохронологических данных для ВКМ, так и ранее полученных для УЩ для установления этапов эндогенных процессов, сформировавших континентальную кору Сарматии. Изучение химического состава циркона позволило, используя разработанные критерии [Vavra et al., 1999; Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Rayner et al., 2005; Pelleter et al., 2007; и др.], идентифицировать магматические и метаморфические цирконы.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изучение изотопной U–Pb системы в цирконе выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II по методике [Williams, 1998], адаптированной для ЦИИ [Schuth et al., 2012]. Отношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а также значения возраста для индивидуальных анализов приведены с погрешностью 1σ , а рассчитанные значения пересечений дискордии — с погрешностью 2σ .

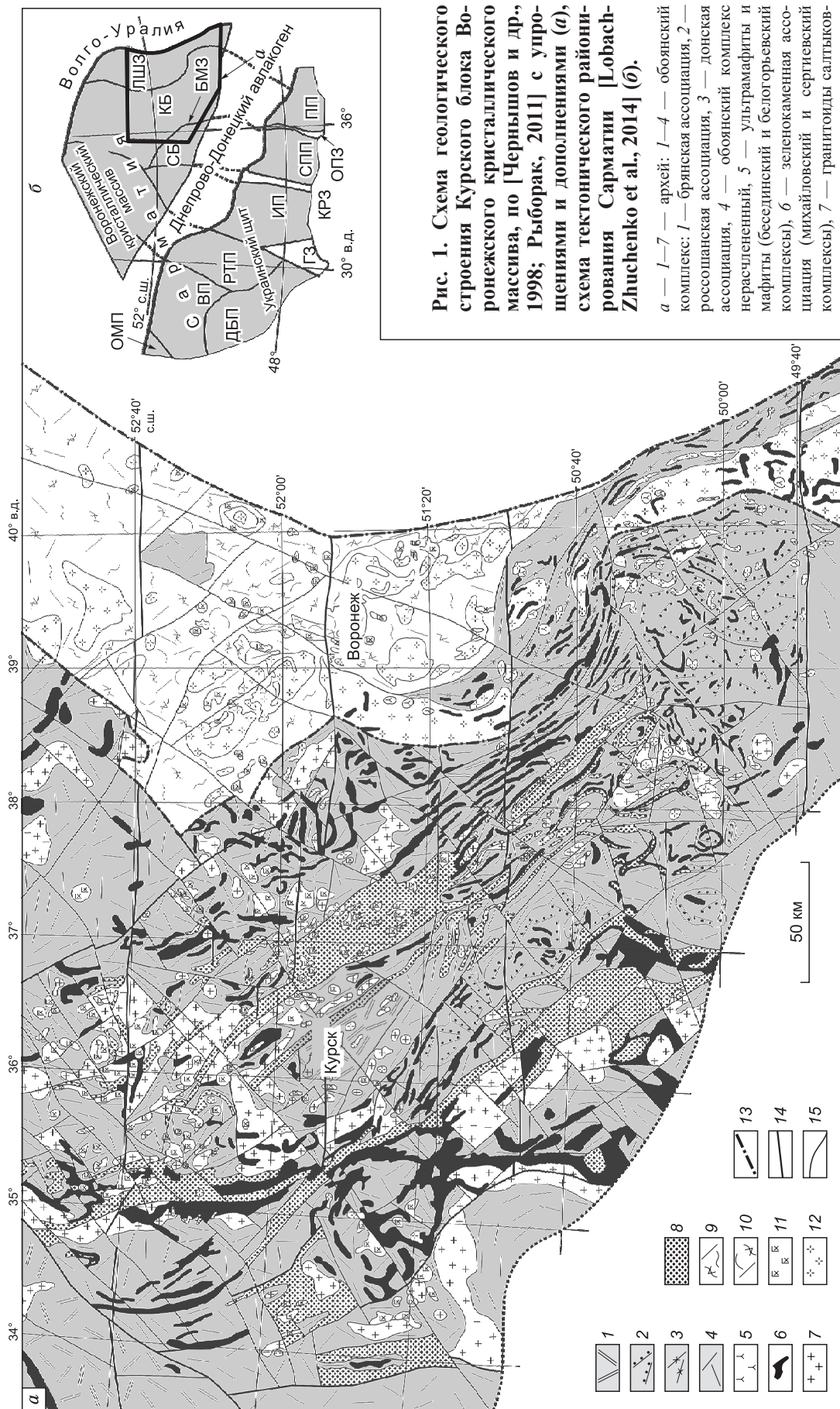


Рис. 1. Схема геологического строения Курского блока Воронежского кристаллического массива, по [Чернышов и др., 1998; Рыбрак, 2011] с упрощениями и дополнениями (а), схема тектонического районирования Сарматии [Lobachenko et al., 2014] (б).

а — 1–7 — архей: 1–4 — обоянский комплекс: 1 — брянская ассоциация, 2 — росоопанская ассоциация, 3 — донская ассоциация, 4 — обоянский комплекс нерасчлененный, 5 — ультрамафиты и мафиты (бесединский и белогорьевский комплексы), 6 — зеленокаменная ассоциация (михайловский и сергиевский комплексы), 7 — гранитоиды салтыковского, граниты и мигматиты атаманского

комплексов; 8–12 — протерозой: 8 — курская и оскольская серии, 9 — лосевская серия, 10 — воронежская свита, 11 — ультрамафиты, мафиты и диориты (золотухинский, стойло-николаевский, смородиновский и ольховский комплексы), 12 — гранитоиды (малиновский, павловский, лисинский, усманский, ольховский комплексы); 13–15 — разрывные нарушения: 13 — структурные швы I ранга, ограничивающие структурно-формационные зоны, 14 — глубинные разломы II ранга, ограничивающие макроблоки, 15 — региональные зоны разломов, установленные по комплексу геолого-геофизических данных, б — шовные зоны, разделяющие провинции Сарматии: ГЗ — Голованевская, КРЗ — Криворожская, ОПЗ — Орехово-Павлоградская (Украинский шит), ОМП — Осинско-Михайловский пояс, БМЗ — Белгородско-Михайловская (Курская магнитная аномалия (КМА)); тектонические блоки и провинции: ВП — Вольнская, ДБП — Днестровско-Бугская, РТП — Росинско-Тикичская, ИП — Ингулецкая, СПП — Среднеприднепровская, ЛШЗ — Приазовская (УЩ); СБ — Сумский блок, КБ — Курский блок, ЛШЗ — Лосевская шовная зона (КМА).

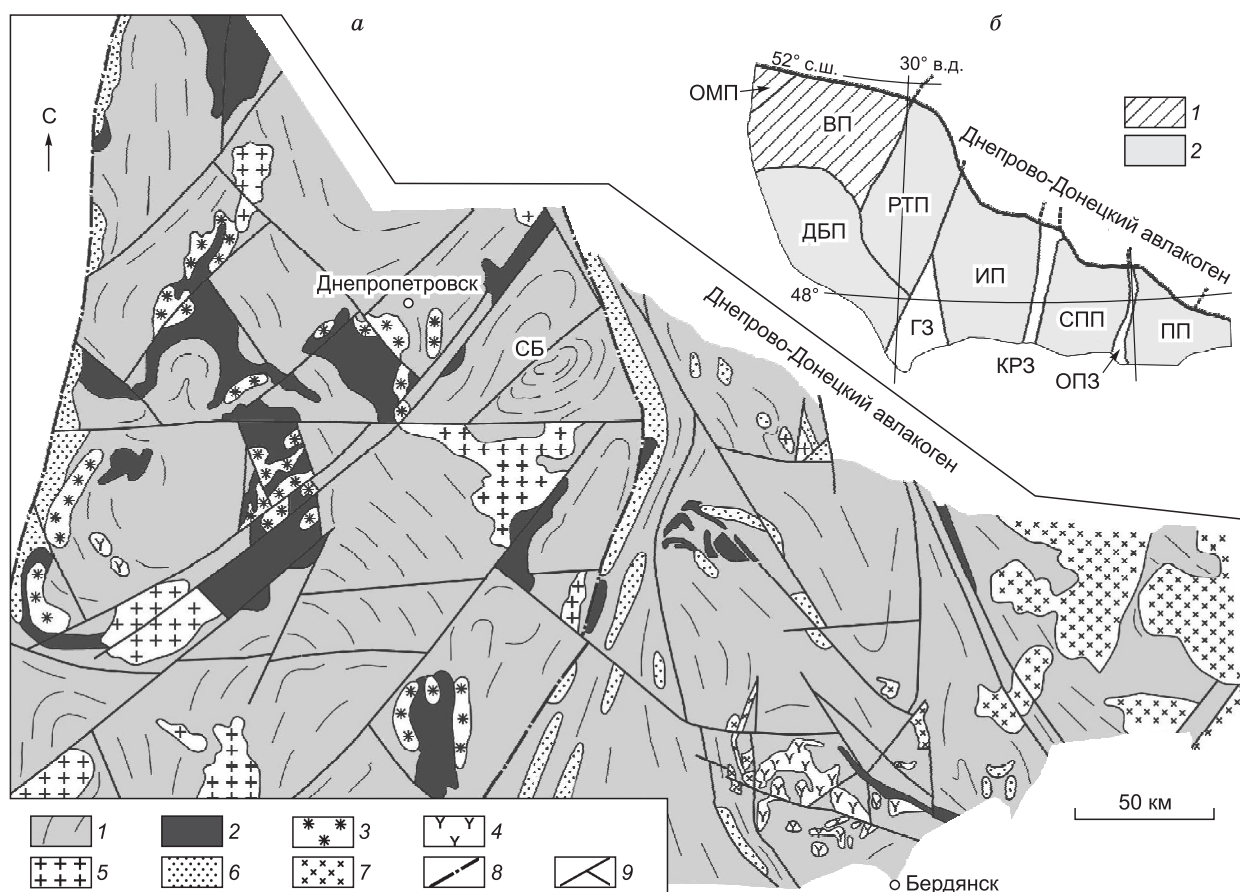


Рис. 2. Геологическая карта восточной части Украинского щита (Среднеприднепровская и Приазовская провинции) составлена с использованием данных [Лысак, Пашенко, 2002; Лысак и др., 2004] и неопубликованных материалов В.В. Сукача (а), схема строения Украинского щита (б)).

а — 1–5 — архей: 1 — ТТГ гнейсы с реликтами амфиболитов (аульская серия в СПП), днепропетровский комплекс СПП, шевченковский комплекс и частично западно-приазовская серия ПП, 2 — супракрустальные породы зеленокаменных поясов, 3 — интрузии тоналитов и трондьмитов — комагматов кислых вулканитов СПП, 4 — интрузии мафитов, 5 — граниты; 6, 7 — протерозой: 6 — вулканогенно-осадочные породы, 7 — субщелочные габбро, сиениты, граносиениты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты, карбонатиты, мельтейгиты (2100–1800 млн лет); 8 — главные и 9 — второстепенные тектонические нарушения; б — 1 — протерозой, 2 — архей плюс протерозой. Название провинций и шовных зон, разделяющих провинции, см. на рис. 1.

Измеренные Pb/U отношения нормализованы относительно стандартного циркона Temora [Black et al., 2003].

Определение содержания редких и редкоземельных элементов в цирконе проводилось в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН на ионном микрозонде Cameca IMS-4f по методике, описанной в работах [Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008]. Относительные ошибки анализа 10–15 %, средний порог обнаружения 10 мг/т.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ПО УКРАИНСКОМУ ЩИТУ

3.75–3.20 млрд лет (палеоархей)

Палеоархейские породы Сарматии сохранились в Приазовской (ПП) и Днестровско-Бугской (ДБП) провинциях УЩ, а также в Курском блоке ВКМ.

В различных районах ПП они представлены пироксенитами и тоналитами с возрастом 3.65 и 3.60 млрд лет [Bibikova, Williams, 1990], тоналитами (3.6 и 3.5 млрд лет) и мигматитами (3.4 млрд лет) [Lobach-Zhuchenko et al., 2014], тоналитами (3.56 млрд лет) [Артеменко и др., 2006]. О широком разви-

тии палеоархейских пород свидетельствует детритовый циркон древнее 3.6 млрд лет в осадках, анализ состава которого позволил также установить проявление 3.3 млрд л. н. гранулитового метаморфизма [Бибикова и др., 2010].

В ДБП преобладают гнейсоэнтербиты [Щербаков, 2005] с максимальным возрастом 3.79 млрд лет [Claesson et al., 2015]. Последующая история формирования континентальной коры ДБП в палеоархее включает внедрение основных пород (3.66 млрд лет), гранулитовый метаморфизм (3.55 млрд лет) и внедрение ортопироксенитов (3.34 млрд лет) [Лобач-Жученко и др., 2013, 2016].

В ВКМ к древнейшим образованиям относится обоянский комплекс [Чернышов и др., 2009], его гранит-мигматитовая часть включает плагиогнейсы с прослоями и линзами амфиболитов. Палеоархейский возраст обоянского комплекса получен для амфиболита (пр. 035) и двух гранитоидов (пробы 066 и 016). Амфиболит слагает среди плагиогнейсов прослой мощностью 8 м. Датировки большей части зерен циркона образуют конкордантный кластер 3475 ± 14 млн лет (табл. 1, рис. 3). Для оценки генезиса цирконов была использована изотопная Hf-Nd систематика [Лохов и др., 20096]. Ее суть заключается в изотопной корреляции циркон—порода и базируется на том факте, что в магматических породах в широком диапазоне составов и *PT*-параметров генерации магм начальные отношения изотопов гафния и неодима коррелированы и на графике $\epsilon_{Nd}(T) - \epsilon_{Hf}(T)$ образуют магматический тренд корреляции («terrestrial array» TA) с приблизительной зависимостью $\epsilon_{Hf}(T) = 1.4 \cdot \epsilon_{Nd}(T) + 3$, при разбросе около 3–4 единиц эpsilon [Salters, White, 1998; Vervoort, Blicher-Toft, 1999; и др.]. Если в породе циркон магматический, то определенный по нему инициальный изотопный состав гафния будет в балансе с инициальным изотопным составом неодима породы, т. е. в координатах $\epsilon_{Nd}(T) - \epsilon_{Hf}(T)$ фигуративная точка попадет в поле TA. Для захваченных или унаследованных цирконов расчетная величина $\epsilon_{Nd}(T)$ породы будет завышена, поскольку расчет осуществляется на возраст более древний, чем образование породы, соответственно, на графике фигуративные точки будут располагаться правее и ниже полосы корреляции для магматических цирконов. При использовании постмагматических цирконов расчет величины $\epsilon_{Nd}(T)$ будет осуществлен на возраст более молодой, чем возраст магматической кристаллизации, и, соответственно, занижен, поэтому фигуративные точки таких цирконов расположатся выше и левее полосы корреляции магматических цирконов. На диаграмме изотопной Hf-Nd корреляции эти зерна находятся за пределами линейного поля магматических пород (TA на рис. 7 в работе [Лохов и др., 20096]). Это дает основание рассматривать значение 3475 ± 14 млн лет как возраст метаморфизма. Более древние возрасты циркона из пр. 035 — 3667 и 3647 млн лет — получены для зерна 6 (см. табл. 1, рис. 3). На изотопной Hf-Nd диаграмме зерно 6 располагается в области TA. Зерно 7, имеющее промежуточный возраст 3544 млн лет, по-видимому, также магматического генезиса, но потеряло радиогенный свинец в большей степени, чем зерно 6 [Лохов и др., 20096].

В пр. 066 (ультраметаморфический гранит, по [Таусон, 1977]), для девяти зерен циркона получен конкордантный возраст 3473 ± 16 млн лет (см. табл. 1, рис. 3). Содержания U, Th и Th/U отношение (в среднем равное 0.55) типичны для магматического циркона.

Циркон из гнейсотрондьемита пр. 016 представлен двухфазными и призматическими однофазными кристаллами. Конкордантный возраст ядер циркона равен 3523 ± 13 млн лет (см. табл. 1, рис. 3), а их геохимические характеристики — крутой наклон спектра REE, высокое $(Sm/La)_n$ отношение — соответствуют таковым в магматическом цирконе (рис. 3, 4; табл. 2).

Древний циркон обнаружен также в мезоархейской (пр. 073) и протерозойских (пр. 031, 042) интрузиях основного состава. В амфиболитизированном оливиновом габбронорите (пр. 073) циркон содержит ядра, возраст которых по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ варьирует от 3.4 до 3.8 млрд лет (см. табл. 1). В габбро-долерите пр. 031 найдено семь зерен циркона с конкордантным возрастом 3507 ± 10 млн лет (см. табл. 1). При расчете дискордии с учетом других 17 измененных доменов циркона получаем возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией в 3499 ± 29 млн лет при СКВО = 2.5 ($n = 24$). Ксеногенная природа этого циркона подтверждена анализом Hf-Nd системы [Лохов и др., 20096]. Ксеногенный циркон с возрастом 3.5 и 3.1 млрд лет присутствует также в габбро-долерите смородинского комплекса (пр. 042), возраст бадделита из которого равен 1787 ± 5 млн лет [Альбеков и др., 2012]. Геохимические характеристики циркона с возрастом 3.5 млрд лет (см. табл. 2) — Th/U отношение, крутой спектр распределения REE, отношение $(Sm/La)_n > 10$ и низкое содержание La, соотношение Ce- и Eu-аномалии указывают на его магматический генезис [Hoskin, Schaltegger, 2003; Pelleter et al., 2007].

Таким образом, присутствие основных пород с возрастом около ~ 3.6 млрд лет установлено в ПП [Bibikova, Williams, 1990], в ДБП [Лобач-Жученко и др., 2016], в КБ (настоящая работа).

Наиболее ранний этап метаморфизма для Сарматии датирован в ДБП (3.5 млрд лет), где он отвечает гранулитовой фазии метаморфизма [Lobach-Zhuchenko et al., 2016]. В Курском блоке метаморфизм этого времени зафиксирован в амфиболитах обоянского комплекса (3.48 млрд лет; см. рис. 3). Присутствие среди детритового циркона в метаосадках Приазовья зерен с возрастом 3500 ± 30 млн лет, имеющих Th/U < 0.1 [Бибикова и др., 2010], отмечает проявление метаморфизма и на этой территории. В этих

же пробах присутствуют каймы циркона, обрастающие древние ядра и имеющие возраст ~ 3.3 млрд лет; образование которых рассматривается авторами [Бибикова и др., 2010] как результат гранулитового метаморфизма.

Одновременно с отмеченным выше высокотемпературным метаморфизмом был образован протолит гранитов пр. 066 и 016 (3.47 и 3.52 млрд лет соответственно), средняя температура кристаллизации магматического циркона которого, рассчитанная по Ti, 800 °C (табл. 2, пр. 016). На Украинском щите в конце палеоархей, в интервале 3.4—3.2 млрд лет, зафиксирован лишь ортопироксенит в ДБП, имеющий магматический циркон с возрастом 3.34 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2013].

Таким образом, эоархей и палеоархей на территории Сарматии датирован в двух провинциях УЩ и в КБ ВКМ. Древнейшими породами являются тоналиты и эндербиты, значения возраста достигают 3.79 млрд лет [Claesson et al., 2015]. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ четырех образцов гнейсоэндербитов ДБП, составляющий 3.87—3.95 млрд лет (неопубликованные данные авторов), $T_{Nd}(DM) = 3.5$ —3.6 млрд лет для гнейсов обоянской серии ВКМ [Ненахов и др., 2007], а также анализ U-Pb и Lu-Hf систем детритового циркона УЩ [Claesson et al., 2015] определяют палеоархейский этап формирования континентальной коры Сарматии.

3.2—2.8 млрд лет (мезоархей)

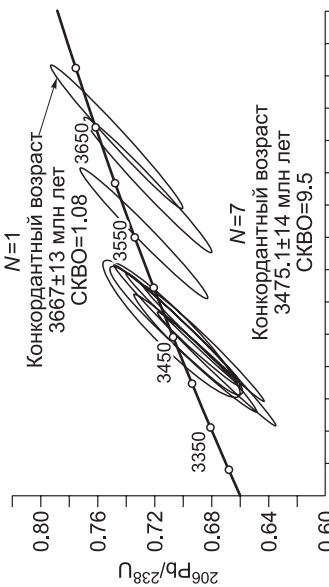
Мезоархейские эндогенные события проявлены на всей территории Сарматии и являются определяющими в строении ее современного среза. Эти события начинаются с формирования 3.2—3.0 млрд л. н. зеленокаменных поясов, вулканизм которых связывается с условиями внутриконтинентального рифтогенеза [Крестин, 1980; Сиворонов и др., 1983; Бочаров и др., 1993; Чернышов и др., 1997, 2009; Щербаков, 2005]. Последующий интервал времени (2.95—2.85 млрд лет) характеризуется активным основным магматизмом, образованием ультраметаморфических гранитов и высокотемпературным метаморфизмом.

В Курском блоке вулканогенно-осадочная ассоциация пород слагает зеленокаменные пояса (ЗКП) северо-западного простирания за исключением юго-западной части КБ, являющейся продолжением СПП УЩ, где они имеют более сложную конфигурацию (см. рис. 1, а). В разрезе выделяется александровская серия, представленная ультраосновными-основными метавулканитами, и лебединская серия, сложенная базальт-андезит-дацит-риолитами [Крестин, 1980; Зеленокаменные пояса..., 1988; Бочаров и др., 1993; Чернышов и др., 1997, 2009; Боброва, 2013; Рыборак, Альбеков, 2015]. Время вулканизма установлено для метариолита лебединской серии (пр. 025). Зерна циркона имеют осцилляторную зональность. Все 10 зерен имеют конкордантный возраст 3152 ± 10 млн лет (см. табл. 1, рис. 3) и отражают время кристаллизации риолита. Большая часть зерен имеет геохимические характеристики магматического циркона (см. табл. 2, рис. 4), три зерна обогащены LREE, что указывает на частичную перекристаллизацию циркона без нарушения U-Pb системы (см. рис. 4, табл. 2). В ассоциации с зеленокаменными структурами располагается сергиевский габбро-дунит-перидотитовый комплекс. Серпентинит (пр. 065, см. табл. 1) сергиевского комплекса по минеральному и химическому составу отвечает полностью серпентинизированному ультрамафиту. Циркон имеет хорошо выраженную зональность и реликты огранки зерен. Зерна циркона различаются по составу. Часть зерен (точки 3.1, 6.1, 8.1, 10.1, 11.1, см. табл. 2) сохраняют сильное фракционирование REE, типичное для магматического циркона. Их конкордантный U-Pb возраст равен 3130 ± 12 млн лет (см. рис. 3). Эти зерна отличаются также низкой (около 700 °C) рассчитанной по титану температурой (см. табл. 2). Другие зерна (точки 1.1, 2.1, 4.1, 5.1, 10.1) характеризуется увеличением LREE, резким уменьшением степени фракционирования REE, температурой более 800 °C (см. табл. 2). Этот наложенный метасоматический процесс сопровождается уменьшением величины Се-аномалии (см. табл. 2) и близок по времени к кристаллизации первой группы зерен. Если вторая группа циркона датирует наложенный метаморфизм, то природа появления магматического циркона в ультрамафите непонятна.

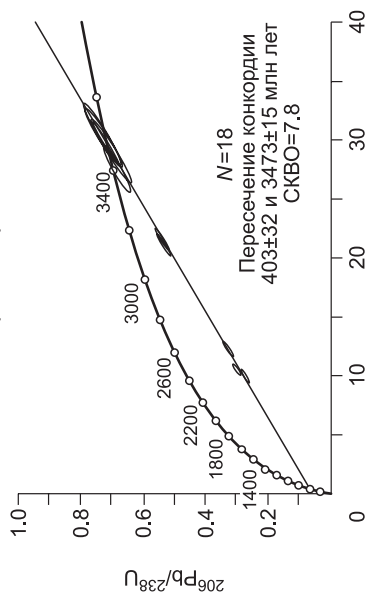
На примере амфиболита пр. 026 (метатолит александровской серии) определен возраст метаморфизма вулканитов. Для циркона получен конкордантный возраст 3027.5 ± 9.9 млн лет (см. рис. 3). Низкое Th/U отношение (0.03, см. табл. 1) отвечает метаморфической природе циркона. Из осадочных пород датирован железистый кварцит (пр. 068), взятый из скважины, в которой наблюдается перемежаемость кварцитов и метагабброноритов бесединского габбро-пироксенит-перидотитового комплекса. Датировано 16 зерен циркона; все зерна циркона из кварцита имеют ядра, возраст которых варьирует от 3.16 до 2.9 млрд лет (табл. 1), что указывает на разный возраст источников терригенного циркона, в том числе и близкий к возрасту, полученному для вулканитов.

Интрузивные породы, синхронные с образованием вулканитов, принадлежат салтыковскому комплексу, который относится к позднему архею [Чернышов и др., 2009]. Комплекс сложен в основном породами тоналит-грандьеит-гранодиоритовой серии. Датированные образцы представлены гранодиоритами (пр. 070 и 027). Порода пр. 070 содержит прожилки кальцита, характеризуется крайне низким содержанием MREE и HREE, что, возможно, связано с процессом карбонатизации. Циркон при этом

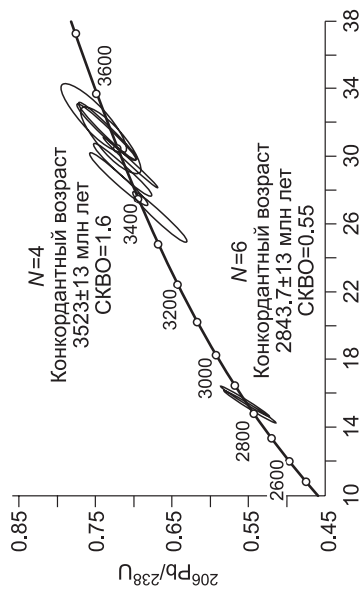
Пр. 035, амфиболит



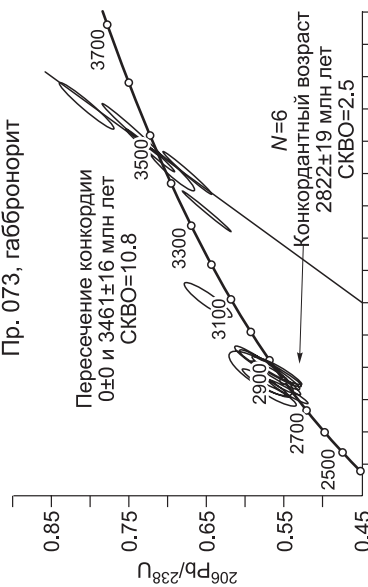
Пр. 066, гранит



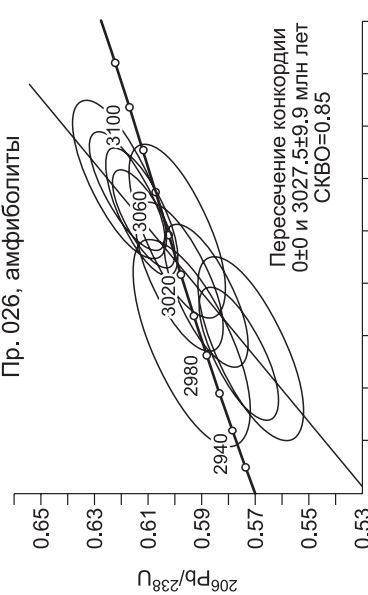
Пр. 016, гнейсотрондьемит



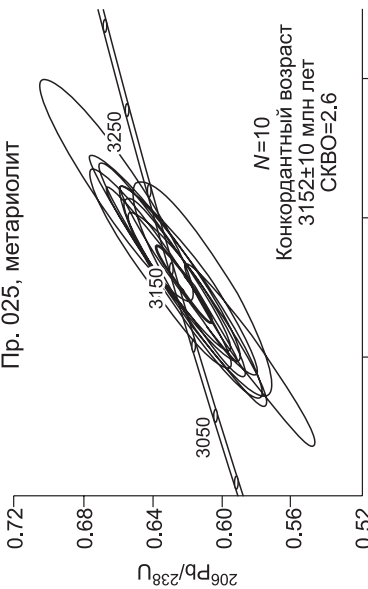
Пр. 073, габбронорит



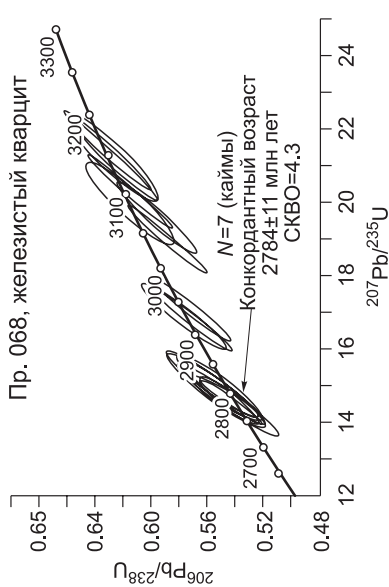
Пр. 026, амфиболиты



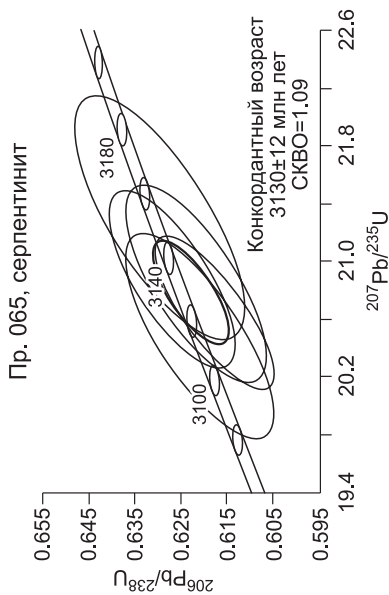
Пр. 025, метариолит



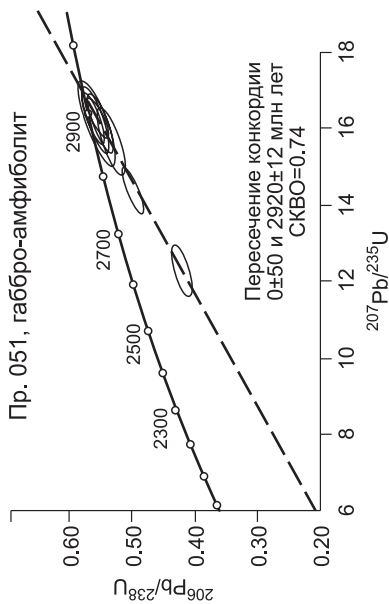
Пр. 068, железистый кварцит

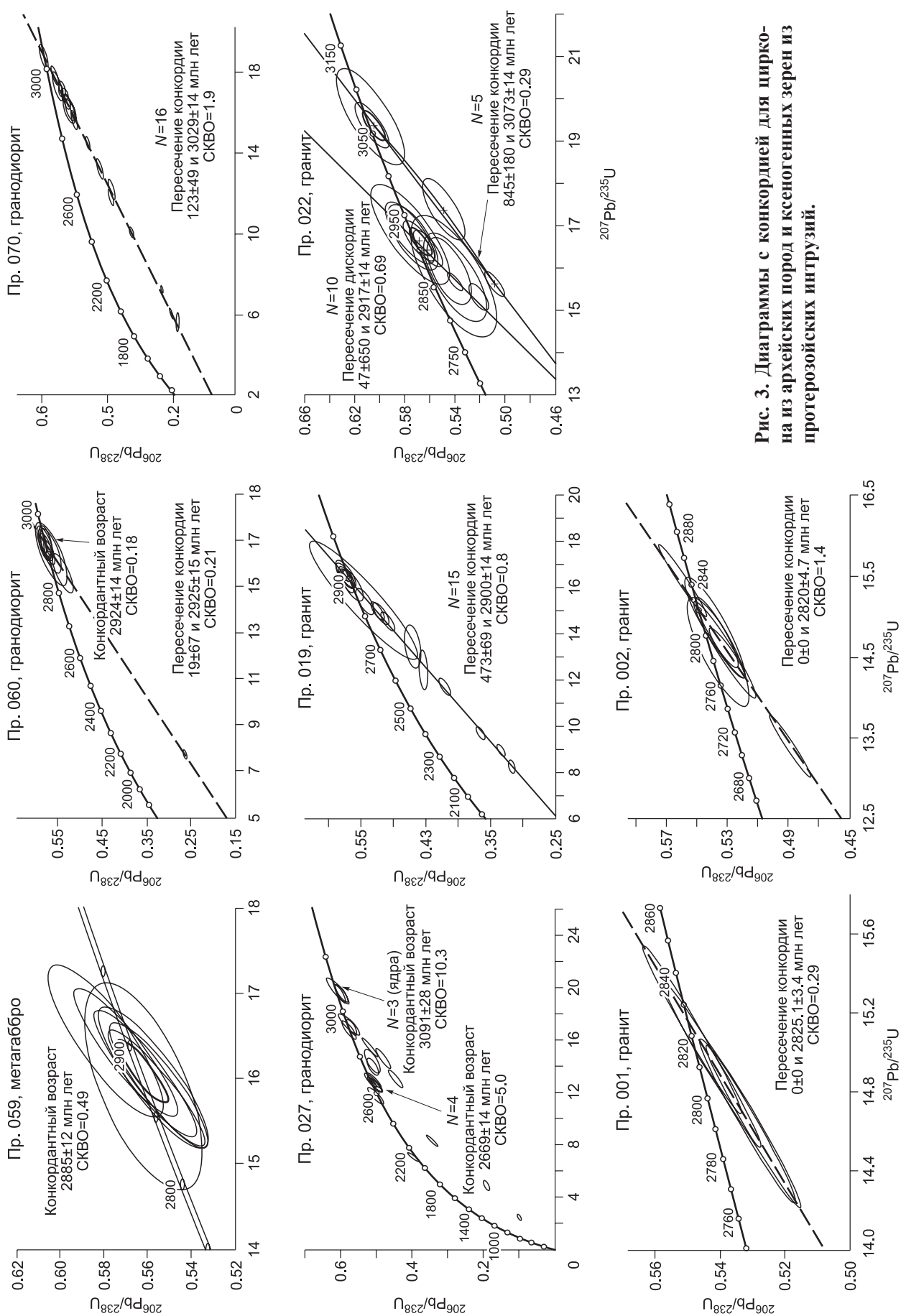


Пр. 065, серпентинит



Пр. 051, габбро-амфиболит





**Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирко-
на из архейских пород и ксеногенных зерен из
протерозойских интрузий.**

Таблица 1.

U-Rb изотопные данные для циркона из пород Курского блока ВКМ

Номер зерна и точки	$^{206}\text{Pb}_0$, %	U	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$, %	КК
			Th	$^{206}\text{Pb}^*$										
Пр. 035, амфиболит, скв. 3016, 52,2° с.ш., 36,8° в.д.														
1.1	0.01	338	82	205	0.25	3478±7	1	0.3015	0.4	29.29	2.6	0.705	2.5	0.986
2.1	0.13	93	33	56	0.37	3467±11	1	0.2993	0.7	29.10	2.8	0.705	2.7	0.966
2.2	0.40	45	13	27	0.29	3462±17	0	0.2984	1.1	29.14	3.0	0.708	2.8	0.933
3.1	0.01	542	161	319	0.31	3490±5	4	0.3038	0.3	28.70	2.6	0.685	2.5	0.991
4.1	0.01	455	99	271	0.22	3460±8	2	0.2980	0.5	28.42	2.6	0.692	2.5	0.979
5.1	0.04	275	55	160	0.21	3468±6	4	0.2995	0.4	27.94	2.6	0.677	2.5	0.990
6.1	0.05	251	196	161	0.81	3667±5	2	0.3410	0.3	35.09	2.6	0.746	2.5	0.991
6.2	0.03	191	200	119	1.08	3647±6	4	0.3365	0.4	33.63	2.6	0.725	2.5	0.989
7.1	0.40	209	130	132	0.64	3571±6	1	0.3202	0.4	32.13	2.6	0.728	2.5	0.988
8.1	0.03	510	148	306	0.30	3483±4	2	0.3024	0.3	29.14	2.5	0.699	2.5	0.995
Пр. 066, гранодиорит, скв. 4083, 51,9° с.ш., 36,5° в.д.														
5.1	0.29	546	398	154	0.75	3319±7	82	0.2722	0.5	12.20	2.1	0.326	2.1	0.976
2.1	0.07	177	129	57	0.76	2078±17	1	0.1285	1.0	6.600	2.3	0.375	2.1	0.908
1.1	0.01	145	168	47	1.20	2082±19	0	0.1288	1.1	6.800	2.4	0.380	2.2	0.890
7.2	0.41	609	106	290	0.18	3325±6	17	0.2733	0.4	20.80	2.1	0.552	2.0	0.984
8.1	0.10	317	186	183	0.61	3485±6	6	0.3029	0.4	27.90	2.1	0.669	2.1	0.983
11.1	0.11	127	78	73	0.64	3474±9	5	0.3006	0.6	27.90	2.2	0.673	2.2	0.962
12.1	0.04	160	108	97	0.70	3494±8	1	0.3046	0.5	29.70	2.2	0.706	2.1	0.969
15.1	0.12	171	56	105	0.33	3486±10	0	0.3031	0.7	29.90	2.3	0.715	2.2	0.957
3.1	0.11	143	67	89	0.48	3459±9	-2	0.2978	0.6	29.80	2.3	0.725	2.2	0.967
9.2	0.12	152	74	95	0.51	3478±8	-1	0.3016	0.6	30.20	2.2	0.726	2.1	0.969
13.1	0.06	155	129	97	0.86	3471±9	-2	0.3002	0.6	30.10	2.2	0.728	2.1	0.968
6.1	0.04	69	31	44	0.46	3481±12	-3	0.3020	0.8	30.90	2.4	0.742	2.3	0.944
14.1	0.05	101	53	65	0.55	3486±13	-3	0.3031	0.8	31.20	2.4	0.748	2.3	0.940
16.1	0.07	1000	107	476	0.11	3016±7	6	0.2249	0.4	17.18	1.8	0.554	1.7	0.973
9.3	0.41	86	43	51	0.52	3436±20	3	0.2935	1.3	27.55	2.8	0.681	2.5	0.889
17.1	0.10	362	167	223	0.48	3476±8	0	0.3011	0.5	29.81	1.9	0.718	1.8	0.960
18.1	0.23	265	300	148	1.17	3687±10	14	0.3453	0.7	30.90	1.9	0.649	1.8	0.938
19.1	0.14	570	272	146	0.49	3215±10	91	0.2548	0.7	10.47	1.9	0.298	1.8	0.936
20.1	0.06	504	213	232	0.44	3424±8	24	0.2911	0.5	21.54	1.8	0.537	1.8	0.963
1.2	0.01	103	127	35	1.27	2123±34	-1	0.1319	1.9	7.200	2.7	0.396	1.9	0.707
22.1	0.15	602	272	276	0.47	3405±8	24	0.2876	0.5	21.12	1.8	0.532	1.7	0.964

Пр. 016, гнейсотрондьемит, скв. 2849, 51.6° с.ш., 36.5° в.д.

1.1	0.04	182	190	115	1.08	3518±10	-1	0.3094	0.6	3139	2.2	0.736	2.1	0.957
1.2	0.03	978	56	466	0.06	2831±5	0	0.2005	0.3	15.32	2.0	0.554	2.0	0.957
2.1	0.06	67	39	44	0.61	3525±20	-3	0.3108	1.3	32.22	2.6	0.752	2.3	0.989
2.2	0.01	1111	57	525	0.05	2848±5	1	0.2027	0.3	15.38	2.0	0.550	2.0	0.865
3.1	0.01	1550	413	936	0.28	3496±3	2	0.3051	0.2	29.57	2.0	0.703	2.0	0.988
4.1	0.01	130	85	82	0.67	3523±8	-1	0.3105	0.5	31.42	2.2	0.734	2.1	0.993
4.2	0.01	1698	27	812	0.02	2853±3	0	0.2033	0.2	15.60	2.0	0.556	2.0	0.972
5.1	0.06	121	72	74	0.61	3450±9	-1	0.2961	0.6	29.18	2.2	0.715	2.2	0.995
5.2	0.02	1180	51	548	0.04	2834±4	2	0.2010	0.3	14.98	2.0	0.540	2.0	0.968
6.1	0.06	117	74	73	0.66	3509±22	-1	0.3076	1.4	30.89	2.6	0.728	2.2	0.992
6.2	0.02	1092	61	519	0.06	2847±4	0	0.2026	0.3	15.45	2.0	0.553	2.0	0.838
7.1	0.06	119	72	74	0.62	3413±9	-2	0.2891	0.6	28.65	2.2	0.719	2.1	0.992
7.2	0.01	1347	96	647	0.07	2847±4	-1	0.2025	0.2	15.60	2.0	0.559	2.0	0.967
8.1	0.02	113	73	65	0.67	3401±9	3	0.2870	0.6	26.36	2.2	0.666	2.2	0.994

Пр. 073, олинвоный габбронорит, скв. 3800, 51.9° с.ш., 37.5° в.д.

1.1	0.02	292	35	140	0.12	2802±9	-2	0.1970	0.5	15.14	2.0	0.558	1.9	0.962
2.1	0.01	829	32	460	0.04	3026±15	-6	0.2262	0.9	20.17	2.1	0.647	1.9	0.902
2.2	0.03	135	35	65	0.27	2704±16	-6	0.1857	1.0	14.33	2.2	0.560	1.9	0.893
3.1	0.02	293	34	137	0.12	2764±9	-1	0.1926	0.6	14.44	2.0	0.544	1.9	0.957
3.2	0.12	72	55	36	0.79	2746±15	-6	0.1905	0.9	15.07	2.2	0.574	2.0	0.913
4.1	0.03	252	32	123	0.13	2854±8	-1	0.2035	0.5	15.90	1.9	0.567	1.9	0.970
4.2	0.01	2133	1171	1240	0.57	3478±4	5	0.3015	0.3	28.05	1.9	0.675	1.9	0.991
5.1	0.01	2764	2528	1540	0.95	3402±4	6	0.2871	0.2	25.68	1.9	0.649	1.9	0.993
5.2	0.01	319	34	161	0.11	2854±9	-4	0.2034	0.6	16.43	2.0	0.586	1.9	0.959
6.1	0.01	221	20	107	0.10	2821±11	-2	0.1994	0.7	15.56	2.0	0.566	1.9	0.944
6.2	0.01	3247	755	2090	0.24	3599±48	-4	0.2990	0.2	30.82	1.7	0.748	1.2	0.992
6.3	0.01	201	69	96	0.35	2848±44	0	0.2010	1.2	15.40	2.2	0.556	1.9	0.850
7.1	0.01	3857	850	2390	0.23	3502±47	-2	0.2955	0.2	29.40	1.7	0.722	1.7	0.993
8.1	0.01	892	456	526	0.53	3399±46	1	0.2947	0.6	28.21	1.8	0.694	1.7	0.943
8.2	0.04	366	56	174	0.16	2841±42	-1	0.1969	0.9	15.03	2.0	0.554	1.8	0.904
9.1	0.04	2977	476	1920	0.17	3613±48	-4	0.2990	0.2	30.97	1.7	0.751	1.7	0.991
10.1	0.44	297	14	152	0.05	2996±47	-7	0.1953	1.9	15.93	2.8	0.592	1.9	0.709
11.1	1.86	802	47	391	0.06	2838±41	0	0.2018	1.5	15.39	2.3	0.553	1.8	0.771
12.1	0.02	2491	607	1720	0.25	3801±50	-10	0.2907	0.4	32.20	1.8	0.803	1.7	0.971
13.1	0.01	371	42	176	0.12	2832±43	1	0.2055	1.0	15.63	2.1	0.552	1.9	0.891

Продолжение табл. 1

Номер зерна и точки	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$, %	КК
			Th	г/г										
Пр. 031, габбро-долерит, скв. 2973, 51.6° с.ш., 36.3° в.д.														
2.1	0.04	106	71	55	0.70	3195±10	5	0.2516	0.6	20.84	1.4	0.601	1.3	0.898
8.1	0.02	149	82	83	0.57	3309±8	3	0.2705	0.5	24.22	1.3	0.649	1.2	0.928
1.1	0.01	228	221	134	1.00	3458±5	3	0.2976	0.3	28.01	1.2	0.683	1.2	0.963
8.2	0.03	135	54	79	0.41	3474±9	4	0.3008	0.6	28.33	1.4	0.683	1.3	0.908
3.2	0.01	129	67	76	0.54	3452±8	2	0.2965	0.5	28.18	1.3	0.689	1.2	0.928
7.1	0.01	172	85	104	0.51	3464±7	1	0.2988	0.4	29.12	1.3	0.707	1.2	0.943
5.1	0.01	96	68	60	0.73	3507±9	0	0.3071	0.6	30.49	1.4	0.720	1.3	0.918
9.1	0.07	124	90	77	0.75	3503±8	0	0.3064	0.5	30.51	1.3	0.722	1.2	0.928
3.1	0.01	96	56	60	0.60	3521±9	0	0.3099	0.6	31.04	1.4	0.726	1.3	0.916
6.1	0.03	107	80	67	0.78	3516±8	0	0.3091	0.5	30.99	1.4	0.727	1.3	0.924
10.1	0.03	127	71	80	0.57	3517±9	-1	0.3092	0.6	31.26	1.4	0.733	1.3	0.907
4.1	0.03	132	68	84	0.53	3544±10	-1	0.3148	0.7	32.17	1.4	0.741	1.3	0.888
9.2	0.01	210	130	138	0.64	3501±8	-4	0.3060	0.5	32.25	1.3	0.764	1.2	0.929
10.2	0.02	155	105	107	0.70	3569±8	-6	0.3199	0.5	35.25	1.4	0.799	1.3	0.924
8.3	0.01	108	69	68	0.67	3565±20	0	0.3190	1.3	32.44	2.4	0.738	2.0	0.843
7.2	0.01	83	46	49	0.57	3525±24	5	0.3108	1.6	29.42	2.6	0.687	2.1	0.808
11.1	0.10	323	234	185	0.75	3405±13	3	0.2877	0.9	26.44	2.0	0.667	1.8	0.906
12.1	0.01	292	190	172	0.67	3408±13	1	0.2882	0.8	27.26	2.0	0.686	1.8	0.913
13.1	0.01	355	326	220	0.95	3492±10	0	0.3043	0.7	30.21	1.9	0.720	1.8	0.940
14.1	0.07	590	654	369	1.14	3502±8	-1	0.3062	0.5	30.71	1.8	0.727	1.8	0.958
14.2	0.39	90	44	54	0.51	3491±26	3	0.3041	1.7	28.96	2.7	0.691	2.2	0.796
13.2	0.03	164	94	102	0.59	3500±15	0	0.3059	1.0	30.44	2.1	0.722	1.9	0.889
15.1	0.15	218	186	118	0.88	3272±15	4	0.2642	1.0	22.88	2.1	0.628	1.8	0.888
15.2	0.05	56	30	34	0.55	3519±25	3	0.3096	1.6	29.76	2.7	0.697	2.2	0.797
Пр. 042, габбро-долерит, скв. 3868, 52.7° с.ш., 35.2° в.д.														
1.1	0.39	479	312	31	0.67	428±66	-8	0.0554	2.9	0.573	3.0	0.075	0.7	0.220
2.1	0.09	40	14	21	0.37	3119±19	1	0.2398	1.2	20.33	1.8	0.615	1.4	0.759
3.1	0.06	108	47	68	0.45	3521±9	0	0.3100	0.6	31.23	1.0	0.731	0.9	0.819
3.2	0.11	110	54	69	0.50	3519±10	0	0.3096	0.6	30.97	1.1	0.726	0.9	0.814
3.3	0.01	1384	271	669	0.20	3183±11	11	0.2498	0.7	19.39	0.9	0.563	0.5	0.597
4.1	0.12	150	167	44	1.15	1900±20	0	0.1163	1.1	5.506	1.4	0.343	0.8	0.579

Пр. 026, амфиболит, скв. 4186, 52.3° с.ш., 35.4° в.д.

1.1	0.81	67	2	35	0.04	2974±27	-1	0.2191	1.7	17.93	2.2	0.594	1.5	0.675
2.1	0.35	77	2	40	0.03	3052±21	1	0.2300	1.3	19.00	1.8	0.599	1.2	0.676
3.1	0.16	100	1	49	0.02	3013±16	3	0.2245	1.0	17.83	1.4	0.576	1.0	0.729
4.1	0.22	184	2	98	0.01	3034±12	-2	0.2275	0.7	19.38	1.2	0.618	0.9	0.790
5.1	0.40	60	1	29	0.03	3031±23	4	0.2270	1.4	17.88	2.0	0.571	1.4	0.698
6.1	0.16	76	2	41	0.03	3037±17	-2	0.2278	1.1	19.48	1.6	0.620	1.0	0.729
7.1	0.36	88	2	45	0.03	3027±18	1	0.2265	1.1	18.37	1.5	0.588	1.1	0.698
8.1	0.16	131	2	69	0.01	3034±13	-2	0.2275	0.8	19.21	1.2	0.613	0.9	0.730
9.1	0.27	163	4	86	0.02	3027±12	-2	0.2264	0.7	19.07	1.1	0.611	0.8	0.737
10.1	0.33	76	2	40	0.02	3017±17	0	0.2250	1.1	18.56	1.6	0.598	1.1	0.716

Пр. 025, метариолит, скв. 3747, 52.2° с.ш., 35.5° в.д.

1.1	0.03	58	35	31	0.61	3147±13	2	0.2441	0.8	20.70	2.7	0.615	2.6	0.958
2.1	0.10	101	58	55	0.59	3152±11	-1	0.2449	0.7	21.50	2.7	0.637	2.6	0.968
3.1	0.22	75	33	40	0.46	3152±15	2	0.2449	1.0	20.85	2.8	0.617	2.6	0.940
4.1	0.39	59	56	31	0.97	3176±22	3	0.2486	1.4	20.99	3.0	0.612	2.7	0.887
5.1	0.09	99	53	54	0.55	3156±13	0	0.2455	0.8	21.37	2.7	0.631	2.6	0.956
6.1	0.05	87	44	48	0.53	3135±13	-1	0.2424	0.8	21.26	2.7	0.636	2.6	0.954
7.1	0.05	117	74	63	0.65	3164±9	2	0.2467	0.6	21.10	2.6	0.620	2.6	0.975
8.1	0.01	40	18	23	0.46	3157±16	-3	0.2457	1.0	22.40	2.9	0.661	2.7	0.939
9.1	0.08	157	130	85	0.85	3143±8	0	0.2435	0.5	21.80	2.6	0.628	2.6	0.981
10.1	0.01	91	52	46	0.59	3174±10	7	0.2483	0.7	20.40	2.7	0.586	2.6	0.970

Пр. 068, железистый кварцит, скв. 2845, 51.3° с.ш., 36.9° в.д.

1.1	0.23	175	75	95	0.44	3153±15	0	0.2451	0.9	21.19	2.3	0.627	2.1	0.916
1.2	0.10	87	48	41	0.57	2790±15	-2	0.1956	0.9	14.93	2.8	0.554	2.6	0.944
2.1	0.07	158	64	78	0.42	2924±10	0	0.2123	0.6	16.87	2.2	0.576	2.1	0.959
2.2	0.20	71	34	34	0.50	2785±16	-1	0.1951	1.0	14.78	2.4	0.550	2.1	0.911
3.1	0.01	183	136	99	0.77	3160±7	0	0.2462	0.4	21.41	2.1	0.631	2.0	0.978
3.2	0.20	77	32	37	0.43	2798±16	-1	0.1966	1.0	14.98	2.3	0.553	2.1	0.913
4.1	0.05	357	84	167	0.24	2776±7	-1	0.1939	0.4	14.56	2.0	0.545	2.0	0.980
4.2	0.01	578	174	283	0.31	2931±5	1	0.2133	0.3	16.76	2.0	0.570	2.0	0.986
5.1	0.07	322	82	158	0.26	2954±7	1	0.2164	0.5	17.40	2.0	0.571	2.0	0.976
6.1	0.01	97	66	51	0.71	3088±15	0	0.2353	1.0	19.93	2.3	0.614	2.1	0.910
7.1	0.03	686	256	347	0.39	3080±5	3	0.2341	0.3	18.98	2.0	0.588	2.0	0.989

Продолжение табл. 1

Номер зерна и точки	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th		²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, млн лет	Дискордантность, %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±, %	КК
			г/г												
7.2	0.01	97	32		46	0.34	2774±14	-2	0.1937	0.9	14.76	2.3	0.553	2.1	0.928
8.1	0.01	459	224		235	0.50	3108±10	3	0.2382	0.6	19.56	2.1	0.596	2.0	0.957
8.2	0.09	77	41		36	0.55	2782±13	0	0.1947	0.8	14.41	2.3	0.537	2.1	0.935
9.1	0.04	340	172		180	0.52	3115±7	1	0.2393	0.4	20.28	2.0	0.615	2.0	0.980
9.2	0.09	68	33		33	0.51	2783±16	-3	0.1948	1.0	14.99	2.4	0.558	2.2	0.909
Пр. 065, серпентинит, скв. 3542, 52.3° с.ш., 34.9° в.д.															
1.1	0.02	245	114		130	0.48	3136±10	1	0.2424	0.6	20.65	1.1	0.618	0.9	0.810
2.1	0.41	48	47		24	1.01	2921±42	-1	0.2120	2.6	17.60	3.1	0.584	1.7	0.541
3.1	0.18	106	36		54	0.35	3155±16	5	0.2454	1.0	20.70	1.5	0.593	1.1	0.736
4.1	0.49	77	64		36	0.85	2882±24	4	0.2070	1.5	15.32	2.0	0.537	1.3	0.661
5.1	0.10	114	37		61	0.33	3141±14	1	0.2432	0.9	20.86	1.3	0.622	1.0	0.742
6.1	0.18	98	62		52	0.66	3115±15	0	0.2392	0.9	20.50	1.4	0.622	1.1	0.753
7.1	0.14	110	58		56	0.55	3128±14	5	0.2412	0.9	19.64	1.4	0.590	1.0	0.752
8.1	0.32	76	44		41	0.59	3155±17	0	0.2454	1.1	21.34	1.6	0.631	1.2	0.739
10.1	0.20	147	63		79	0.44	3130±13	0	0.2416	0.8	20.90	1.2	0.628	0.9	0.749
Пр. 003, габбро, скв. 3868, 52.7° с.ш., 35.2° в.д.															
1.1	0.01	81	74		40	0.95	2917±12	-1	0.2115	0.7	16.91	1.2	0.580	0.9	0.781
1.2	0.26	89	63		43	0.73	2914±13	2	0.2111	0.8	16.24	1.2	0.558	0.9	0.758
2.1	0.35	56	83		27	1.52	2905±18	2	0.2099	1.1	16.12	1.7	0.557	1.2	0.730
3.1	0.10	254	141		142	0.57	3175±6	-2	0.2485	0.4	22.27	0.7	0.650	0.6	0.823
3.2	0.01	425	138		196	0.34	2788±5	0	0.1953	0.3	14.49	0.6	0.538	0.5	0.812
4.1	0.01	78	124		37	1.64	2917±12	3	0.2115	0.7	16.08	1.2	0.551	1.0	0.796
5.2	0.63	22	21		11	1.00	2908±34	1	0.2103	2.1	16.36	2.8	0.564	1.8	0.781
6.1	0.49	110	80		29	0.76	1659±53	-4	0.1019	2.9	4.310	3.0	0.307	1.0	0.758
7.1	0.26	57	56		28	1.01	2894±19	-1	0.2085	1.2	16.40	1.8	0.570	1.4	0.730
9.1	0.38	39	56		19	1.49	2953±23	2	0.2162	1.4	16.98	2.2	0.569	1.7	0.753
12.1	0.34	79	80		39	1.05	2923±17	0	0.2123	1.1	16.85	1.5	0.576	1.0	0.689
13.1	0.23	99	40		48	0.42	2890±19	0	0.2080	1.2	16.18	1.5	0.564	0.9	0.627
Пр. 051, габбро, скв. 3032, 52.4° с.ш., 36.4° в.д.															
1.2	0.08	283	404		72	1.48	2934±11	76	0.2137	0.7	8.670	1.4	0.294	1.2	0.870
7.2	0.25	57	67		21	1.22	2922±25	29	0.2122	1.6	12.29	2.2	0.420	1.6	0.704

7.1	0.28	92	78	40	0.88	2904±15	12	0.2098	1.0	14.39	1.7	0.498	1.5	0.838
5.1	0.47	36	53	16	1.53	2933±25	7	0.2137	1.5	15.67	2.3	0.532	1.7	0.753
4.1	0.45	64	86	30	1.40	2896±19	3	0.2088	1.2	15.73	1.9	0.546	1.5	0.788
6.1	0.11	47	42	22	0.92	2926±18	3	0.2126	1.1	16.14	1.9	0.551	1.6	0.814
1.1	0.24	77	86	37	1.15	2930±15	2	0.2132	0.9	16.40	1.7	0.558	1.4	0.829
2.1	0.19	49	71	23	1.52	2914±25	2	0.2111	1.5	16.32	2.3	0.561	1.7	0.748
3.1	0.20	65	102	31	1.62	2904±17	1	0.2098	1.1	16.32	1.8	0.564	1.5	0.813
8.1	0.04	124	57	40	0.47	2049±18	0	0.1264	1.0	6.530	1.7	0.375	1.3	0.778
Пр. 059, метагаббро, скв. 2571, 51.4° с.ш., 34.8° в.д.														
1.1	0.15	86	110	39	1.32	2893±14	6	0.2084	0.9	15.14	2.1	0.527	2.0	0.918
2.1	4.17	46	99	20	2.25	2887±43	12	0.2071	2.7	14.20	3.5	0.490	2.2	0.645
2.2	0.09	60	49	31	0.84	2889±16	-3	0.2079	1.0	16.92	2.2	0.590	2.0	0.902
3.1	0.09	86	118	40	1.42	2887±13	3	0.2076	0.8	15.51	2.1	0.542	2.0	0.927
4.1	0.10	84	138	38	1.70	2888±13	5	0.2077	0.8	15.27	2.2	0.533	2.0	0.926
5.1	0.11	46	57	22	1.28	2874±19	2	0.2060	1.2	15.63	2.4	0.550	2.1	0.870
6.1	0.10	109	170	49	1.61	2849±12	6	0.2029	0.7	14.55	2.1	0.520	1.1	0.935
7.1	0.06	127	170	58	1.39	2886±11	6	0.2074	0.7	15.40	2.0	0.528	1.1	0.943
8.1	0.11	50	53	23	1.10	2894±17	6	0.2085	1.1	15.23	2.4	0.530	2.1	0.892
9.1	0.42	27	32	13	1.22	2870±39	4	0.2054	2.4	15.13	3.3	0.534	2.2	0.676
Пр. 070, гранодиорит, скв. 3833, 52.5° с.ш., 35.3° в.д.														
8.1	0.21	370	160	106	0.45	2981±11	61	0.2200	0.7	10.07	1.1	0.332	0.8	0.770
10.1	0.21	179	90	61	0.52	2965±16	39	0.2179	1.0	11.82	1.4	0.393	1.0	0.691
1.2	0.26	119	57	40	0.50	3014±19	41	0.2247	1.2	12.19	1.7	0.394	1.2	0.708
11.1	0.37	133	63	49	0.49	3007±17	31	0.2236	1.1	13.20	1.5	0.428	1.0	0.698
7.1	0.43	336	232	134	0.71	3026±10	23	0.2263	0.6	14.46	1.0	0.463	0.7	0.751
13.1	0.27	192	107	84	0.58	3005±14	13	0.2234	0.9	15.64	1.3	0.508	0.9	0.728
6.1	0.08	336	173	148	0.53	3035±10	14	0.2276	0.6	16.08	1.0	0.512	0.7	0.774
4.1	0.23	94	43	42	0.48	3016±18	11	0.2249	1.1	16.25	1.7	0.524	1.2	0.732
1.3	0.72	67	28	31	0.43	3018±25	11	0.2252	1.5	16.32	2.2	0.526	1.5	0.705
12.1	0.34	97	48	45	0.52	3032±18	9	0.2272	1.1	16.84	1.7	0.538	1.3	0.752
5.1	0.30	94	32	46	0.35	3014±18	5	0.2245	1.1	17.31	1.7	0.559	1.3	0.759
9.1	0.19	243	140	119	0.60	3037±12	5	0.2278	0.7	17.86	1.1	0.569	0.8	0.744
1.1	0.31	135	59	70	0.45	3020±14	-1	0.2255	0.9	18.75	1.4	0.603	1.1	0.776

Номер зерна и точки	$^{206}\text{Pb}/\epsilon, \%$	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm, \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm, \%$	КК
		г/г	г/г											
Пр. 027, гранодиорит, скв. 4192, 52.2° с.ш., 35.3° в.д.														
1.1	0.18	156	72	80	0.48	3100±11	3	0.2370	0.7	19.45	1.5	0.595	1.3	0.892
2.1	0.35	157	198	70	1.30	2676±14	0	0.1825	0.9	12.99	1.6	0.516	1.3	0.846
3.1	2.01	361	406	161	1.16	2813±24	6	0.1984	1.5	13.95	2.0	0.510	1.3	0.668
4.1	0.04	117	193	50	1.70	2671±15	2	0.1820	0.9	12.55	1.7	0.500	1.4	0.852
5.1	0.01	126	145	55	1.19	2705±15	3	0.1857	0.9	12.90	1.7	0.504	1.4	0.848
6.1	0.02	141	128	72	0.94	3106±10	3	0.2379	0.7	19.64	1.5	0.599	1.4	0.902
7.1	0.02	157	54	76	0.36	2967±11	3	0.2181	0.7	16.96	1.5	0.564	1.3	0.897
7.2	0.08	106	131	52	1.29	2910±14	-1	0.2106	0.8	16.74	1.7	0.576	1.5	0.868
8.1	0.01	133	210	57	1.63	2662±13	1	0.1810	0.8	12.57	1.6	0.504	1.4	0.864
9.1	0.23	345	445	102	1.33	2612±12	38	0.1756	0.7	8.300	2.0	0.343	1.9	0.937
10.1	0.44	315	312	137	1.02	2550±19	-3	0.1693	1.2	11.70	2.1	0.501	1.8	0.838
11.1	0.96	339	27	141	0.08	2983±17	18	0.2201	1.1	14.58	2.1	0.480	1.8	0.855
12.1	0.08	2227	229	758	0.11	2094±10	-3	0.1297	0.5	7.070	1.8	0.396	1.7	0.954
13.1	0.64	381	122	147	0.33	2922±17	23	0.2121	1.1	13.04	2.1	0.446	1.8	0.858
14.1	0.12	758	251	337	0.34	2955±8	10	0.2165	0.5	15.42	1.8	0.517	1.7	0.960
16.1	2.11	256	406	116	1.64	2863±26	8	0.2043	1.6	14.38	2.4	0.510	1.8	0.757
18.1	0.68	368	44	185	0.12	2948±16	0	0.2156	1.0	17.20	2.1	0.579	1.8	0.869
19.1	0.04	231	110	122	0.49	3088±13	0	0.2353	0.8	19.84	2.0	0.612	1.8	0.913
Пр. 060, гранодиорит, скв. 2572, 51.4° с.ш., 34.8° в.д.														
4.1	0.23	263	216	60	0.85	2917±12	94	0.2115	0.7	7.680	1.0	0.264	0.6	0.661
3.2	0.15	43	35	20	0.84	2909±24	5	0.2104	1.5	15.58	2.3	0.537	1.7	0.759
3.1	0.57	26	40	13	1.56	2918±36	1	0.2116	2.2	16.43	3.4	0.563	2.6	0.760
3.1re	0.01	29	42	14	1.53	2932±26	2	0.2135	1.6	16.60	2.4	0.564	1.7	0.734
1.1	0.10	121	89	60	0.76	2928±14	0	0.2129	0.8	16.81	1.3	0.573	1.0	0.756
5.1	0.29	62	59	31	0.98	2913±19	-1	0.2109	1.2	16.73	1.9	0.575	1.5	0.774
4.2	0.25	67	63	33	0.97	2931±25	0	0.2134	1.5	16.92	1.9	0.575	1.1	0.583
2.1	0.14	75	72	37	0.99	2932±17	0	0.2135	1.1	16.97	1.7	0.576	1.3	0.769
Пр. 019, гранит, скв. 3534, 52.2° с.ш., 35.1° в.д.														
7.1	0.11	319	183	87	0.59	2730±21	54	0.1886	1.3	8.240	1.4	0.317	0.6	0.446
3.1	0.48	181	283	52	1.62	2779±15	50	0.1943	0.9	8.940	1.2	0.334	0.8	0.654
4.1	0.32	142	134	45	0.98	2765±15	38	0.1927	0.9	9.700	1.2	0.365	0.8	0.644
1.2	0.23	152	141	55	0.96	2840±15	25	0.2017	0.9	11.69	1.3	0.421	0.9	0.681
2.1	0.05	356	187	139	0.54	2815±45	17	0.1986	2.7	12.44	2.8	0.454	0.7	0.236
5.1	0.01	91	91	37	1.04	2886±42	16	0.2074	2.6	13.45	2.8	0.470	1.1	0.390

1.1	0.01	153	187	67	1.26	2885±13	9	0.2074	0.8	14.55	1.1	0.509	0.8	0.725
11.1	0.17	166	274	74	1.70	2888±14	7	0.2078	0.8	14.87	1.3	0.519	1.0	0.751
9.1	0.13	192	173	86	0.93	2883±12	6	0.2071	0.7	14.98	1.1	0.525	0.8	0.750
8.1	0.40	89	98	42	1.13	2870±18	2	0.2054	1.1	15.41	1.5	0.544	1.1	0.713
2.2	1.61	316	234	151	0.77	2868±43	2	0.2052	2.6	15.46	6.8	0.546	6.3	0.922
10.1	0.06	68	87	33	1.32	2886±21	0	0.2074	1.3	16.19	1.9	0.566	1.4	0.736
6.1	0.01	189	166	93	0.90	2880±16	-1	0.2068	1.0	16.28	1.2	0.571	0.8	0.609
10.2	0.15	149	140	73	0.97	2902±16	-1	0.2096	1.0	16.57	1.5	0.574	1.1	0.741
12.1	0.01	120	134	59	1.15	2894±14	-1	0.2085	0.9	16.51	1.4	0.574	1.1	0.772
Пр. 020, гранит, скв. 3743, 52.2° с.ш., 35.3° в.д.														
2.1	0.03	501	181	233	0.37	2844±7	2	0.2022	0.4	15.11	1.5	0.542	1.5	0.964
5.2	0.01	451	131	210	0.30	2831±3	1	0.2006	1.5	15.00	2.1	0.543	1.5	0.697
4.1	0.05	732	155	343	0.22	2815±6	1	0.1986	0.3	14.92	1.5	0.545	1.4	0.973
8.1	0.03	765	159	359	0.21	2831±5	1	0.2006	0.3	15.09	1.5	0.546	1.4	0.974
7.1	0.03	1151	533	540	0.48	2825±5	1	0.1999	0.3	15.04	1.5	0.546	1.4	0.982
1.1	0.05	466	83	221	0.08	2841±7	0	0.2018	0.4	15.33	1.5	0.551	1.5	0.962
6.1	0.07	937	48	446	0.05	2856±5	1	0.2037	0.3	15.53	1.5	0.553	1.4	0.979
5.1	0.04	200	44	101	0.23	2969±10	-1	0.2184	0.6	17.75	1.7	0.590	1.6	0.933
3.1	0.01	286	504	145	1.81	2991±8	0	0.2215	0.5	18.05	1.6	0.591	1.5	0.952
1.2	0.01	119	104	61	0.91	2980±12	-2	0.2199	0.7	18.22	1.8	0.601	1.6	0.913
Пр. 022, гранит, скв. 3780, 52.3° с.ш., 35.3° в.д.														
2.1	0.02	2175	1062	974	0.50	2929±9	8	0.2130	0.5	15.30	0.8	0.521	0.6	0.757
10.1	0.02	1296	1450	601	1.16	2909±5	5	0.2104	0.3	15.66	0.5	0.540	0.4	0.836
2.2	0.71	61	84	28	1.43	2920±31	5	0.2119	1.9	15.78	2.7	0.540	1.9	0.702
1.1	0.02	1032	789	480	0.79	2919±44	5	0.2117	2.7	15.79	3.7	0.541	2.6	0.688
11.1	0.49	40	62	19	1.59	2921±26	4	0.2121	1.6	15.93	2.1	0.545	1.3	0.637
13.1	0.01	230	193	111	0.87	2926±11	2	0.2127	0.7	16.46	1.1	0.561	0.8	0.781
3.1	0.06	203	180	99	0.92	2923±12	1	0.2123	0.8	16.63	1.2	0.568	0.9	0.769
5.1	0.37	90	135	45	1.55	2917±21	0	0.2115	1.3	16.71	1.9	0.573	1.4	0.739
6.1	0.01	34	41	17	1.22	2918±29	0	0.2116	1.8	16.79	2.9	0.575	2.2	0.779
7.1	0.14	83	87	41	1.08	2921±18	0	0.2120	1.1	16.83	1.8	0.576	1.4	0.773
4.1	0.12	756	121	331	0.17	3002±7	13	0.2230	0.4	15.62	0.8	0.508	0.6	0.831
9.2	0.26	99	39	47	0.41	3050±18	8	0.2297	1.1	17.38	1.7	0.549	1.3	0.755
12.1	0.09	524	60	272	0.12	3069±7	1	0.2325	0.4	19.35	0.7	0.604	0.6	0.816
9.1	0.20	204	112	107	0.52	3066±11	0	0.2321	0.7	19.38	1.2	0.606	0.9	0.787
8.1	0.24	46	53	24	1.19	3077±25	1	0.2336	1.6	19.55	2.4	0.607	1.8	0.759

Окончание табл. 1

Номер зерна и точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$, %	КК
				г/г	г/г										
Пр. 001, гранит, скв. 3744, 52.2° с.ш., 35.3° в.д.															
1.1	0.01	1678	1197	766	0.74	2825±4	3	0.1999	0.2	14.65	1.2	0.532	1.1	0.980	
2.1	0.31	2879	1930	1320	0.69	2828±3	3	0.2002	0.2	14.64	1.1	0.530	1.1	0.983	
3.1	0.01	2626	199	1300	0.08	2857±3	-3	0.2038	0.2	16.25	1.1	0.578	1.1	0.987	
4.1	0.45	204	83	51	0.42	2064±23	26	0.1275	1.3	5.074	1.8	0.289	1.3	0.714	
5.1	0.07	189	128	91	0.70	2908±10	1	0.2104	0.6	16.34	1.4	0.564	1.3	0.899	
6.1	0.08	183	232	90	1.31	2902±10	0	0.2096	0.6	16.44	1.5	0.569	1.3	0.899	
7.1	0.16	77	138	37	1.85	2878±16	1	0.2065	1.0	15.79	1.8	0.555	1.5	0.841	
8.1	0.01	2483	2187	1170	0.91	2824±3	0	0.1998	0.2	15.11	1.1	0.549	1.1	0.985	
9.1	0.76	679	938	318	1.43	2953±7	6	0.2162	0.4	16.16	1.2	0.542	1.2	0.946	
10.1	0.01	2173	1923	1010	0.91	2823±3	1	0.1997	0.2	14.93	1.2	0.543	1.1	0.983	
Пр. 002, гранит, скв. 3782, 52.3° с.ш., 35.2° в.д.															
1.1	0.01	1873	376	787	0.21	2816±4	10	0.1987	0.2	13.40	1.2	0.490	1.1	0.980	
2.1	0.01	208	90	103	0.45	2979±9	2	0.2197	0.6	17.46	1.4	0.576	1.3	0.916	
3.1	0.04	417	196	193	0.48	2874±7	4	0.2060	0.4	15.28	1.3	0.538	1.2	0.941	
4.1	0.01	264	238	121	0.93	2827±9	2	0.2001	0.5	14.74	1.4	0.534	1.3	0.920	
5.1	0.07	499	348	226	0.72	2816±7	3	0.1988	0.4	14.43	1.3	0.527	1.2	0.944	
6.1	0.25	48	56	25	1.19	3059±20	1	0.2310	1.2	18.98	2.2	0.596	1.8	0.817	
7.1	0.01	340	170	175	0.52	2945±7	-3	0.2152	0.5	17.80	1.3	0.600	1.2	0.939	
8.1	0.11	83	87	38	1.08	2802±17	1	0.1971	1.1	14.57	1.9	0.536	1.6	0.827	
9.1	0.01	153	259	71	1.76	2831±12	2	0.2005	0.7	14.93	1.5	0.540	1.4	0.885	
10.1	0.01	1526	1808	734	1.22	2827±4	-1	0.2001	0.3	15.44	1.2	0.560	1.2	0.976	
Пр. 078, гранит, Шкурлатский карьер, 50.2° с.ш., 40.1° в.д.															
1.1	0.24	52	53	25	1.07	2898±27	0	0.2091	1.6	16.38	2.5	0.568	1.9	0.763	
2.1	0.21	21	21	10	1.03	2926±29	0	0.2127	1.8	16.81	3.2	0.573	2.7	0.831	
3.1	0.04	118	165	58	1.44	2898±13	0	0.2090	0.8	16.37	1.7	0.568	1.5	0.869	
5.1	0.22	90	79	43	0.91	2907±18	2	0.2102	1.1	16.15	1.9	0.557	1.6	0.821	
6.1	0.12	54	59	26	1.13	2927±19	1	0.2128	1.2	16.67	2.1	0.568	1.7	0.818	
7.1	0.01	22	26	11	1.24	2925±28	2	0.2125	1.7	16.48	2.9	0.563	2.3	0.799	
8.1	0.10	52	78	26	1.55	2844±20	-3	0.2022	1.2	16.14	2.1	0.579	1.7	0.814	
9.1	0.11	64	70	31	1.13	2922±18	2	0.2121	1.1	16.41	2.0	0.561	1.6	0.823	
10.1	0.42	43	61	21	1.45	2884±25	-1	0.2072	1.5	16.24	2.4	0.568	1.8	0.770	

Примечание. КК — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

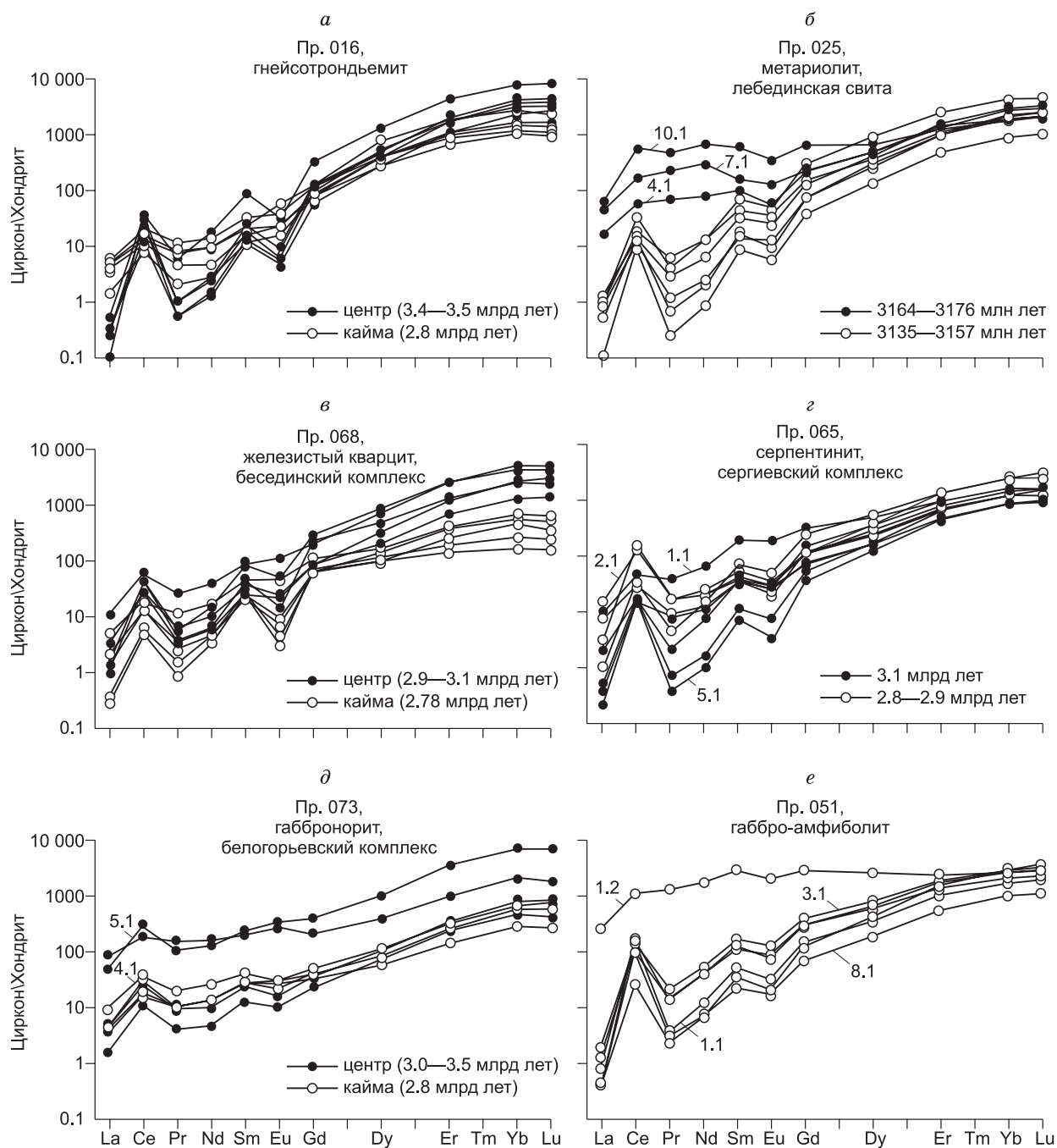


Рис. 4. Нормализованное на хондрит распределение REE в цирконе.

Данные для хондрита CI, по [McDonough, Sun, 1995]. Цифры у линий отвечают номерам зерен циркона. а—е — пояснения см. в тексте.

низкотемпературном процессе сохраняет четкую зональность и огранку. Большая часть зерен дискордантна (см. табл. 1). Вариации содержания U, Th, отношения Th/U обычны для магматического циркона. Измерено 16 зерен; полученный возраст 3029 ± 14 млн лет отражает время кристаллизации (см. рис. 3). В пр. 027 несколько зерен имеют двухфазное строение: конкордантный возраст ядер равен 3091 ± 28 млн лет (см. табл. 1).

Позднее, в период 2.95—2.85 млрд лет, внедрилась серия интрузий основных пород. Соответствующие возрасты получены для двух массивов габбро (пробы 003 и 051), которые предположительно относились к палеопротерозойскому смородинскому комплексу. Порода пр. 003 имеет габбровую структуру и состав: Орх, Срх, Pl (An_{63}), реликты Ol. Циркон овальной формы, с осцилляторной зональностью.

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в цирконе архейских пород Воронежского массива

Компо- нент	Пр. 016										Пр. 073								Пр. 042				
	1.1 ¹	1.2	2.1	2.2	4.1	4.2	5.1	5.2	6.1	6.2	4.1	4.2	5.1	5.2	6.1	6.2	7.1	7.2	2.1	3.1	3.2	3.3	4.1
La	0.14	1.42	0.06	0.37	0.09	1.09	0.07	1.16	0.03	0.91	2.28	1.01	10.9	1.09	1.14	0.39	0.94	19.89	0.14	0.06	0.08	5.29	0.15
Ce	21.1	12.5	8.03	4.82	14.3	9.26	13.0	9.66	17.5	6.88	22.1	15.5	172	18.0	9.32	7.20	11.7	114	9.20	4.76	5.76	40.3	41.3
Pr	0.62	1.08	0.06	0.20	0.10	0.70	0.05	0.76	0.10	0.43	1.85	0.86	9.31	0.96	1.03	0.38	0.98	13.5	0.09	0.05	0.12	15.9	0.19
Nd	7.86	6.17	0.61	1.30	1.19	4.22	0.74	4.50	1.29	2.21	11.4	4.80	60.9	6.30	6.17	2.30	6.26	69.3	1.08	0.86	1.49	225	2.64
Sm	12.3	4.48	1.62	1.77	2.70	3.40	1.96	3.01	3.66	2.45	6.31	3.54	31.3	4.24	4.29	1.86	4.27	28.3	1.46	2.25	3.88	412	5.23
Eu	1.81	2.17	0.27	0.88	0.36	3.17	0.33	1.33	0.51	1.32	1.66	0.89	18.4	1.68	1.31	0.57	1.51	14.1	0.65	0.36	0.69	175	0.59
Gd	62.2	21.0	11.6	15.7	17.8	23.8	15.2	15.0	22.7	17.2	9.75	7.06	76.7	7.71	7.77	4.77	6.55	39.6	8.09	16.3	23.9	1483	25.2
Dy	293	94.6	67.9	89.8	112	180	94.4	65.7	119	91.0	26.6	25.0	234	20.4	24.6	17.3	14.3	86.2	30.1	80.4	107	2518	98.7
Er	653	163	176	132	307	299	260	106	269	148	47.9	52.9	513	42.0	52.4	35.9	21.6	154	68.8	171	222	1744	203
Yb	1130	249	354	179	614	404	536	155	464	217	102	118	1024	92.5	119	71.2	42.8	319	152	302	377	1579	364
Lu	171	36.1	59.7	24.9	102	53.0	90.8	23.0	75.0	31.3	17.0	18.4	159	13.1	19.7	10.1	6.18	43.1	25.9	50.8	60.2	269	59.8
Li	0.01	36.5	0.56	24.0	0.29	25.1	1.62	54.4	0.92	36.4	9.31	28.5	34.2	24.1	8.53	10.5	13.1	10.8	10.2	14.2	11.4	17.9	13.9
P	247	252	242	281	351	588	337	174	335	252	108	13.8	262	19.4	25.0	62.1	26.2	256	157	228	312	1292	350
Ca	0.74	62.5	1.83	6.89	22.7	20.7	0.93	20.4	0.98	8.72	75.6	260	154	156	171	94.8	372	524	39.1	2.52	20.3	1838	0.84
Ti	38.6	15.1	15.4	13.7	15.1	14.9	12.2	35.7	14.1	19.5	16.2	30.02	32	42.9	16.1	11.66	37.91	70.4	9.39	21.6	24.9	125	10.4
Sr	1.18	2.08	0.65	0.74	1.17	1.74	0.82	1.05	0.87	0.95	1.62	2.42	3.14	1.23	2.56	2.06	1.92	21.0	0.74	0.58	0.81	17.4	0.72
Y	3325	1061	888	1004	1429	2217	1185	709	1466	1007	264	308	2358	235	321	179	165	971	387	1023	1255	17930	1167
Nb	86.3	40.0	46.3	45.7	44.3	39.7	32.3	24.5	29.6	22.8	22.1	22.2	61.0	51.1	17.5	17.0	15.4	14.7	6.67	7.27	7.38	22.6	11.1
Ba	1.19	6.88	0.95	1.44	1.36	3.26	0.85	5.24	1.14	2.67	2.42	6.09	5.04	3.98	3.01	5.71	9.58	21.6	0.83	0.72	2.63	5.97	1.38
Hf	11240	10504	12143	11228	12280	12698	13127	10926	11848	11069	6326	7652	8565	8847	6334	9338	6182	4952	8814	7842	7832	10556	8411
Th	205	55.9	40.5	51.7	98.8	29.0	86.6	74.4	83.7	64.6	59.7	81.8	1096	60.0	30.4	29.3	36.0	256	16.9	47.4	55.9	1207	167
U	272	1468	91.9	1481	211	2609	202	1775	173	1616	454	461	2545	491	553	381	428	1980	76.9	148	158	2949	211
Th/U	0.75	0.04	0.44	0.03	0.47	0.01	0.43	0.04	0.48	0.04	0.13	0.18	0.43	0.12	0.06	0.08	0.08	0.13	0.22	0.32	0.35	0.41	0.79
Eu/Eu*	0.20	0.68	0.19	0.51	0.16	1.07	0.18	0.60	0.17	0.62	0.64	0.54	1.15	0.90	0.69	0.58	0.87	1.28	0.58	0.18	0.22	0.68	0.16
Ce/Ce*	17.4	2.43	32.9	4.31	36.9	2.56	50.7	2.48	84.4	2.66	2.60	4.04	4.14	4.24	2.09	4.51	2.95	1.69	20.4	20.5	14.3	1.07	58.4
(Lu/La) _N	11896	244	9186	653	11407	469	12052	191	27782	331	71.8	176	140	115	166	248	63.6	21.0	1821	8241	7147	489	3830
T(Ti), °C	878	781	782	772	780	779	761	869	774	806	788	850	859	890	787	757	876	950	737	816	831	1028	746

Компонент	Пр. 025										Пр. 068									
	1.1	2.1	3.1	4.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	1.1	1.2	3.1	3.2	7.1	7.2	8.1	8.2	9.1	9.2	
La	0.30	0.22	0.13	4.11	0.12	10.3	0.03	0.24	16.3	0.33	0.09	0.23	0.07	0.35	0.51	0.77	0.30	2.73	1.19	
Ce	10.8	8.08	8.72	37.6	7.53	104	5.72	21.1	343	16.0	3.64	25.9	3.18	28.8	8.04	15.1	8.06	35.5	11.0	
Pr	0.58	0.28	0.07	6.51	0.11	21.0	0.02	0.39	43.9	0.32	0.14	0.54	0.08	0.36	0.32	0.59	0.24	2.30	1.06	
Nd	6.14	2.96	0.93	37.2	1.14	136	0.39	5.96	307	2.74	2.13	6.60	1.54	2.95	2.74	4.57	2.05	16.7	7.34	
Sm	6.76	4.59	2.43	14.4	2.10	23.8	1.24	10.4	87.3	3.74	4.26	11.5	3.44	6.51	3.64	5.16	3.21	13.3	6.61	
Eu	2.04	1.39	0.55	3.16	0.70	6.92	0.32	2.61	20.4	1.20	0.24	2.87	0.17	0.81	0.50	1.34	0.38	6.36	2.46	
Gd	29.1	25.7	13.7	44.5	13.7	46.8	7.39	56.0	123	17.5	13.5	52.5	12.2	36.0	12.7	16.9	11.6	42.5	20.9	
Dy	93.9	104	63.8	124	72.5	117	32.9	222	164	75.0	26.8	197	23.1	167	32.0	48.3	24.3	115	41.2	
Er	184	227	159	203	171	252	75.1	413	187	183	29.4	383	22.0	384	57.4	101	39.1	211	60.8	
Yb	351	429	308	320	349	482	143	676	283	403	39.8	722	26.7	642	88.7	200	69.6	385	103	
Lu	57.4	72.5	51.2	50.9	62.1	82.4	26.2	109	47.9	65.3	5.88	108	3.82	97.8	12.1	31.6	8.72	56.2	14.9	
Li	10.7	9.27	6.80	0.89	11.7	15.6	8.80	3.37	17.6	3.40	5.66	3.00	5.73	28.3	6.68	15.5	10.2	10.9	10.0	
P	148	188	189	90.8	147	196	54.9	269	178	81.3	65.5	142	18.0	657	82.4	112	80.9	248	78.7	
Ca	2.55	1.42	0.29	31.0	0.73	181	0.04	1.59	234	28.4	6.61	123	0.65	553	430	57.4	32.6	82.6	149	
Ti	8.42	11.2	11.2	16.9	9.61	48.4	5.95	12.9	96.9	30.4	19.3	51.4	26.0	26.6	15.3	17.2	17.7	35.8	26.3	
Sr	0.61	0.54	0.47	1.16	0.60	6.68	0.44	0.67	13.38	0.39	1.93	0.74	0.48	6.93	2.60	2.07	0.42	1.76	1.98	
Y	1123	1332	864	1275	956	1537	400	2489	1352	952	215	2404	174	2363	243	598	212	1363	411	
Nb	98.4	46.6	50.8	40.7	23.0	36.4	17.7	24.1	22.4	45.4	41.0	30.7	33.6	19.3	13.0	14.4	26.4	21.0	23.4	
Ba	0.97	1.27	0.61	5.56	0.92	58.8	0.55	0.99	525	1.15	0.66	2.81	0.64	30.5	10.8	5.79	1.84	4.60	8.49	
Hf	6642	6087	6486	6731	6586	7278	7869	6768	8837	8590	11961	7746	13695	11816	8745	8008	9395	6518	9709	
Th	47.6	56.7	29.3	111	43.2	75.0	19.1	144	133	111	63.2	260	40.4	376	65.7	79.0	57.0	197	53.4	
U	110	125	95.8	104	127	180	62.0	240	246	314	187	431	144	1343	211	565	203	507	265	
Th/U	0.43	0.45	0.31	1.07	0.34	0.42	0.31	0.60	0.54	0.35	0.34	0.60	0.28	0.28	0.31	0.14	0.28	0.39	0.20	
Eu/Eu*	0.44	0.39	0.29	0.38	0.40	0.63	0.32	0.33	0.60	0.45	0.10	0.36	0.08	0.16	0.22	0.44	0.19	0.81	0.64	
Ce/Ce*	6.23	7.95	22.7	1.78	15.9	1.71	54.1	16.6	3.10	11.9	7.91	17.9	10.0	19.5	4.83	5.44	7.21	3.43	2.36	
(Lu/La) _N	1822	3243	3830	119	4890	76.8	9172	4356	28.3	1936	648	4558	515	2655	231	397	278	199	120	
T(Ti), °C	728	753	753	791	740	904	699	766	993	852	805	912	835	837	782	793	796	870	836	

Компонент	Пр. 065										Пр. 003					Пр. 051							
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	8.1	10.1	11.1	11.2	1.1	1.2	2.1	3.2	7.1	9.1	1.1	1.2	2.1	3.1	4.1	6.1	8.1
La	2.32	3.64	0.12	0.74	0.05	0.10	0.13	1.83	0.25	0.50	1.29	0.07	0.10	0.90	0.05	0.26	0.10	60.8	0.30	0.47	0.19	0.10	0.10
Ce	28.4	84.0	10.0	94.5	9.82	9.26	9.88	19.2	21.1	10.1	99.7	77.1	93.5	8.06	92.5	64.1	100	671	63.3	84.4	95.8	58.4	15.5
Pr	3.62	1.58	0.07	1.63	0.04	0.21	0.22	0.88	0.44	0.72	1.40	0.16	0.70	0.86	0.21	1.26	0.35	125	1.32	1.87	1.30	0.29	0.22
Nd	28.9	9.34	0.76	11.2	0.48	3.32	3.34	5.85	7.18	4.93	12.4	2.26	12.7	6.19	3.31	15.8	5.59	796	18.4	23.1	18.1	3.32	3.07
Sm	29.2	6.17	1.74	8.26	1.11	6.50	5.47	5.18	10.8	5.03	10.5	3.22	16.6	3.91	5.14	17.5	7.66	42.5	17.4	24.4	19.0	3.37	5.54
Eu	10.4	1.61	0.44	2.05	0.19	1.83	1.18	1.45	2.71	1.67	2.32	0.76	4.05	1.30	1.19	4.54	1.85	111	4.78	6.65	4.43	0.96	1.15
Gd	61.3	22.1	11.0	24.3	7.07	29.8	22.0	22.5	46.9	15.5	30.4	14.6	59.1	10.4	22.0	57.1	28.1	557	57.1	76.4	61.4	13.5	24.5
Dy	128	61.0	44.4	62.9	31.1	87.6	73.1	92.7	133	42.1	82.7	50.9	151	21.3	65.7	135	86.1	619	143	188	162	43.7	98.5
Er	154	108	102	112	72.1	151	132	214	229	77.4	142	102	246	29.1	128	217	158	360	219	285	274	84.9	236
Yb	257	192	199	196	141	246	230	419	378	141	251	200	369	47.3	220	320	280	399	332	423	420	154	463
Lu	39.0	29.1	34.9	31.9	25.1	40.4	38.7	73.8	62.1	22.9	43.3	33.0	60.1	7.75	34.1	51.7	47.1	69.0	52.7	67.9	68.0	26.2	80.6
Li	48.6	36.5	26.8	55.1	43.8	13.3	17.9	30.9	21.7	23.7	47.3	55.2	14.3	19.6	40.8	8.80	37.1	75.0	13.4	17.7	22.7	46.1	3.02
P	109	283	21.7	126	62.0	135	130	823	208	162	219	86.8	222	87.4	201	280	202	123	169	193	188	116	205
Ca	82.2	177	2.93	9.09	0.68	5.68	1.81	1074	61.7	48.5	37.9	0.47	1.90	19.2	0.27	0.68	5.13	677	5.86	3.65	0.47	2.03	2.67
Ti	17.1	27.8	4.39	18.5	2.09	6.03	6.35	12.0	9.23	11.9	17.4	13.4	25.0	21.4	19.1	34.3	17.8	184	28.9	27.4	24.0	17.7	13.3
Sr	6.12	2.11	0.66	1.17	0.58	0.42	0.49	2.74	0.69	1.50	1.20	0.46	0.68	0.87	0.51	0.49	0.57	49.0	0.63	0.50	0.46	0.41	0.53
Y	1068	666	591	698	400	898	797	1205	1435	529	859	621	1533	236	742	1153	943	2861	1364	1786	1677	488	1302
Nb	45.0	24.9	24.0	30.2	18.4	14.1	15.1	14.7	11.8	8.8	10.2	11.4	13.3	8.76	12.2	7.98	11.3	12.0	11.2	10.9	11.7	5.83	8.23
Ba	12.3	1.79	1.02	2.44	0.99	1.12	1.22	1.67	2.47	2.40	2.26	2.38	1.11	2.00	1.29	1.37	1.95	31.0	1.22	1.95	0.80	1.17	1.44
Hf	8033	7118	9903	7543	10830	6107	7511	6438	7010	7054	7757	7999	7422	9947	7514	6299	7460	8772	6712	6720	7618	7655	7145
Th	85.3	35.1	40.4	65.8	45.8	52.6	57.4	88.9	151	37.2	81.1	57.2	80.1	132	55.2	52.0	83.4	527	75.1	109	109	55.8	74.4
U	275	51.2	162	100	193	122	135	242	268	114	119	121	72.7	578	78.6	53.1	110	427	69.6	96.5	111	86.9	203
Th/U	0.31	0.69	0.25	0.66	0.24	0.43	0.43	0.37	0.56	0.33	0.68	0.47	1.10	0.23	0.70	0.98	0.76	1.23	1.08	1.13	0.98	0.64	0.37
Eu/Eu*	0.75	0.42	0.31	0.44	0.21	0.40	0.33	0.41	0.37	0.58	0.40	0.34	0.39	0.62	0.34	0.44	0.38	0.70	0.46	0.47	0.40	0.43	0.30
Ce/Ce*	2.37	8.48	26.2	20.8	54.6	15.5	14.1	3.66	15.3	4.10	18.0	180	87.4	2.22	214	27.2	126	1.86	24.2	21.8	47.2	84.7	25.5
(Lu/La) _N	161	77.0	2716	413	622	3905	2809	388	2378	440	324	4658	6010	83.3	6405	1925	4331	10.9	1672	1395	3520	2648	7968
T(Ti), °C	792	842	675	800	622	700	704	759	736	758	794	769	831	815	804	865	796	1087	846	841	827	796	769

¹ Номер зерна и точки.

Девять зерен имеют конкордантный возраст 2908 ± 11 млн лет. Их геохимические характеристики (Th/U , $(\text{Lu}/\text{La})_N$) соответствуют магматическому генезису (см. табл. 2). Габбро-амфиболит пр. 051 определенно не относится к смородинскому комплексу, от которого отличается структурой, составом и степенью метаморфизма. Порода состоит из Pl (Ol-And), Hbl, Qz и Bt. Циркон характеризуется четко выраженной осцилляторной зональностью. Все U-Pb изотопные данные аппроксимируются дискордией, с верхним пересечением конкордии в значении 2920 ± 12 млн лет (см. табл. 1, рис. 3). Лишь зерно 8 имеет конкордантный возраст 2050 ± 29 млн лет. Циркон имеет крутой наклон спектра REE, Eu- и Ce-аномалию, что характерно для магматического циркона. Отличается от древних зерен меньшим содержанием LREE и наиболее высоким содержанием Lu (см. рис. 4, табл. 2). К этому этапу относится и формирование гранодиорита (пр. 060), который содержит однородную популяцию магматического циркона. Большинство зерен имеет тонкую зональность роста, хорошо выраженные кристаллографические формы. Ядра и оболочки отсутствуют. Цирконы низкоурановые, $\text{Th}/\text{U} = 1.1$ (см. табл. 1). Время кристаллизации гранодиорита определяется конкордантным кластером 2924 ± 14 млн лет (см. рис. 3).

Еще один массив метагаббро (пр. 059), расположенный в юго-западной части КБ, сложен псевдоморфозами Olg-Ab, Act, Bt, Ep по более основному плагиоклазу и мафическим минералам, содержит кварц, сохраняет признаки магматической (габбровой) структуры. Циркон пр. 059 весьма однороден, грубозональный. Конкордантный возраст циркона составляет 2885 ± 12 млн лет (см. рис. 3). На этом же возрастном уровне происходило становление лейкократовых ультраметаморфических гранитов (пробы 019, 020, 022). В пр. 019 установлены зерна циркона с четкой осцилляторной зональностью. Часть кристаллов теряет прозрачность, подчеркивая различную степень проявления вторичных изменений. Все 15 фигуративных точек аппроксимируются дискордией с верхним пересечением конкордии в значении 2900 ± 12 млн лет (см. рис. 3). Циркон пр. 020 (см. табл. 1) представлен призматическими зернами со следами зональности и веществом оболочек. Циркон однородных кристаллов и вещество оболочек дают два конкордантных кластера: 2984 ± 12 и 2897 ± 8 млн лет. Гранит пр. 022 (см. табл. 1) содержит два типа циркона. Первый тип представлен короткопризматическими зернами с секториальной зональностью. Для этого типа циркона получен возраст 3073 ± 14 млн лет (см. рис. 3). Второй тип представлен удлиненными непрозрачными зернами, которые имеют возраст 2917 ± 14 млн лет (см. рис. 3). Таким образом, в начале периода ультраметаморфизма преобладали, по-видимому, процессы анатексиса, из расплавов которого кристаллизовался преимущественно магматический циркон.

Конец мезоархей (2.85—2.80 млрд лет) характеризуется проявлением высокотемпературного метаморфизма и развитием ультраметаморфических гранитоидов, при формировании последних значительную роль играли метасоматические процессы.

Высокотемпературный метаморфизм датирован в оливиновом габбронорите белогорьевского комплекса (пр. 073), циркон которого характеризуется присутствием широких кайм, обрастающих палеоархейские ядра, рассмотренные выше. Каймам присущее тонкозональное строение, но имеют практически нефракционированное распределение REE (среднее значение $(\text{La}/\text{Lu})_N 1.18$), низкое $\text{Th}/\text{U} = 0.1$ (среднее значение), что соответствует его метаморфическому генезису (см. табл. 2, рис. 4, д). Конкордантный возраст кайм составляет 2822 ± 19 млн лет (см. рис. 3). Метаморфическая переработка циркона отражена и в пр. 016, палеоархейские ядра которой, рассмотренные выше, имеют каймы обрастания, несогласные с внутренней зональностью ядер. Особенности состава кайм — низкое значение Th/U , пологий спектр распределения REE (см. табл. 2, рис. 4, а) — указывают на их метаморфическое образование 2844 ± 13 млн л. н. (см. рис. 3).

Субщелочные граниты (пр. 001 и 002) содержат длиннопризматический (до 50×200 мкм) циркон с неотчетливой зональностью, высокоурановый. Геохимические характеристики и возраст циркона обеих проб сходны: 2825 ± 3 и 2821 ± 5 млн лет соответственно (см. рис. 3). В гранитах присутствуют единичные более древние унаследованные зерна циркона. Возраст циркона гранита (пр. 001), измеренный в 10 зернах, по пересечению дискордией конкордии имеет возраст 2825.1 ± 3.4 млн лет (рис. 3). Часть зерен, лежащих на дискордии, имеет по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ более древний возраст — до 2.9 млрд лет (см. табл. 1). Пр. 002 содержит более древние унаследованные кристаллы — от 2945 до 3050 млн лет (см. табл. 1). Образование гранитов, измеренное по 10 точкам, имело место 2820 ± 4.7 млн л. н. (см. рис. 3) и происходило в условиях гранулитового метаморфизма, возраст которого определен равным 2819 ± 6 млн лет [Савко и др., 2009]. Судя по температуре кристаллизации циркона, определенного по содержанию титана, все породы мезоархей кристаллизовались при высоких температурах: магматические цирконы при >700 °C, метаморфические при >800 °C (см. табл. 2).

На Украинском щите зеленокаменные пояса ЗКП изучены в ПП, СПП и ДБП. Имеются указания на их присутствие в Ингульской провинции (ИП), которая имеет ряд сходных геологических черт и сходное глубинное строение с соседней СПП [Щербаков, 2005].

В ПП зеленокаменные пояса образуют узкие, иногда прерывистые структуры, имеющие тектонические контакты с окружающими породами [Лысак и др., 2004] (см. рис. 2). Нижние части разреза сложены коматиит-толеитовой серией, верхняя часть — кислыми, реже средними вулканитами. Имеются единичные значения U-Pb возраста, определенные методом TIMS: 3095 ± 43 млн лет (метаандезит Новогородской структуры) и 2850 ± 25 млн лет (метаандезит Гуляйпольской структуры) [Щербак и др., 2005].

К началу мезоархея в ПП относится процесс метаморфизма западно-приазовской серии, в интервале времени 3120—3000 млн лет (см. табл. 3). На существенное значение в строении ПП процессов этого возраста указывают результаты U-Pb и Lu-Hf изучения детритового циркона в осадках Сорокинской и Федоровской структур — присутствие кайм замещения с отрицательными значениями ε_{Hf} [Бибикова и др., 2010; Claesson et al., 2015].

Эндогенные процессы второй половины мезоархея (2.95–2.85 млрд лет) в ПП представлены основными и кислыми магматическими породами. Массивы основного и ультраосновного состава в Приазовье встречаются повсеместно [Усенко, 1960], но их возраст ранее не определялся. Датирован возраст габбро и кварцевых диоритов обиточненского комплекса [Бибикова и др., 2008] и основных даек Орехово-Павлоградской зоны [Lobach-Zhuchenko et al., 2014], становление которых происходило в интервале времени 2.91—2.94 млрд лет. Такой же возраст имеет шевченковский комплекс тоналит-гранодиоритов [Бибикова и др., 2008]. Эти интрузии прорывают деформированные и метаморфизованные породы западно-приазовской серии, что наблюдалось авторами в центральной части Обиточненского «купола». Ряд определений возраста циркона гранитоидов ПП методом TIMS [Щербак и др., 2005] позволяет предполагать их широкое распространение в этот период и за пределами западной части ПП, что также поддерживается присутствием детритового циркона аналогичного возраста в осадках [Claesson et al., 2015].

Наилучшим образом архейские структуры ЗКП сохранились в СПП, где вулканиты секутся практически недеформированными интрузиями гранитов с возрастом 2.83–2.80 млрд лет [Колий и др., 1991; Бобров, 1993; Щербак и др., 2005; Сукач, 2014]. Зеленокаменные ассоциации СПП были сформированы в два этапа. В первый этап — 3.19—3.14 млрд лет — образованы порфиристы, дациты и риолиты Высокопольской, Верховцевской и Чертомлыкской структур. Аульский комплекс, который рассматривался как фундамент ЗКП, содержит гнейсотрондьемиты с возрастом 3196 ± 13 млн лет [Samsonov et al., 1996]. Для пород ТТГ серии (см. рис. 2, сурский комплекс) [Бобров, 1993] определены значения возраста 3.17—3.10 млрд лет [Самсонов и др., 1993; Щербак и др., 2005]. Близкий с вулканизмом первого этапа возраст 3181 ± 3 млн лет получен и для метагаббро [Самсонов и др., 1993]. Второй этап вулканизма представлен кислыми вулканитами Сурского и Белозерского поясов СПП (3077—2954 млн лет) [Samsonov et al., 1993; Щербак и др., 2005]. Синхронно позднему этапу вулканизма происходило становление горнблендитов, гранодиоритов Александровской интрузии, габбро и габброноритов Софиевской интрузии (3.04—3.09 млрд лет) [Щербак и др., 2005]. В северо-восточной части СПП в пределах Славгородского блока формировались комплексы, метаморфизованные в гранулитовой фации. Возраст магматического циркона чарнокита равен 3014 ± 7 млн лет, а время гранулитового метаморфизма — 2988 ± 2 млн лет [Бобров и др., 2010]. В это время в северо-восточной части СПП был сформирован лоцкаменский комплекс диоритов, возраст которого отвечает 2.97—2.99 млрд лет. В зонах СПП, испытавших тектонометаморфическую переработку, развиты гнейсы и мигматиты, относимые к днепропетровскому комплексу. Возраст гнейсов (3101 ± 98 , 3062 ± 30 млн лет) сходен с возрастом массивов тоналит-гранодиоритового состава и гранулитами Славгородского района.

Разрез ЗКП завершается осадками белозерской серии, несогласно перекрывающей нижележащие вулканиты. Судя по характеристикам детритового циркона, источником сноса являлись преимущественно вулканиты и породы ТТГ серии [Бибикова и др., 2010]. На границе с неоархеем внедрялись массивы гранитов токовского и мокромосковского типов, секущие осадки белозерской серии.

На территории ДБП зеленокаменные пояса сохраняются в виде небольших тектонических линз. Они сложены кристаллосланцами, отвечающими по составу базальтам и коматиитам [Фомин и др., 1980; Лобач-Жученко и др., 2014]. Возраст кристаллосланцев по изотопному составу неодима оценивается в 3.4 — 3.2 млрд лет [Балтыбаев и др., 2014]. В Среднем Побужье, в северной сдвиговой зоне Одесского карьера определен возраст эндебита 3.15 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2013]. Возраст 2958 ± 85 млн лет получен для гранулитового метаморфизма кристаллосланцев [Балтыбаев и др., 2014].

Последнее событие в мезоархее ДБП — метаморфизм, наложенный на палеоархейские гнейсы эндебиты. Об этом свидетельствует нижнее пересечение практически всех дискордий, построенных для эндебитов Побужья, которое отвечает возрасту 2.80—2.85 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2013; Claesson et al., 2015].

2.80—2.65 млрд лет (неоархей)

Эндогенные процессы неоархея на территории Сарматии проявлены значительно меньше. На Украинском щите, в ДБП к этому этапу, возможно, относится образование литинского комплекса эн-

дербитов, U-Pb возраст которого определен методом TIMS как 2815 ± 15 млн лет [Щербак и др., 2005]. Важным событием являлось образование в неоархее бугской протоплатформенной осадочной серии. Изучение детритового циркона из кварцитов бугской серии показало, что возраст осадконакопления не моложе 2.7 млрд лет [Shumlyansky et al., 2015]. Все породы в конце архея испытали сильнейшие деформации и гранулитовый метаморфизм [Лобач-Жученко и др., 2013].

В Среднеприднепровской провинции в неоархее на ее западной границе имело место становление анновских гранитов с возрастом 2.61—2.62 млрд лет [Щербак и др., 2005].

В Приазовской провинции в интервале 2.78—2.84 млрд лет были сформированы небольшие интрузии гранитов и аплитов [Щербак, Пономаренко, 2000], произошел метаморфизм пород западно-приазовской серии [Бибикова и др., 2008]. В восточной части провинции в неоархее, судя по возрасту ранней генерации циркона, были сформированы массивы эндербитов и чарнокитов [Щербак и др., 2005].

В Росинско-Тикичской (РТП) и ИП архейские породы датированы [Щербак и др., 2005], но недостаточность геологических и геохронологических данных не позволяет установить масштабы и точный возраст их формирования.

В Воронежском кристаллическом массиве к позднему архею относятся гранитоиды салтыковско-го мигматит-плагиогранитного комплекса [Чернышов и др., 2009]. В пр. 027 циркон представлен призматическими, однофазными, зональными, хорошо ограненными кристаллами, с повышенным $\text{Th/U} = 1.4$ (см. табл. 1). Для них получен конкордантный возраст 2669 ± 14 млн лет (см. рис. 3), соответствующий времени магматической кристаллизации. Несколько зерен имеют ядра с конкордантным возрастом 3091 ± 28 млн лет, что отвечает возрасту протолита пр. 070.

На примере железистого кварцита (пр. 068) определен возраст метаморфизма: тонкозональные оболочки циркона имеют конкордантный возраст 2784 ± 11 млн лет (см. рис. 3). Высокая температура образования кайм (средняя температура 808°C , см. табл. 2) соответствуют условиям гранулитовой фации метаморфизма. PT -параметры метаморфизма, определенные С.М. Пилюгиным [2007], соответствуют $T = 950\text{—}1000^\circ\text{C}$ и $P = 10\text{—}11$ кбар.

Таким образом, на границе мезо- и неоархее в КБ датирован гранулитовый метаморфизм и отмечен случай преобразования более древнего (около 3.1 млрд лет) гранитоида (салтыковский комплекс).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Датирование реликтов палеоархейских пород в обоянском комплексе КБ, в Приазовье и Днестровско-Бугской провинции (табл. 3) указывает на присутствие в Сарматии древнейшей континентальной коры, сформированной в интервале 3.75—3.60 млрд лет. По мнению Н.П. Щербака и А.Н. Пономаренко [2000], УЩ представлял собой в архее единый кратон. По мнению Е.Б. Глевасского и некоторых других геологов [Щербаков, 2005], формирование УЩ имело место в протерозое, когда были соединены архейские домены. Имеющиеся к настоящему времени изотопные данные, вернее, отсутствие датированных палеоархейских пород в РТП, ИП и СПП, не позволяют говорить о существовании в палеоархее единого континента.

Детальное изучение гранулитов Среднего Побужья на примере одного образца показало чрезвычайно сложную геологическую историю формирования древнейших пород, включающую в интервале времени 3.7—3.3 млрд лет неоднократное внедрение в эндербиты основных пород и несколько этапов гранулитового метаморфизма [Лобач-Жученко и др., 2016].

О значительном распространении древнейших пород на территории Сарматии свидетельствует большое количество датированного эоархейского и палеоархейского детритового циркона [Бибикова и др., 2010, 2013], а присутствие в мезоархейских и протерозойских интрузиях ксеногенного циркона палеоархейского возраста (см. табл. 3) отражает широкое развитие древних пород на глубине. Важным моментом эволюции континентальной коры Сарматии является проявление на этапе 3.55 млрд лет в Среднем Побужье гранулитового метаморфизма; ряд образцов основных пород и гранитоидов КБ (см. табл. 1, 2) содержит циркон с возрастом 3.7—3.5 млрд лет, состав, строение и высокая температура кристаллизации которого, превышающая 750°C , отвечают его образованию в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Наибольшая эндогенная активность имела место в первой половине палеоархее.

В мезоархее, на этапе 3.2—3.0 млрд лет, большая часть территории Сарматии характеризовалась сходным геодинамическим режимом: имело место дробление эо- и палеоархейского фундамента и образование внутриконтинентальных рифтогенных структур с внедрением вулканитов и формирование синхронных с ними плутонических пород (см. табл. 3). Можно предполагать, что восточная часть Сарматии — Курский блок ВКМ, Приазовская и Приднепровская провинции УЩ — представляла собой единую гранит-зеленокаменную область. Не исключено, что она распространялась и на западную половину Сарматии. Это предположение поддерживается присутствием зеленокаменных ассоциаций в ДБП [Фомин и др., 1980; Балтыбаев и др., 2014; Лобач-Жученко и др., 2014], а также кристаллосланца-

Таблица 3.

**Сводные геохронологические данные для комплексов пород архея
Украинского щита и Воронежского массива**

Провин- ция, блок	Комплекс, серия, структура	Порода	Возраст, млрд лет	Тип циркона	Источ- ник
Палеоархей					
УЩ, ДБП	Побужский комплекс	Гнейсоэндербиты	3.75	Магматический	1, 2
	»	Мафиты	3.66	»	2
	»	Гранулиты	3.55	Метаморфический	
	Днестровско-бугская серия	Кварциты	3.75—3.65	Детритовый	3
УЩ, ПП	Новопавловский комплекс	Пироксениты	3.65	Магматический	4, 5
		Тоналиты	3.6—3.5	»	
		Мигматиты	3.4	Метаморфический	6
	Сорокинская структура	Осадки	3.5—3.6	Детритовый	7
ВКМ, КБ	Обоянский комплекс	Амфиболиты, плагиогнейсы	3.66 3.48	Магматический Метаморфический	8
	»	Гранитоиды	3.52—3.47	Магматический	
	Белогорьевский комплекс	Габбронориты	3.46	»	
	Сморodinский комплекс	Габбро-долериты	3.65—3.1	Ксеногенный	
Мезоархей					
УЩ, ДБП	Побужский	Ортопироксениты	3.34	Магматический	9
		Кристаллосланцы	~3.2	Магматический (?)	10
		(метавулканиты)	2.96	Метаморфический	
УЩ, СПП	Верховцевская и чертомлык- ская структуры	Риолиты, дациты	3.19—3.14	Магматический	11, 12
	Сурская структура	»	3.08—2.95	»	12, 13
		Габбро, габбронориты	3.18—3.04	»	13, 14
	Белозерская серия	Метаосадки	3.1—3.0 (3.2—3.3)	Детритовый	7
	Славгородский блок	Чарнокиты	3.01	Магматический	14
		Основные гранулиты	2.99	Метаморфический	
УЩ, ПП	Западно-приазовская серия	Амфиболиты, плагиогнейсы	3.12—3.0	Метаморфический	15
	Новогоровская зеленокаменная структура	Метаандезиты	3.09	Магматический (?)	12
	Обиточненский комплекс	Габбро, диориты	2.95—2.86	Магматический	15
	Сорокинская, федоровская структуры	Кварциты	3.5—3.6	Детритовый (магматический)	7
			3.3	Метаморфический	
ВКМ, КБ	Лебединская серия	Метариолиты	3.15	Магматический	8
	Александровская серия	Амфиболиты	3.03	Метаморфический	
	Сергиевский комплекс	Серпентиниты	3.12	Магматический	
	Салтыковский комплекс (?)	Гранодиориты	3.09—2.92	»	
		Метагаббро	2.91—2.89	»	
	Комплекс гранитоидов	Граниты	2.92	»	
			3.07—2.9	Унаследованный	
Граница мезо- и неоархея					
	Белогорьевский комплекс	Габбронориты	2.82	Метаморфический	
ВКМ, КБ	Ультраметаморфические об- разования	Субщелочные граниты	2.82	Магматический	
		Метаморфизм железистых кварцитов	2.78	Метаморфический	
Неоархей					
УЩ, ДБП	Бугская серия	Кварциты	~2.7	Детритовый	16
УЩ, СПП	Анновский комплекс	Граниты	2.61—2.62	Магматический	12
ВКМ, КБ	Мигматит-плагиогранитный комплекс (салтыковский)	Граниты	2.67	Магматический	8
			3.09	Унаследованный	

Примечание. 1 — [Claesson et al., 2015]; 2 — [Lobach-Zhuchenko et al., 2016]; 3 — [Бибикова и др., 2013]; 4 — [Bibikova, Williams, 1990]; 5 — [Артеменко и др., 2006]; 6 — [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]; 7 — [Бибикова и др., 2010]; 8 — настоящая работа; 9 — [Лобач-Жученко и др., 2013]; 10 — [Балтыбаев и др., 2014]; 11 — [Samsonov et al., 1996]; 12 — [Щербак и др., 2005]; 13 — [Samsonov et al., 1993]; 14 — [Бобров и др., 2010]; 15 — [Бибикова и др., 2008]; 16 — [Shumlyansky et al., 2015].

ми и амфиболитами в РТП и ИП [Щербаков, 2005]. Анализ состава базальтов и коматиитов ЗКП Сарматии свидетельствует, что вулканизм УЩ и ВКМ имел сходный глубинный источник (DEP или FOSO), а лавы являются продуктами плавления плюма [Арестова и др., 2011; Lobach-Zhuchenko et al., 2014; Рыборак, Альбеков, 2015]. Большой вклад в строение континентальной коры Сарматии внес магматизм (становление тоналит-гранодиоритовых серий), синхронный и непосредственно следовавший вслед за формированием зеленокаменных ассоциаций (3.1—2.9 млрд лет).

Последние активные эндогенные события на территории Сарматии происходили в конце мезоархея — 2.85—2.8 млрд л. н. (см. табл. 3). Важным процессом этого периода является ультраметаморфизм, в результате которого в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации за счет частичного плавления более древних (3.5—3.0 млрд лет) сиалических пород формировались ультраметаморфические гранитоиды. *PT*-параметры высокотемпературного гранулитового метаморфизма и его возраст установлены для метаморфических пород КБ и ПП УЩ ([Fonarev et al., 2006; Пилюгин, 2007; Савко и др., 2009] и настоящая работа). Близкий возраст около 2.8 млрд лет для гранулитового метаморфизма эндербитов предполагается для Среднего Побужья [Лобач-Жученко и др., 2013; Claesson et al., 2015]. Значительное уменьшение величины Се-аномалии (см. табл. 2) в метаморфическом цирконе свидетельствует об уменьшении фугитивности кислорода при метаморфизме [Burnham, Berry, 2012]. Результаты изучения детритовых цирконов из зрелых осадков белозерской серии СПП, бугской серии ДБП [Бибикина и др., 2010, 2013; Shumlyansky et al., 2015] (см. табл. 3) позволяют предполагать, что к границе мезо- и неоархея территория Сарматии была эродирована и представляла собой протоплатформу, на которой формировались зрелые осадки.

Древнейшие гнейсы эндербиты по химическому составу соответствуют ТТГ формации, слагающей матрицу всех архейских кратонов. Породы Сарматии отличаются от многих из них многократной тектонометаморфической переработкой, благодаря чему породы ТТГ серии превращены в пироксеновые ортогнейсы (эндербиты). Вторичность гранулитового метаморфизма доказывается присутствием в цирконе эндербитов минеральных включений амфиболитовой фации [Степанюк, 1998]. В результате многократных деформаций и метаморфизма (в мезо- и неоархее) ДБП и ПП УЩ, КБ ВКМ превращены в гранулитогнейсовые террейны, сохраняющие реликты гранит-зеленокаменных областей. Таким образом, многократный магматизм, деформации и высокотемпературный метаморфизм существенно переработали созданную в палеоархее континентальную кору Сарматии.

Незначительное проявление на территории Сарматии эндогенных процессов в неоархее (2.75—2.5 млрд лет) отличает Сарматию от другого фрагмента фундамента Восточно-Европейской платформы — Балтии, где значительная часть гранитов и мигматитов сформирована в интервале 2.70—2.75 млрд лет [Ранний докембрий..., 2005].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенное исследование территории ВКМ с использованием локального U-Pb метода датирования (SHRIMP-II), геохимического и минералогического изучения циркона показало сложную историю формирования исследованных пород.

Впервые для пород обоянского комплекса определены эоархейский и палеоархейский возрасты, подтвердившие его отнесение к древнейшим образованиям ВКМ. Этот вывод базируется в том числе и на обнаруженных ксеногенных и унаследованных зернах циркона, что позволило оценить возраст источника осадочных пород, разделить и датировать магматические и метаморфические процессы.

На основе возрастной корреляции архейских пород Курского блока ВКМ и Украинского щита установлено, что определяющая часть континентальной коры Сарматии сложена мезоархейскими гранитоидами, значительная часть которых представляет собой результат переработки в процессе ультраметаморфизма палеоархейских пород (см. табл. 3).

Совокупный анализ данных указывает, что в мезоархее восточная часть Сарматии развивалась в едином геодинамическом режиме. На границе мезо- и неоархея большая часть Сарматии представляла собой протоплатформу с образованием зрелых осадков.

Тектоническая активность и высокотемпературный метаморфизм в конце архея и в палеопротерозое на территории ВКМ и УЩ привели к превращению большей части Сарматии в гранулитогнейсовые области.

Полученные в настоящей работе данные о пространственно-временном положении пород в мезоархее и поставленные вопросы об их распространении в палеоархее будут способствовать созданию модели тектонической эволюции Сарматии в архее.

Работа выполнена по программе ИГГД РАН № 0153-2015-0006 при поддержке Минобрнауки России в рамках базовой и проектной части государственного задания в сфере научной деятельности №5.9248.2017/ВУ на 2017-2019 гг. и СПбГУ №3.37.86.2011.

ЛИТЕРАТУРА

Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., Бойко П.С. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) // Вестн. ВГУ, 2012, № 2, с. 84—94.

Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Салтыкова Т.Е. Раннедокембрийский мафит-ультрамафитовый магматизм Сарматии (временные и пространственные закономерности) // Материалы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., ИГГД РАН, 2011, с. 15—18.

Артеменко Г.В., Швайка И.А., Татарина Е.А. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) // Геологический журнал, 2006, № 1, с. 84—87.

Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Богомоллов Е.С. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита — древнейших вулканитов фундамента Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения, 2014, № 58, с. 33—44.

Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Клаэссон С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // Петрология, 2008, т. 16, № 3, с. 227—247.

Бибикова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А., Артеменко Г.В., Ильинский Л.С. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов — источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднепровье, Украинский щит // Геохимия, 2010, № 9, с. 899—916.

Бибикова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А., Степанюк Л.М., Шумлянский Л.С., Кириозова Т.И., Фугзан М.М., Ильинский Л.С. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метасадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия, 2013, № 2, с. 99—121.

Бобров А.Б. Метаморфизованная риодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита // Геологический журнал, 1993, № 5, с. 53—59.

Бобров А.Б., Степанюк Л.М., Лысак А.М., Лысенко А.А. Славгородский гранулитовый комплекс // Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита — европейский эталон. Путеводитель геологических экскурсий / Ред. В.А. Михайлов. Львов, ЗУКЦ, 2010, с. 64—78.

Боброва Е.М. Геология, вещественный состав и условия образования ультрамафит-мафитовых пород Львовско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. СПб., ВСЕГЕИ, 2013, 24 с.

Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н., Левин В.Н. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1993.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Ред. С.Б. Лобач-Жученко. Л., Наука, 1988, 212 с.

Колий В.Д., Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Некряч А.И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита // Геологический журнал, 1991, № 4, с. 28—39.

Крестин Е.М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития // Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 3, с. 3—18.

Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомоллов Е.С. Этапы формирования побужского гранулитового комплекса: новые структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные (Среднее Побужье, Украинский щит) // Минералогический журнал, 2013, т. 35, № 4, с. 88—98.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Вревский А.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Богомоллов Е.С., Степанюк Л.М., Юрченко А.В. Происхождение кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита // Региональная геология и металлогения, 2014, № 59, с. 15—27.

Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Лохов К.И., Егорова Ю.С., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Антонов А.В. Изотопно-геохимические особенности циркона и его значение для реконструкции геологической истории раннеархейских гранулитов Украинского щита // ЗРМО, 2016, № 4, с. 1—19.

Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А. Экстремально радиогенный гафний в цирконах из докембрийских кальцифиров // ДАН, 2009а, т. 425, № 5, с. 660—663.

Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомоллов Е.С., Шевченко С.С., Сергеев С.А. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения, 2009б, № 38, с. 62—72.

Лысак А.М., Пашенко И.Г. Тектоническая карта Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области Украинского щита // Вісник Львів. ун-ту, сер. геол., 2002, в. 16, с. 53—62.

Лысак А.М., Пашенко В.Г., Стрекозов С.М., Бородыня В.В. Основні риси докембрійської тектонічної структури Приазовської грануліт-зеленокамяної області Українського щита // Геодинаміка, 2004, № 1(4), с. 32—39.

Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И., Холин В.М., Шабалин М.И. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2007, 284 с.

Пилюгин С.М. Высокотемпературный метаморфизм гранулитовых комплексов Сарматии: Автореф. дис.... к. г.-м. н. М., 2007, 22 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб., Наука, 2005, 711 с.

Рыборак М.В. Архейская акротема // Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:100 000 (третье поколение). Сер. Центрально-Европейская. Лист N-36, (M-36) — Смоленск. Объяснительная записка. СПб., 2011, с. 7—13.

Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Петрогенезис коматиит-толеитовой ассоциации позднеархейских зеленокаменных поясов Курского блока Сарматии // Вестн. ВГУ, 2015, вып. 1, с. 53—60.

Савко К.А., Самсонов А.В., Пилюгин С.М., Сальникова Е.Б., Артеменко Г.В. Новые данные о возрасте гранулитового метаморфизма Курско-Бесединского блока Воронежского кристаллического массива // Вестн. ВГУ, 2009, № 1, с. 84—93.

Салтыкова Т.Е., Лохов К.И. Основные результаты работ по изотопно-геохимическому и геохронологическому обеспечению Госгеолкарты-1000/3 // Региональная геология и металлогения, 2007, № 33, с. 89—93.

Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского Аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология, 1993, т. 1, № 1, с. 29—49.

Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение Среднеприднепровской зеленокаменной области // Геологический журнал, 1983, т. 43, № 6, с. 52—64.

Степанюк Л.М. Хронология формирования гранулитовых комплексов Верхнего Побужья, по данным цирконометрии // Минералогический журнал, 1997, т. 19, № 6, с. 71—76.

Сукач В.В. Мезоархейские зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья Украинского щита: стратиграфические разрезы, их вещественный состав и возрастная корреляция // Минералогический журнал, 2014, т. 36, № 2, с. 77—91.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.

Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, 143 с.

Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 9, с. 1—18.

Фомин О.Б., Егоров О.С., Когут К.В. О коматиитах Украинского щита // Докл. АН УССР, сер. Б, 1980, № 2, с. 33—37.

Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника, 1997, № 3, с. 21—30.

Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю., Рыборак М.В. О современном состоянии схемы стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестн. ВГУ, 2009, № 2, с. 33—40.

Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минералогический журнал, 2000, т. 22, № 2/3, с. 12—24.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев, Наук. думка, 2005, 241 с.

Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов, ЗУКЦ, 2005, 366 с.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contr. Miner. Petrol., 2002, v. 143, p. 602—622.

Bibikova E.V., Williams I.S. Ion microprobe U-Th-Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR // Precambrian Res., 1990, v. 48, p. 203—221.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003, v. 200, p. 155—170.

- Bogdanova S.** Segments of the East European craton // Europrobe Symposium. Publ. of the Institute of Geophysics. Polish Academy of Science, 1991, A-20, p. 33—38.
- Burnham A.D., Berry A.J.** On experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, v. 95, p. 196—212.
- Claesson S., Bibikova E., Shumlyansky L., Dhuiml B., Hawkesworth C.J.** The oldest crust in the Ukrainian Shield — Eoarchaean U-Pb and Hf-Nd constrains from enderbites and metasediments // *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2015, v. 389, p. 227—253.
- Fonarev V.I., Pilugin S.M., Savko K.A., Novikova M.A.** Exsolution textures of ortho- and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: evidence of ultra-high-temperature metamorphism // *J. Metamorph. Geol.*, 2006, v. 24, p. 135—151.
- Hinton R.W., Upton B.G.J.** The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 3287—3302.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 27—62.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E.V., Chekulaev V.P., Yurchenko A.V., Arestova N.A., Artmenko G.V., Egorova Ju.S., Bogomolov E.S., Sergeev S.A., Skublov S.G., Presnyakov S.L.** The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models // *Precambrian Res.*, 2014, v. 252, p. 71—87.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., Balagansky V.V., Egorova Yu.S., Lokhov K.I., Skublov S.G., Sukach V.V., Bogomolov E.S., Stepanyuk L.M., Galankina O.L., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N., Antonov A.V., Sergeev S.A.** The long (3.7-2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample // *Crust-mantle interactions and granitoid diversification: Insights from Archaean Cratons* / Eds. J. Halla, M.J. Whitehouse, T. Ahmad, Z. Bagai. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2016, v. 449. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>
- McDonough W.F., Sun S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Pelletier E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Féraud G.** Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit — Morocco) // *Chem. Geol.*, 2007, v. 245, p. 135—161.
- Rayner N., Stern R.A., Carr D.** Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 148, p. 721—734.
- Salter V.J.M., White W.M.** Hf isotope constrains on mantle evolution // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 447—460.
- Samsonov A.V., Zhuravlev D.Z., Bibikova E.V.** Geochronology and petrogenesis of an Archaean acid volcano-plutonic suite of the Verchovtsevo greenstone belt, Ukrainian Shield // *Int. Geol. Rev.*, 1993, v. 35, p. 1166—1181.
- Samsonov A.V., Chernyshev I.V., Nutmam A.P., Compston W.** Evolution of the Archaean Aulian gneiss complex, Middle Dnieper gneiss-greenstone terrain, Ukrainian Shield: SHRIMP U-Pb zircon evidence // *Precambrian Res.*, 1996, v. 78, p. 65—78.
- Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T.** Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *Int. J. Geosci.*, 2012, v. 3, p. 289—296.
- Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström B., Claesson S., Storey C.** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic // *Precambrian Res.*, 2015, v. 260, p. 39—54.
- Vavra G., Schmid R., Gebauer D.** Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 380—404.
- Vervoort J.D., Blichert-Toft J.** Evolution of the depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, p. 533—556.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.