

УДК 551.7; 551.263.037; 551.217.24

ВКЛАД В РЕГИОНАЛЬНУЮ СТРАТИГРАФИЮ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Th–Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ МЕТАТУФОПЕСЧАНИКОВ ШИДЖАТМАЗСКОЙ И ДОЛИНОНАРЗАННОЙ СВИТ¹

Н. Б. Кузнецов^{1,*}, А. А. Разумовский¹, И. В. Латышева¹, А. В. Шацилло², И. В. Федюкин², К. И. Данцова³, А. С. Новикова¹, Т. В. Романюк², О. А. Маслова¹, А. С. Дубенский¹, К. Г. Ерофеева¹, В. С. Шешуков¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

³Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

*e-mail: kouznikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 07.09.2025 г.

Принята к публикации 12.11.2025 г.

Представлены результаты U–Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) циркона из туфопесчаников шиджатмазской (проба DN223A) и долинонарзанной (проба DN224A) свит Бечасынской зоны северного склона Большого Кавказа. Оценки минимального возраста циркона для изученных метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит с учетом ошибки фактически идентичны – взвешенное среднее значение по образующим когерентные группы самым молодым датировкам циркона из метатуфопесчаников долинонарзанной свиты – 544 ± 5 млн лет (по 5 датировкам), а из метатуфопесчаников шиджатмазской свиты – 545 ± 5 млн лет (по 6 датировкам). Взвешенное среднее значение по образующим когерентную группу 9 наиболее молодым датировкам циркона из обеих проб – 544 ± 4 млн лет. Это позволяет надежно ограничить возрасты шиджатмазской и долинонарзанной свит, которые на кондиционной Государственной геологической карте второго поколения отнесены к верхнему рифею, заведомо не древнее самого позднего венда (эдиакария). Среди кристаллов/зерен циркона, извлеченных из проб метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит, доминируют группы с возрастами от ~700 до

¹ Электронные дополнительные материалы (ESM) для этой статьи доступны по ссылке [https://doi.org/...](https://doi.org/) для авторизованных пользователей.

~540 млн лет, с яркими частотными пиками ~557 и ~630 млн лет, практически совпадающими для проб из обеих свит. Такой характер распределения датировок циркона очень типичен для обломочных пород из верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ, участвующих в строении тектонических блоков, распространенных в Западной и Центральной Европе, на атлантическом побережье Северной Америки, в Северной Африке, в Анатолии и Аравии и интерпретируемых как Пери-Гондванские террейны. В этой связи сделан вывод о том, что с высокой вероятностью метатуфопесчаники долинонарзанной и шиджатмазской свиты были сформированы в непосредственной близости от крупной вулканической постройки, развитие которой происходило на северной периферии Гондваны (в Пери-Гондване) с усилением магматической активности около 630 и 557 млн лет назад. Долинонарзанская свита сформирована из продуктов разрушения верхней части вулканического сооружения, а залегающая структурно выше нее шиджатмазская свита – из продуктов разрушения нижней части вулканического сооружения и его цоколя.

Ключевые слова: Большой Кавказ, эдиакарий, хасаутская серия, Пери-Гондвана

ВВЕДЕНИЕ

Для геологического строения современного эрозионного среза горной системы Большого Кавказа характерна поперечная зональность (вытянутость тектонических зон вдоль простирации орогена) и продольная сегментация (рис. 1а). Продольная сегментация Большого Кавказа выражена в отчетливых различиях геологического строения водораздельной части орогена между его северо-западным, центральным и юго-восточным сегментами: в пределах северо-западного и юго-восточного сегментов развиты мезозойские и кайнозойские толщи, а в центральном сегменте экспонированы неравномерно метаморфизованные (в том числе и глубокометаморфизованные) комплексы позднедокембрийского и палеозойского возраста, а также ассоциирующие с ними гранитоиды (Милановский, Ханин, 1963; Геология..., 1976; Большой..., 2007; Somin, 2011 и др.).

Рис. 1. (а) Тектоническая схема Большого Кавказа и прилегающих районов (составлена по (Международная..., 1996), с упрощениями); (б) тектоническая схема Бечасынской зоны и сопредельных районов (составлена на основе (Письменный и др., 2004), с упрощениями); (в) схема геологического строения верхнего течения р. Малка (составлена на основе (Письменный и др., 2004), с упрощениями).

В настоящее время существует консенсус в понимании того, что водораздельная часть и северный склон Большого Кавказа образованы вовлеченными в современное горообразование разнородными палеозойскими и позднедокембрийскими комплексами южной периферии эпигерцинской Скифской плиты (Камзолкин и др., 2018; Кузнецов, Романюк, 2021; Кузнецов и др., 2025а и др.). Эти комплексы экспонированы в водораздельной части и на северном склоне центрального сегмента Большого Кавказа (Паффенгольц, 1959; Милановский, Хайн, 1963; Геология..., 1976; Большой..., 2007; Somin, 2011 и др.), где они участвуют в геологическом строении зоны Главного хребта и отделенной от нее Пшекиш-Тырныаузским швом зоны Передового хребта (рис. 1б). В зоне Главного и Передового хребтов комплексы гетерогенного герцинского фундамента Скифской плиты выступают из-под сорванных с них и смещенных в северном направлении по системе позднеплиоцен-четвертичных пологих детачментов (Колодяжный и др., 2024а, 2024б; Кузнецов, Романюк, 2025) фрагментов чехла Скифской плиты.

На северном склоне центрального сегмента Большого Кавказа палеозойские и верхнедокембрийские комплексы перекрыты верхнемезозойскими толщами платформенного типа, фактически не вовлеченными в складчатые деформации, а лишь полого наклоненными в северных румбах (Паффенгольц, 1959; Милановский, Хайн, 1963; Потапенко, 1965; Геология..., 1976; Письменный и др., 2004; Большой..., 2007; Somin, 2011). Область развития этих слабодислоцированных образований, представляющих собой чехол Скифской плиты, в литературе именуют Северокавказской моноклиналью (Паффенгольц, 1959) или Лабино-Малкинской зоной (Милановский, Хайн, 1963 и др.). При этом область распространения комплексов герцинского фундамента Скифской плиты, подстилающих на северном склоне Большого Кавказа позднемезозойские чехольные толщи Лабино-Малкинской зоны, выделяют как Бечасынскую зону (Обут и др., 1988; Сомин, Потапенко, 2008; Somin, 2011; Кузнецов и др., 2025а и др.), структурно и пространственно сопряженную с севера с зоной Передового хребта. В Бечасынской зоне комплексы гетерогенного фундамента южной части Скифской плиты вскрыты в глубоких ущельях, рассекающих расположенное на северном склоне Большого Кавказа плато Бечасын (Герасимов, 1940; Геология..., 1976; Большой..., 2007; Somin, 2011; Кузнецов и др., 2025а), а местами и выходят на поверхность этого плато (Снежко и др., 2021) (рис. 1в). В пределах Бечасынской зоны можно выделить несколько обособленных районов. Один из них – Малкинско-Хасаутский район – расположен в бассейне верхнего течения р. Малка и ее левого притока р. Хасаут (рис. 1б, 1в).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ МАЛКИНСКО-

ХАСАУТСКОГО РАЙОНА БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ

Общую структуру фундамента Скифской плиты в Малкинско-Хасаутском районе Бечасынской зоны можно охарактеризовать как крупный купол, в ядре которого залегает Малкинский массив среднепалеозойских (Снежко и др., 2021) гранитов (рис. 1в). В строении северной периферии купола участвуют зонально-метаморфизованные вулканогенно-туфогенные, туфогенно-терригенные и терригенные породы, степень метаморфизма которых нарастает по мере приближения к его ядру (Герасимов, 1940). На изданной кондиционной Госгеолкарте-200 первого поколения эти зонально-метаморфизованные образования отнесены к нижнему палеозою (Потапенко, 1965). При этом на изданной кондиционной Госгеолкарте-200 второго поколения они показаны как верхний протерозой, а в их “разрезе” (строении) выделены две одноименные серии – хасаутская метаморфическая и хасаутская метаморфизованная (Письменный и др., 2004).

Мы предлагаем отойти от такого стратиграфического расчленения этих неравномерно метаморфизованных образований, выделив их как единую хасаутскую серию (хасаутский метаморфический комплекс), расчлененную на нижнехасаутскую и верхнехасаутскую подсерии (нижнехасаутский и верхнехасаутский метаморфические подкомплексы). Нижнехасаутская подсерия занимает более низкое структурное и, по-видимому, стратиграфическое положение. Сложена она разнообразными слюдистыми сланцами, кристалло-сланцами и амфиболитами, распространена ближе к ядру купола и в соответствии с представлениями, изложенными в (Письменный и др., 2004), расчленена (снизу вверх) на муштинскую, каратюбинскую и караныкольскую свиты (метаморфические единицы). К верхнехасаутской подсерии отнесены распространенные на северной периферии купола метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники, метаалевролиты, филлиты, метатуфоалевролиты, метатуфы, порфироиды, порфиритоиды. Эти образования отнесены к трем последовательно сменяющим друг друга в стратиграфической последовательности свитам (снизу вверх) – халтухакольской, долинонарзанной и шиджатмазской (Письменный и др., 2004). Возраст халтухакольской свиты низов разреза верхнехасаутской подсерии принят как средне-позднерифейский на основании Sm–Nd изохронной датировки (930 ± 130 млн лет), полученной по метавулканитам (Снежко, Потапенко, 2001).

Долинонарзанная свита имеет мощность от 180 до 600 м и сложена рассланцованными метапесчаниками и метаалевролитами, мраморизованными известняками и филлитами, причем неравномерное распределение углеродистого вещества и гематита в филлитах придает им пеструю окраску. Долинонарзанная свита на основании “общего геологического положения” отнесена к верхнему рифею (Письменный и др., 2004).

Шитжатмазская свита имеет мощность от 500 до 1100 м и сложена преимущественно серицит-хлоритовыми сланцами или сланцами с пачками метатуфитов, при этом метапесчаники, залегающие в средней части разреза, представлены псаммитовыми метатуфами, метатуфопесчаниками либо метатуфитами. Шитжатмазская свита на основании “общего геологического положения”, так же как и долинонарзанная свита, отнесена к верхнему рифею, несмотря на то что она залегает структурно и стратиграфически выше долинонарзанной (Письменный и др., 2004).

Верхи сводного разреза верхнекасаутской подсерии метаморфизованных пород несогласно перекрыты урлешской свитой, сложенной преимущественно кварцевыми песчаниками. Урлешскую свиту условно сопоставляют или с нижним силуром (Потапенко, 1965), или с верхами докембрия–низами палеозоя (Письменный и др., 2004). Проведенные нами исследования показали, что урлешская свита не может быть древнее раннего ордовика (Кузнецов и др., 2025а). Более высокое положение в сводной стратиграфической последовательности герцинского фундамента Скифской плиты в этой части северного склона Большого Кавказа занимают силурийские и девонские толщи (Герасимов, 1940; Паффенгольц, 1959; Потапенко, 1965; Обут и др., 1988; Письменный и др., 2004), фрагменты разрезов которых слагают тектонически ограниченные элементы структуры. Верхи структуры герцинского фундамента Скифской плиты в Малкинско-Хасаутском районе Бечасынской зоны сложены крупнейшим на Большом Кавказе Малкинским ультрабазитовым альтохтоном (рис. 1в).

U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА ИЗ МЕТАТУФОПЕСЧАНИКОВ ДОЛИНОНАРЗАННОЙ И ШИДЖАТМАЗСКОЙ СВИТ

Для уточнения возраста и стратиграфической принадлежности палеонтологически немых пород (в разной степени метаморфизованных туфопесчаников) долинонарзанной и шиджатмазской свит, для определения их первичных источников сноса, а также реконструкции региональных палеогеографических/палеотектонических обстановок их формирования в разрезах этих свит в бассейне р. Хасаут были отобраны пробы для выделения зерен циркона, с целью его последующего изучения и U–Pb изотопного датирования. Для опробования и последующего изучения были выбраны именно туфопесчаники, поскольку в этих породах высока вероятность того, что наиболее молодые зерна/кристаллы² циркона

² Под зернами понимаются минеральные индивиды, как сохранившие черты правильно оформленных кристаллов, так и в разной степени окатанные, округлой или неправильной формы (собственно зерна).

могут представлять собой сингенетичный туфогенный материал. Их возраст может быть очень близок к возрасту свит.

Проба DN224A отобрана в правом борту долины р. Хасаут, на гребне, образующем левый борт ущелья, по которому протекает безымянный ручей, впадающий слева в р. Хасаут в 500 м выше моста в пос. Мушт. На вершине этого гребня расположена серия плоских обнажений зеленых (за счет туфогенной примеси) существенно рассланцеванных пород долинонарзанной свиты. В одном из этих обнажений (рис. 2а), в точке с координатами $43^{\circ}42'09.42''$ с.ш., $42^{\circ}39'31.74''$ в.д. была отобрана проба DN224A. Микроскопическое изучение показало, что распространенные здесь породы долинонарзанной свиты – это апотуфогенные филлитовидные мелкокристаллические сланцы, представляющие собой метаморфизованные мелкозернистые песчаники и алевропесчаники с отчетливо проявленной кренуляцией (рис. 2в).

Рис. 2. Полевые фотографии мест отбора пробы DN223A из шиджатмазской свиты (а), пробы DN224A из долинонарзанной свиты (б) и микрофотографии метатуфопесчаников из шиджатмазской (в) и долинонарзанной (г) свит.

Проба DN223A отобрана в правом борту руч. Шиджатмаз (правый приток р. Хасаут) около автодороги Кисловодск–Джалы-Су (примерно в 1.5 км от моста через р. Хасаут). В бортах нижней части долины руч. Шиджатмаз расположена серия обнажений серо-зеленых слаборассланцеванных туфопесчаников (метатуфопесчаников) шиджатмазской свиты. В одном из этих обнажений (рис. 2б), в точке с координатами $43^{\circ}42'18.78''$ с.ш., $42^{\circ}40'49.44''$ в.д. была отобрана проба DN223A. В месте отбора пробы породы свиты представлены зелеными (за счет туфогенной примеси) рассланцеванными песчаниками. Микроскопическое изучение показало, что для пород шиджатмазской свиты характерны реликты слоистости, выраженной в чередовании участков пород, обогащенных довольно крупными обломками, и участков более мелкозернистых пород, обогащенных глинистым веществом. Пространственная ориентировка реликтовой слоистости совпадает с кливажем плойчатости.

Методика выделения зерен циркона и изготовление аналитических препаратов

Из проб DN224A и DN223A в специализированной минералогической лаборатории Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН) по принятой в этой лаборатории методике выделены многочисленные кристаллы и окатанные зерна циркона.

Методика выделения минералов тяжелой фракции, в том числе циркона, а также изготовления аналитических препаратов следующая.

(1) Лабораторное дробление (измельчение) породы. Учитывая потребность сохранения формы кристаллов, пробы были раздроблены до –0.5 мм на щековой дробилке.

(2) Промывка измельченного материала пробы на концентрационном столе по стандартной методике для максимального обогащения “шлиха” зернами (кристаллами) тяжелых минералов.

(3) Магнитная сепарация сразу из мокрого “шлиха” ручным магнитом, с целью извлечения ферромагнитных минералов и отделения железной стружки.

(4) Электромагнитная сепарация для разделения “шлиха” на магнитные фракции (2, 5 и 8 ампер) и немагнитную фракцию.

(5) Разделение немагнитной фракции “шлиха” в тяжелых жидкостях. В разделительную воронку, заполненную бромоформом, немагнитная фракция “шлиха” засыпается тонким слоем, обеспечивающим полное и быстрое опускание тяжелых частиц.

(6) Электромагнитная сепарация тяжелой немагнитной части “шлиха” – выделение 5–6 фракций, концентрирующих преимущественно 2–3 близких по электромагнитным свойствам минерала, что значительно облегчает дальнейшую диагностику и выделение минеральных монофракций.

(7) Получение мономинеральных фракций методом их доводки в чашках с бромоформом.

(8) Выкладывание “дорожки” из монофракции циркона, из которой случайным образом (без селекции по размеру, цвету, форме и т.п.) отобраны зерна циркона для помещения его в эпоксидную шашку.

(9) Изготовление аналитических препаратов – эпоксидных шашек с имплантированными в них зернами циркона. Зерна циркона были выложены двумя-тремя рядами на двусторонний скотч, наклеенный на стекло. Затем на этот скотч была приклеена круглая форма (таким образом, чтобы ряды кристаллов/зерен циркона попали внутрь наклеенной формы). В эту форму залита эпоксидная смола. После того, как смола полностью застыла, шашку изъяли из формы и отполировали поверхность, на которую имплантированы зерна циркона, примерно до половины поперечного размера типичного зерна.

Зерна циркона из проб DN223A и DN224A, имплантированные в эпоксидные шашки и приполированные примерно до половины поперечного размера типичного зерна, были изучены с использованием оптического поляризационного микроскопа СХ-40Р в ГИН РАН. Для того, чтобы выявить особенности внутреннего строения изучаемых зерен, установить наличие/отсутствие в них трещин и иных дефектов, а также инородных включе-

ний, расположенных под полированной поверхностью, сделаны серии микрофотографий с разной глубиной фокусировки, начиная от фокусировки на верхней отполированной поверхности зерна и далее вниз вплоть до фокусировки на нижнюю, соприкасающуюся с эпоксидной смолой поверхность зерна.

Анализ микрофотографий таких серий с углубляющейся фокусировкой позволяет выявлять детали не только в приповерхностных, но и в глубинных частях зерна. Включения, трещины, зоны нарушений и другие особенности очень хорошо видны в оптических изображениях. При этом дефекты и мелкие детали внутреннего строения зерен циркона чаще всего не проявлены на изображениях в режиме катодной люминесценции (см. примеры в (Кузнецов и др., 2024)).

Методика U–Pb изотопного датирования циркона и обработки первичных аналитических результатов

U–Pb изотопный анализ зерен циркона из проб DN223A и DN224A проведен в Центре коллективного пользования ГИН РАН, в Лаборатории химико-аналитических исследований (ЦКП ЛХАИ ГИН РАН) методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT2 с блоком лазерного пробоотбора LA-NWR-E2.

Технология U–Pb изотопного датирования циркона, рабочие параметры аппаратуры приведены в публикации (Колодяжный и др., 2023), характеристики цирконовых стандартов во время измерений – в примечании к таблице (ESM_1). Обработка первичных аналитических данных выполнена с помощью коммерческой компьютерной программы GLITTER (Griffin et al., 2008), приобретенной ГИН РАН, и программы Isoplot/Ex (Ludwig, 2012), размещенной в свободном доступе, детали приведены в публикации (Кузнецов и др., 2025б).

Программа GLITTER дает принципиальную возможность видеть и анализировать графическое представление количества поступающих на детекторы ионов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U в процессе испарения цирконового материала лазером. Исследователь может видеть в развертке во времени для каждого конкретного анализа, какое количество перечисленных выше ионов, “извлекаемых” последовательно из все более и более глубоко расположенных частей зерна циркона, поступает на детекторы по мере проникновения луча лазера вглубь анализируемого кристалла или зерна. Очевидно, что начальные фрагменты аналитического сигнала содержат информацию о части кристалла или зерна циркона, расположенной сразу под его верхней приполированной поверхностью. При этом конечные фрагменты того же сигнала несут информацию о более глубинных, удаленных от полированной поверхности частях того же самого зерна. Развертку во времени аналитиче-

ской записи каждого конкретного изотопного анализа мы называем аналитическим сигналом. Можно “вырезать” из аналитического сигнала его любую часть и получить для нее изотопную датировку. Для одного зерна циркона можно получить две, три и даже более разновозрастных датировок.

Если зерно циркона в аналитическом препарате пришлифовано (сошлифовано) примерно до середины, то начальные части аналитического сигнала чаще всего соответствуют ядру зерна циркона, а конечные – оболочке. Однако если изучать зерна циркона предельно малого размера (без пришлифованной поверхности), сложноустроенные зерна с инородными включениями или зерна, представляющие собой окатанные осколки более крупных зерен, то не очевидно, какая часть сигнала соответствует ядру и оболочке(ам) зерна. Для этого нужен дополнительный анализ изображения зерна.

Для построения гистограмм, кривых плотности вероятности (КПВ) и оценки взвешенных средних значений возраста групп когерентных датировок оставлены только датировки (мы называем их кондиционными), удовлетворяющие нижеперечисленным пяти критериям/правилам.

(1) $10\% < D1$ и $D2 < 10\%$. Для характеристики степени дискордантности датировки использованы величины $D1$ и $D2$, которые рассчитаны по формулам:

$$D1 = 100\% \times (\text{возраст } {}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U})/\text{возраст } {}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} - 1),$$

$$D2 = 100\% \times (\text{возраст } {}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})/\text{возраст } {}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} - 1).$$

Заданный критерий обеспечивает фактически идеальную сходимость оценок возрастов по трем разным U–Pb изотопным системам (парам изотопов).

(2) Аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста < 50 млн лет и 10% . С уменьшением длительности интегрируемой части аналитического сигнала обычно падает и аналитическая точность. При низких концентрациях U и Th в анализируемой части зерна это может привести к появлению неприемлемо большой аналитической ошибки. При приемлемой величине дискордантности аналитическая ошибка может быть настолько велика, что датировка бессмысленна. Этот критерий отбраковывает такие датировки.

(3) Поправка на общий свинец меняет возраст < 50 млн лет и 10% . В реализации технологии LA-ICP-MS в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН содержание ${}^{204}\text{Pb}$ не определяют. Для коррекции на обычный свинец мы использовали компьютерную программу ComPbCorr (Andersen, 2008). Теоретические основы коррекции и формулы, по которым проведена коррекция, изложены в работе (Andersen, 2002). Нарушение изотопной U–Th–Pb системы циркона оценивают, исходя из измеренных содержаний изотопов свинца ${}^{206}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$ и ${}^{208}\text{Pb}$ в цирконе и известных изотопных соотношений между изотопами свинца, которые в

программе приняты как $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.7$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.628$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.63$. Такая поправка, очевидно, менее надежная, чем по измеренным содержаниям ^{204}Pb , поэтому анализы, в которых величина поправки возраста выше принятой нами как “пороговая”, были отбракованы. Однако по факту при анализе результатов по пробам DN223A и DN224A в данном исследовании этот критерий оказался излишним, поскольку все такие анализы были отсеченными критерием (1).

(4) С учетом рекомендаций, изложенных в (Gehrels, 2012), за датировку принимался возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для датировок моложе 1 млрд лет и по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ для более древних датировок.

(5) Мы практикуем подход с получением нескольких датировок в одной точке анализа зерна циркона по разным фрагментам аналитической записи. Датировки ядер и оболочек в одной точке анализа мы считаем “равноправными” с датировками, полученными по разным точкам анализа в одном и том же зерне. Учет возрастов ядер и оболочек зерен циркона поставляет важную информацию об эволюции изученной толщи, делает гистограммы и КПВ представительнее. Однако при получении близких датировок в одном анализе не очевидно, что возрасты ли это ядра и оболочки или разных частей зерна. Есть высокая вероятность того, что близкие датировки характеризуют в пределах ошибки $\pm 1\sigma$ возраст одного и того же цирконового материала. Например, дают оценки разных частей одного и того же ядра, разделенных инородным включением. Бывают случаи, когда удается получить возраст оболочки по начальной части аналитической записи, затем возраст ядра по центральной части аналитической записи и получить еще раз возраст оболочки по конечной части аналитической записи. Совпадение в пределах ошибки возрастов оболочек по начальной и конечной частям аналитической записи означает, что два раза получен возраст одной и той же оболочки. Далее мы называем такие возрасты, с высокой степенью вероятности характеризующие один и тот же цирконовый материал, “двойные датировки”. Чтобы не учитывать в дальнейшей статистической обработке по два раза одни и те же возрасты, все “двойные датировки” заменяются одной датировкой, рассчитанной как среднее арифметическое по “двойным датировкам”.

Результаты изучения зерен циркона из проб DN223A и DN224A

Изученные зерна циркона, извлеченные из проб DN223A и DN224A, имеют размеры от 40–50 до 300 мкм (рис. 3), различаются по цвету, форме и другим деталям. В поляризованном свете зерна циркона показали как слабые, так и высокие, чрезвычайно разнообразные по цветовой гамме и узору интерференционные окраски. Форма зерен преимущественно округлая, лишь единичные из них имеют удлиненную форму. Примерно треть

зерен сохранили черты, присущие правильно оформленным кристаллам, остальные – это или в разной степени окатанные части более крупных кристаллов (частые случаи), или зерна, изначально имеющие очень сложное строение, вплоть до бесформенных образований (редкие случаи).

Рис. 3. Оптические в проходящем свете изображения зерен циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской свиты, проба DN223A (а) и долинонарзанной свиты, проба DN224A (б), для которых получены кондиционные датировки.

В изученных зернах циркона часто видны каналы течения вещества и трещины, а также многочисленные включения разной природы. В зернах из пробы DN223A иногда можно различить древние (инхеритные) ядра, в зернах из пробы DN224A таких особенностей не выявлено. В пробе DN223A лишь единичные зерна практически неокатанные³, т.е. сохранили хотя бы одну острую вершину. В пробе DN224А таких зерен значительно больше (до 20%). Большинство же зерен циркона от слабо- до среднеокатанных. Единичные зерна сильно окатаны, полностью окатанных зерен (т.е. зерен, окатанных до практически шарообразной формы) не встречено.

Результаты U–Th–Pb изотопного датирования зерен циркона из проб DN223A и DN224A

Аналитические сигналы зерен циркона из метатуфопесчаников долинонарзанной (проба DN224A) и шиджатмазской (проба DN223A) свит оказались чрезвычайно неоднородными/изменчивыми, соответствующими их сложному внутреннему строению (рис. 3). Из пробы DN223A для 52 зерен удалось получить по 2 датировки, для 9 зерен – по 3 датировки, всего получено 185 кондиционных датировок (ESM_1; рис. 3а, 4б). Из пробы DN224A для 66 зерен удалось получить по 2 датировки, для 17 зерен – по 3 датировки и для 4 зерен – по 4 датировки, всего получено 224 кондиционные датировки (ESM_1; рис. 3б, 4в).

Содержания Th и U в цирконе из обеих проб обычные – примерно от 20 до 1000 мкг/г (за исключением одного дискордантного анализа a039 пробы DN223A, в котором содержание U = 3118 мкг/г) (рис. 4а).

Рис. 4. Результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской (проба DN223A) и долинонарзанной (проба DN224A) свит верхнеах-

³ При оценке степени окатанности зерен циркона мы следуем принципам классификации, предложенным в работе (Романюк, Котлер, 2024).

саутской подсерии Бечасынской зоны Большого Кавказа.

Для зерен циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской свиты (проба DN223A) минимальная датировка 530 ± 6 млн лет, максимальная – 2754 ± 13 млн лет; для зерен циркона из метатуфопесчаников долинонарзанной свиты (проба DN224A) минимальная датировка 542 ± 6 млн лет, максимальная – 714 ± 8 млн лет. В обеих пробах доминирует группа циркона с возрастами от ~700 до ~540 млн лет, на обеих КПВ – яркие, практически совпадающие частотные пики ~557 и ~630 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Известно, что во внутреннем строении фанерозойских складчатых поясов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу (Балтику) с юго-востока, юга и в особенности с запада, принимают участие коровые фрагменты, сложенные неравномерно метаморфизованными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами, сформированными в самом конце докембрия–начале палеозоя (Kober et al., 2004; Linneemann et al., 2007, 2008; Bahlburg et al., 2010; Balintoni et al., 2010; Zeh, Gerdes, 2010; Avigad et al., 2012; Williams et al., 2012; Fernandes-Suarez et al., 2013; Kydonakis et al., 2014; Zlatkin et al., 2014; Albert et al., 2015; Stoica et al., 2015; Pieruccioni et al., 2018). Тектонические блоки, сложенные аналогичными образованиями, принимают также участие в строении фанерозойских складчатых поясов в Северных Аппалачах (Pollock et al., 2009; Barr et al., 2012), на Ближнем Востоке (Kolodner et al., 2006; Horton et al., 2008), в Северной Африке (Avigad et al., 2012; Altumi et al., 2013) и Анатолии (Ustaömer et al., 2009; Okay et al., 2011). Применение современных технологий в последние десятилетия позволило определить первичную тектоническую принадлежность всех этих блоков с общим названием Перигондванские террейны к активной Кадомско-Авалонской окраине Гондваны (см. обзоры в (Кузнецов, Романюк, 2021; Stephan et al., 2019)). Одним из маркеров Перигондванских террейнов является доминирование среди зерен циркона из обломочных пород верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ популяции с возрастом 750–450 млн лет (Перигондванский провенанс-сигнал) (рис. 5). Такой же характер распределения возрастов зерен циркона мы получили для метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит. Это свидетельство того, что данные породы или непосредственно являются частью Перигондванского террейна, или целиком сформированы из продуктов его разрушения.

Рис. 5. Сопоставление суммарной кривой плотности вероятности U–Pb изотопных возрастов зерен циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской (проба DN223A) и долинонар-

занной (проба DN224A) свит верхнекасаутской серии Бечасынской зоны Большого Кавказа (вверху) с аналогичными данными по позднедокембрийским и фанерозойским толщам северо-восточной части Северной Америки, Европы, Северной Африки, Причерноморья, Прикаспия и Ближнего Востока, в которых зафиксирован доминирующий Перигондванский провенанс-сигнал 450–750 млн лет (исходные данные и ссылки см. в ESM_2). Показаны только части КПВ для возрастов >400 млн лет.

Попытки выявить схожесть метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит с какими-либо толщами Перигондванских блоков, для которых на рис. 5 приведены КПВ, дали отрицательный результат. Полного сходства нет ни в одном случае, а пиковые значения в КПВ, близкие к значениям ~630 и ~557 млн лет, проявлены в очень географически далеких регионах: пик около ~630 млн лет в толщах Сицилии, Ливии, Израиля и Иордании, Ирана, Понтидского флиша и террейна Истамбул (Анатолийский п-ов), а пик около ~557 млн лет в толщах Сицилии, Марокко, Португалии (Оса-Морена), Канады (Ньюфаунленд и Северные Аппалачи), Баварии (Саксотюрингия), Тюрингии (Срединно-Германский массив).

Величины Th/U в цирконе в пределах 0.5–1.0 принято считать статистически присущими магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород (Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017). Более высокие отношения Th/U > 1.0 часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород (Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011) и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений (Wanless et al., 2011).

Изотопные анализы циркона из пробы DN224A (долинонарзанная свита) за исключением 5 анализов показали повышенные значения Th/U > 1.0, в более четверти анализов – необычно высокие значения Th/U > 2.0, а самое высокое значение – 3.1 (рис. 4а). В пробе DN223A представлен широкий интервал значений Th/U от ~0.2 до ~2.0, но более половины анализов также характеризуются повышенными величинами Th/U > 1.0. Это серьезный аргумент в пользу первичного происхождения всего изученного циркона из пробы DN224A и значительной части циркона из пробы DN223A из меланократовых пород и/или пород высокотемпературного метаморфизма.

Группу⁴ самых молодых датировок (от 3 значений и более) можно использовать для ограничения максимального седиментационного возраста изучаемых пород, в нашем случае – туфопесчаников. Для шиджатмазской свиты самые молодые датировки образуют

⁴ Группа возрастов – это совокупность датировок, отклоняющихся от среднего взвешенного не более $\pm 1\sigma$.

следующую последовательность: 530 ± 6 , 538 ± 6 , 542 ± 5 , 544 ± 6 , 547 ± 6 , 549 ± 6 , 549 ± 6 млн лет. Самая молодая датировка 530 ± 6 млн лет существенно отличается от следующего значения возраста. Облик зерна, по оболочке которого получена эта датировка (рис. 3а), допускает, что оболочка имеет метаморфическое происхождение. Если исключить эту самую молодую датировку 530 ± 6 млн лет, то оставшиеся 6 датировок образуют группу со взвешенным средним значением 545 ± 5 млн лет (рис. 4б). Если к этим 6 датировкам добавить три следующие по возрасту датировки 551 ± 7 млн лет, то увеличенное до 9 количество датировок перестает образовывать группу. Взвешенное среднее значение по 5 самым молодым датировкам, образующим группу, для долиноарзанной свиты равно 544 ± 5 млн лет (рис. 4в). Таким образом, оценки минимального возраста для шиджатмазской и долиноарзанной свит с учетом ошибки фактически идентичны. Взвешенное среднее значение по 9 наиболее молодым датировкам обеих проб (исключая 530 ± 6 млн лет) составляет 544 ± 4 млн лет. Это позволяет надежно ограничить возрасты шиджатмазской и долиноарзанной свит значениями заведомо не древнее самого позднего венда (эдиакария).

Специально отметим, что в большинстве случаев разные части зерен циркона из шиджатмазской и долиноарзанной свит сохранили по два возраста и редко три и даже четыре возраста. Такие характеристики свойственны циркону, сгенерированному в длительно активных магматических камерах, что типично для надсубдукционного магматизма. Это позволяет заключить, что долиноарзанская и шиджатмазская свиты представляют собой либо удаленные фации надсубдукционных вулканических построек, либо результат накопления продуктов эрозии этих вулканических построек, происходившей на фоне затухающего синхронного с осадконакоплением вулканизма.

Совокупность всех известных данных и полученных результатов позволяет сформулировать ограничения на палеогеографические/палеотектонические условия формирования шиджатмазской и долиноарзанной свит. Наиболее вероятно, что туфопесчаники обеих свит были сформированы в непосредственной близости от крупной и длительно активной вулканической постройки на северной (Кадомско-Авалонской) окраине Гондваны с пиками магматической активности около 557 и 630 млн лет, которая содержала большой объем мафических и/или высокотемпературных метаморфических пород. Залегающая структурно ниже долиноарзанская свита сформирована из продуктов разрушения материала верхней части вулканического сооружения. Залегающая структурно выше долиноарзанной шиджатмазская свита сформирована из продуктов разрушения нижней части вулканического сооружения и его цоколя, поставившего небольшое количество древнего циркона с возрастами более 1 млрд лет и даже одно архейское зерно.

ВЫВОДЫ

Анализ полученных результатов U–Pb изотопного датирования циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит верхнехасаутской подсерии северного склона Большого Кавказа позволяет сделать следующие выводы.

1. Незначительное количество раннедокембрийских зерен циркона в метатуфопесчаниках шиджатмазской свиты (проба DN223A) и полное их отсутствие в метатуфопесчаниках долинонарзанной свиты (проба DN224A) фактически исключают возможность того, что питающей провинцией для пород этих свит были как непосредственно древние (ранненеопротерозойские и архейские) кристаллические комплексы, так и (мета)осадочные комплексы (толщи), сложенные продуктами их разрушения. Следовательно, породы верхнехасаутской подсерии были сформированы не на окраине Восточно-Европейской платформы (Балтики), а являются или непосредственно частью Пери-Гондванского террейна, или целиком сформированы из продуктов его разрушения.

2. Средневзвешенная оценка возраста, рассчитанная по 9 наиболее молодым датировкам (составляющим группу) циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит верхнехасаутской подсерии, составляет 544 ± 4 млн лет. В долинонарзанной свите самые молодые датировки по неокатанному циркону – 551 ± 6 млн и 552 ± 6 млн лет. Это позволяет нам не относить эти свиты к верхнему рифею (Письменный и др., 2004), как показано на кондиционной Государственной геологической карте второго поколения, а сопоставить верхнехасаутскую подсерию с самыми верхами венда (эдиакария).

3. Наиболее вероятно, что долинонарзанные и шиджатмазские туфопесчаники были сформированы в непосредственной близости от крупной вулканической постройки с пиками магматической активности около 557 и 630 млн лет, которая содержала большой объем мафических и/или высокотемпературных метаморфических пород. Залегающая структурно ниже долинонарзанная свита сформирована из продуктов разрушения верхней части вулканического сооружения, а залегающая структурно выше шиджатмазская свита сформирована из продуктов разрушения нижней части вулканического сооружения и его цоколя.

Благодарности. В полевых работах принимала участие К.Г. Дубенецкая, которой авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Источники финансирования. Исследования проведены по темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, химико-аналитические работы выполнены за счет средств гранта РНФ № 25-17-00301.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология Большого Кавказа. Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа. Ред. Ажгирей Г.Д. М.: Недра, 1976. 263 с.
- Герасимов А.П.* Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. М.–Л.: Госгеолиздат, 1940. 84 с. (Труды ЦНИГРИ. Вып. 123).
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Ред. Леонов Ю.Г. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видягин Ю.П., Сомин М.Л., Смульская А.И., Иванов С.Д.* Поздневендинские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57.
<https://doi.org/10.24887/0028-2448-2023-9-78-84>
- Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Романюк Т.В., Антипов М.П., Хафизов С.Ф., Парfenov Г.Е.* Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.
- Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Романюк Т.В., Антипов М.П., Хафизов С.Ф., Парfenов Г.Е.* Тектоно-гравитационные детачменты южного борта Западно-Предкавказского прогиба, установленные по результатам сейсмостратиграфического анализа // Нефтяное хозяйство. 2024а. № 5. С. 54–61.
- Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Романюк Т.В., Антипов М.П., Парfenов Г.Е.* Тектоно-гравитационные детачменты альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (Адыгейский сегмент) // Геотектоника. 2024б. № 6. С. 44–76.
<https://doi.org/10.31857/S0016853X24060022>, EDN: RWSJXR.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Периферийные блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 3. 0825.
<https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-3-0825>.
- Кузнецов Н.Б., Страшко А.В., Романюк Т.В., Никишин А.М., Московский Д.В., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.* Первые результаты U–Th–Pb датиро-

вания зерен дегритового циркона из ченских песчаников – вклад в стратиграфию киммерид Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024. Т. 32. № 3. С. 56–87.

<https://doi.org/10.31857/S0869592X24030031>, EDN: CWA1UA

Кузнецов Н. Б., Разумовский А. А., Латышева И. В., Шацилло А. В., Федюкин И. В., Данцова К. И., Романюк Т. В., Маслова О. А., Новикова А. С., Дубенский А. С., Ерофеева К. Г., Шешуков В. С. Возраст урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего ее обломочного материала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025а. Т. 521. № 2. С. 167–177.

<https://doi.org/10.31857/S2686739725040012>

Кузнецов Н.Б., Коршунов Д.М., Прошина П.А., Романюк Т.В., Новикова А.С., Латышева И.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С. Источники обломочного материала пород верхнего мела–нижнего палеоценца разреза г. Клементьево, восток Крымских гор (результаты U–Pb датирования зерен дегритового циркона и их значение для региональных палеогеографических построений) // Литология и полезн. ископаемые. 2025б. № 6 (в печати).

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб: 1 : 5 000 000. Гл. ред. Хайн В.Е., Леонов Ю.Г. Третье издание. Комиссия геологической карты мира, ЮНЕСКО, ГИН РАН, ВСЕГЕИ, 1996.

Милановский Е.Е., Хайн В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 378 с.

Обут А.М., Морозова Ф.И., Москаленко Т.А., Чегодаев П.Д. Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1988. 221 с.

Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН Армянской ССР, 1959. 507 с.

Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А., Горбачев С.А., Вертий С.Н., Греков И.И., Гамаса Ю.Н., Терещенко Л.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. Научн. ред. Энна Н.Л. М.: ВСЕГЕИ, 2004. 365 с.

Потапенко Ю.Я. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Лист К-38-I. Кавказская серия. Ред. Паффенгольц К.Н. М.: Недра, 1965.

Романюк Т.В., Котлер П.А. Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен обломочного циркона: пример ченской толщи киммерид Горного Крыма // Литология и полезн. ископаемые. 2024. № 3. С. 340–357.

Снежко В.А., Потапенко Ю.Я. Особенности состава протерозойских вулканитов Хасаутского синклиниория Северного Кавказа и условия их формирования // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 208–211.

Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпенок Л.Н. Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология. 2021. № 85. С. 5–20.

Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона фундамента Большого Кавказа: возраст комплексов и проблема их тектонической позиции // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 286–290.

Albert R., Arenas R., Gerdes A., Sánchez Martínez S., Fernández-Suárez J., Fuenlabrada J.M. Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif) // Gondwana Res. 2015. V. 28. P. 1434–1448. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.016>.

Altumi M.M., Elicki O., Linnemann U., Hofmann M., Sagawe A., Gartner A. U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages from the Cambrian of Al Qarqaf Arch, central-western Libya: provenance of the West Gondwanan sand sea at the dawn of the early Palaeozoic // J. African Earth Sci. 2013. V. 79. P. 74–97. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.11.007>.

Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.

Andersen T. ComPbCorr – Software for common lead correction of U–Th–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Can. Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 312–314.

Avigad D., Gerdes A., Morag N., Bechstädt T. Coupled U–Pb–Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 690–703.

<https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.005>.

Bahlburg H., Vervoort J.D., DuFrane S.A. Plate tectonic significance of Middle Cambrian and Ordovician siliciclastic rocks of the Bavarian Facies, Armorican Terrane Assemblage, Germany – U–Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons // Gondwana Res. 2010. V. 17. P. 223–235. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.11.007>.

Balintoni I., Balica C., Seghedi A., Ducea M.N. Avalonian and Cadomian terranes in North Dobrogea, Romania // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 217–229.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.08.010>.

Barr S.M., Hamilton M.A., Samson S.D., Satkoski A.M., White C.E. Provenance variations in northern Appalachian Avalonia based on detrital zircon age patterns in Ediacaran and Cambrian sedimentary rocks, New Brunswick and Nova Scotia, Canada // Can. J. Earth Sci. 2012. V. 49. P. 533–546. <https://doi.org/10.1139/E11-070>.

Fernández-Súa-rez J., Gutiérrez-Alonso G., Pastor-Gala'n D., Hofmann M., Murphy J.B., Linemann U. The Ediacaran–Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: possible sources and paleogeographic constraints // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2014. V. 103. P. 1335–1357. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0923-3>.

Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities in tectonics of sedimentary basins // Recent Advances. Eds. Busby C., Azor A. Wiley-Blackwell Publishing, 2012. P. 47–62.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.

Horton B.K., Hassanzadeh J., Stockli D.F., Axen G.J., Gillis R.J., Guest B., Amini A., Fakhari M.D., Zamanzadeh S.M., Grove M. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics // Tectonophysics. 2008. V. 451. P. 97–122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>.

Hoskin P.W., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62.

Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155. № 3. P. 295–312.

Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 397–414.

Kober B., Kalt A., Hanel M., Pidgeon R.T. SHRIMP dating of zircons from high-grade metasediments of the Schwarzwald/SW-Germany and implications for the evolution of the Moldanubian basement // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. № 3. P. 330–345.

<https://doi.org/10.1007/s00410-004-0560-8>.

Kolodner K., Avigad D., McWilliams M., Wooden J.L., Weissbrod T., Feinstein S. Provenance of north Gondwana Cambrian–Ordovician sandstone: U–Pb SHRIMP dating of detrital zircons from Israel and Jordan // Geol. Mag. 2006. V.143 (3). P. 367–391.

<https://doi.org/10.1017/S0016756805001640>.

Kydonakis K., Kostopoulos D., Poujol M., Brun J.-P., Papanikolaou D., Paquette J.-L. The dispersal of the Gondwana Super-fan System in the eastern Mediterranean: new insights from detrital zircon geochronology // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 1230–1241.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.009>.

Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICP-MS U–Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, NE Bohemian massif, Germany) // The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Eds. Linnemann U., Nance R.D., Kraft P., Zulauf G. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 423. P. 61–96. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(03))

Linnemann U., Pereira F., Jeffries T.E., Drost K., Gerdes A. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs) // Tectonophysics. 2008. V. 461. P. 21–43. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.002>.

Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A. Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages // Lithos. 2011. V. 123. № 1–4. P. 188–203.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2012. № 5. 75 p.

Okay N., Zack T., Okay A.I., Barth M. Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: detrital zircon–rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides // Geol. Mag. 2011. V. 148. № 3. P. 380–403.

<https://doi.org/10.1017/S0016756810000804>.

Pieruccioni D., Vezzoni S., Petrelli M. A petrographic and U–Pb geochronological approach to the reconstruction of the pre-Alpine history of Alpi Apuane (Tuscany) // Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Ser. A. 2018. V. 125. P. 69–80. <https://doi.org/10.2424/ASTSN.M.2018.24>.

Pollock J.C., Hibbard J.P., Sylvester P.J. Early Ordovician rifting of Avalonia and birth of the Rheic Ocean: U–Pb detrital zircon constraints from Newfoundland // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 501–515. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-088>.

Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral // Rev. Miner. Geochem. 2017. V. 83. № 1. P. 261–295.

Somin M.L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. V. 20. P. 545–610.

Stephan T., Kroner U., Romer R.L. The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust // Geol. Mag. 2019. V. 156. Iss. 2. P. 281–307.

<https://doi.org/10.1017/S0016756818000031>

- Stoica A.M., Ducea M.N., Roban R.D., Jianu D.* Origin and evolution of the South Carpathians basement (Romania): a zircon and monazite geochronologic study of its Alpine sedimentary cover // Int. Geol. Rev. 2015. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1092097>.
- Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Zulauf G.* Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian affinity // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2009. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0498-1>.
- Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., Wallace P.J., Grimes C.B., Klein E.M.* Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers // Chem. Geol. 2011. V. 287. № 1–2. P. 54–65.
- Williams I.S., Fiannacca P., Cirrincione R., Pezzino A.* Peri-Gondwanan origin and early geodynamic history of NE Sicily: a zircon tale from the basement of the Peloritani Mountains // Gondwana Res. 2012. V. 22. P. 855–865. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.12.007>.
- Zeh A., Gerdes A.* Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): implications for the closure of the Rheic ocean // Gondwana Res. 2010. V. 17. P. 254–263. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.004>.
- Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A.* Peri-Amazonian provenance of the Proto-Pelagonian basement (Greece), from zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic geochemistry // Lithos. 2014. V. 184–187. P. 379–392. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.010>.

Рецензенты А.М. Никишин, А.Б. Котов

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. (а) Тектоническая схема Большого Кавказа и прилегающих районов (составлена по (Международная ..., 1996), с упрощениями); (б) тектоническая схема Бечасынской зоны и сопредельных районов (составлена на основе (Письменный и др., 2004), с упрощениями); (в) схема геологического строения верхнего течения р. Малка (составлена на основе (Письменный и др., 2004), с упрощениями).

Условные обозначения: 1а – эпигерцинская Скифская плита: Ставропольский свод (СТ), зона Известнякового Дагестана (ИД); 1б – кадомский Закавказский микроконтинент; 2а – кайнозойские прогибы: Западно-Кубанский (ЗК), Терско-Каспийский (ТК), Кусаро-Дивичинский (КД), Рионский (РИ), Куринский (КР); 2б – структуры Восточных Понтид (ВП) и Малого Кавказа: Аджаро-Триалетская (АТ) и Сомхето-Карабахская (СХ) зоны; 3 – высокогорная (осевая) часть центрального сегмента Большого Кавказа: а – зона Передового хребта, б – зона Главного хребта; 4а – сланцевая зона южного склона центрального сегмента Большого Кавказа, а также Главного и Бокового хребтов восточного сегмента Большого Кавказа, 4б – флишевые зоны западного и восточного сегментов Большого Кав-

каза; 5–7 – структуры неоавтохтона: 5 – Эльбрусский вулканический центр (плиоцен–голоцен); 6а – синкиммерийская Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости (сигнемюр–бат); 6б – синальпийская Северо-Кавказская моноклиналь (келловей–палеоген); 7 – фрагменты герцинского молассового прогиба (карбон–пермь); 8 – мезозойские(?) интрузии плагиогранит-долеритового комплекса; 9–12 – структуры аллохтона: 9 – мантийные тектониты оphiолитового шарьяжа; 10 – герцинские шарьяжи, сложенные толщами силура–триаса, 11 – догерцинские(?) шарьяжи Макерской (МК) зоны, Кубанского (КБ) блока и Шаукамнысыртской (ШК) зоны, сложенные метаморфитами предположительно докембрийского возраста; 12 – Лахранский аллохтон, осадочные толщи силура–раннего девона; 13–18 – структуры автохтона: 13а – догерцинские, преимущественно метаморфические комплексы Кубанского (КБ) и Баксанского (БК) блоков зоны Передового хребта, Малкино-Хасаутского (МХ) района Бечасынской зоны; 13б – каменноугольные гранитоиды: Уллукамский, Белореченский и Малкинский комплексы; 14 – хасаутская серия метаморфическая; 15–17 – хасаутская серия метаморфизованная: 15 – халтухакольская свита; 16 – долинонарзанная свита; 17 – шитжатмазская свита; 18а – урлешская свита, 18б – мангайская свита и чегетлахранская толща неразделенные; 19а – разрывные нарушения, 19б – надвиги; 20 – границы зон (для рис. 1а, 1б) и геологические границы (для рис. 1в).

Рис. 2. Полевые фотографии мест отбора пробы DN223A из шиджатмазской свиты (а), пробы DN224A из долинонарзанной свиты (б) и микрофотографии метатуфопесчаников из шиджатмазской (в) и долинонарзанной (г) свит.

Рис. 3. Оптические в проходящем свете изображения зерен циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской свиты, пробы DN223A (а) и долинонарзанной свиты, пробы DN224A (б), для которых получены кондиционные датировки.

Для каждого изображения в левом верхнем углу цифрой белого цвета указан номер зерна (знак “х” означает скрещенные николи). Положение кратера лазерной абляции (диаметр 25 мкм) – желтые кружки. Возраст(ы) в млн лет ($\pm 1\sigma$) показан(ы) цифрами желтого цвета. Изображения смонтированы слева направо и сверху вниз по нарастанию возраста. Точечными линиями белого или черного цвета маркированы крупные инхеритные ядра/части.

Рис. 4. Результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской (проба DN223A) и долинонарзанной (проба DN224A) свит верхнехасаутской подсерии Бечасынской зоны Большого Кавказа.

(а) – зависимость величины Th/U от U–Pb возраста в зернах циркона с кондиционными датировками, на врезке показана диаграмма содержаний (мкг/г) Th и U; (б, в) – сопоставление гистограмм и КПВ, иллюстрирующих характер распределения U–Pb датировок для шиджатмазской (б) и долинонарзанной (в) свит. На врезках показаны увеличенные фрагменты КПВ и взвешенные средние значения по самым молодым датировкам.

Рис. 5. Сопоставление суммарной кривой плотности вероятности U–Pb изотопных возрастов зерен циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской (проба DN223A) и долинонарзанной (проба DN224A) свит верхнекасаутской серии Бечасынской зоны Большого Кавказа (вверху) с аналогичными данными по позднедокембрийским и фанерозойским толщам северо-восточной части Северной Америки, Европы, Северной Африки, Причерноморья, Прикаспия и Ближнего Востока, в которых зафиксирован доминирующий Перигондванский провенанс-сигнал 450–750 млн лет (исходные данные и ссылки см. в ESM_2). Показаны только части КПВ для возрастов >400 млн лет.

Contribution to the Regional Stratigraphy of the Upper Precambrian of the Bechasyn Zone of the Northern Slope of the Greater Caucasus Based on the Results of U–Pb (LA-ICP-MS) Dating of Zircon from Metatufic Sandstones of the Shidzhatmaz and Dolina Narzanov Formations

N. B. Kuznetsov^{a, #}, A. A. Razumovsky^a, I. V. Latysheva^a, A. V. Shatsillo^b, I. V. Fedyukin^b, K. I. Dantsova^c, A. S. Novikova^a, T. V. Romanyuk^b, O. A. Maslova^a, A. S. Dubensky^a, K. G. Erofeeva^a, V. S. Sheshukov^a

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

^b Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^c National University of Oil and Gas “Gubkin University”, Moscow, Russia

[#]e-mail: kouznikbor@mail.ru

The results of U–Pb isotope dating (LA-ICP-MS) of zircons from meta-tuffaceous sandstones of the Shidzhatmaz (sample DN223A) and Dolina Narzanov (sample DN224A) formations within

the Bechasyn Zone on the northern slope of the Greater Caucasus are presented. The minimum age estimates for zircons from the studied meta-tuffaceous sandstones of the Shidzhatmaz and Dolina Narzanov formations, considering the error, are virtually identical. The weighted mean of the youngest coherent zircon dates from the Dolina Narzanov Fm. meta-tuffaceous sandstones is 544 ± 5 Ma (based on 5 dates), while that from the Shidzhatmaz Fm. meta-tuffaceous sandstones is 545 ± 5 Ma (based on 6 dates). The weighted mean of the 9 youngest coherent dates from both samples is 544 ± 4 Ma. The Shidzhatmaz and Dolina Narzanov formations are assigned to the Upper Riphean on the certified second-generation State Geological Map. Our results reliably constrain the ages of the Shidzhatmaz and Dolina Narzanov formations not older than the latest Vendian (Ediacaran). The zircons extracted from the meta-tuffaceous sandstones of both formations are dominated by age groups ranging from ~ 700 to ~ 540 Ma, with distinct frequency peaks at ~ 557 and ~ 630 Ma, which are nearly identical for samples from both formations. This pattern of zircon age distribution is highly typical of clastic rocks from Upper Precambrian and Lower Paleozoic sequences that form tectonic blocks interpreted as Peri-Gondwanan terranes and widespread in Western and Central Europe, on the Atlantic coast of North America, in North Africa, Anatolia, and Arabia. In this context, it is concluded that the meta-tuffaceous sandstones of the Dolina Narzanov and Shidzhatmaz formations were most likely formed in close proximity to a large volcanic edifice that developed on the Northern periphery of Gondwana (in Peri-Gondwana) with enhanced magmatic activity occurring at approximately 630 and 557 Ma. The Dolina Narzanov Fm. was formed from the erosion products of the upper part of the volcanic edifice, while the structurally overlying Shidzhatmaz Fm. was derived from the erosion products of its lower part and basement.

Keywords: Greater Caucasus, Ediacaran, Khasaut Series, Peri-Gondwana

Номера условных знаков набирать прямым шрифтом

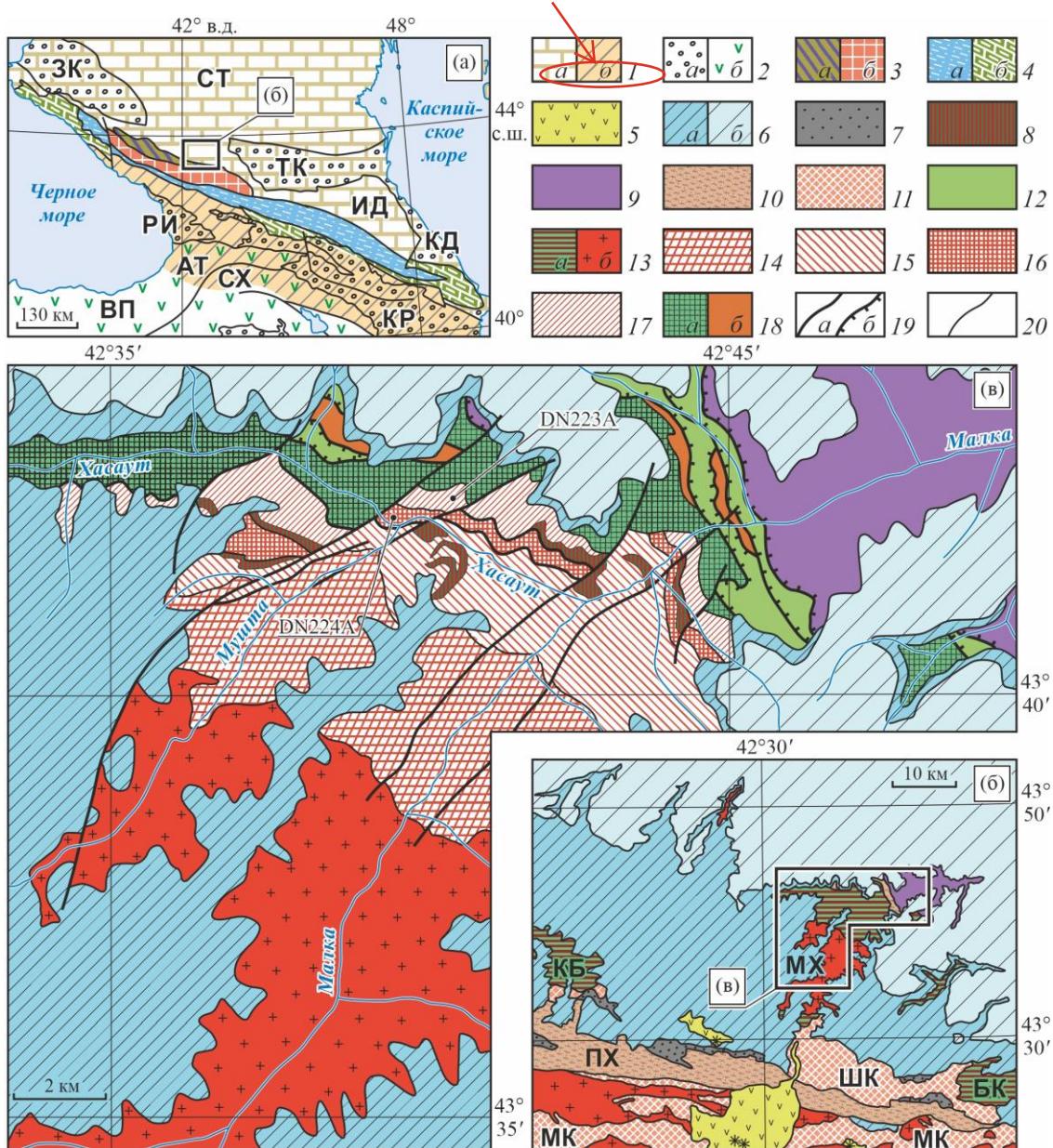


Рис. 1

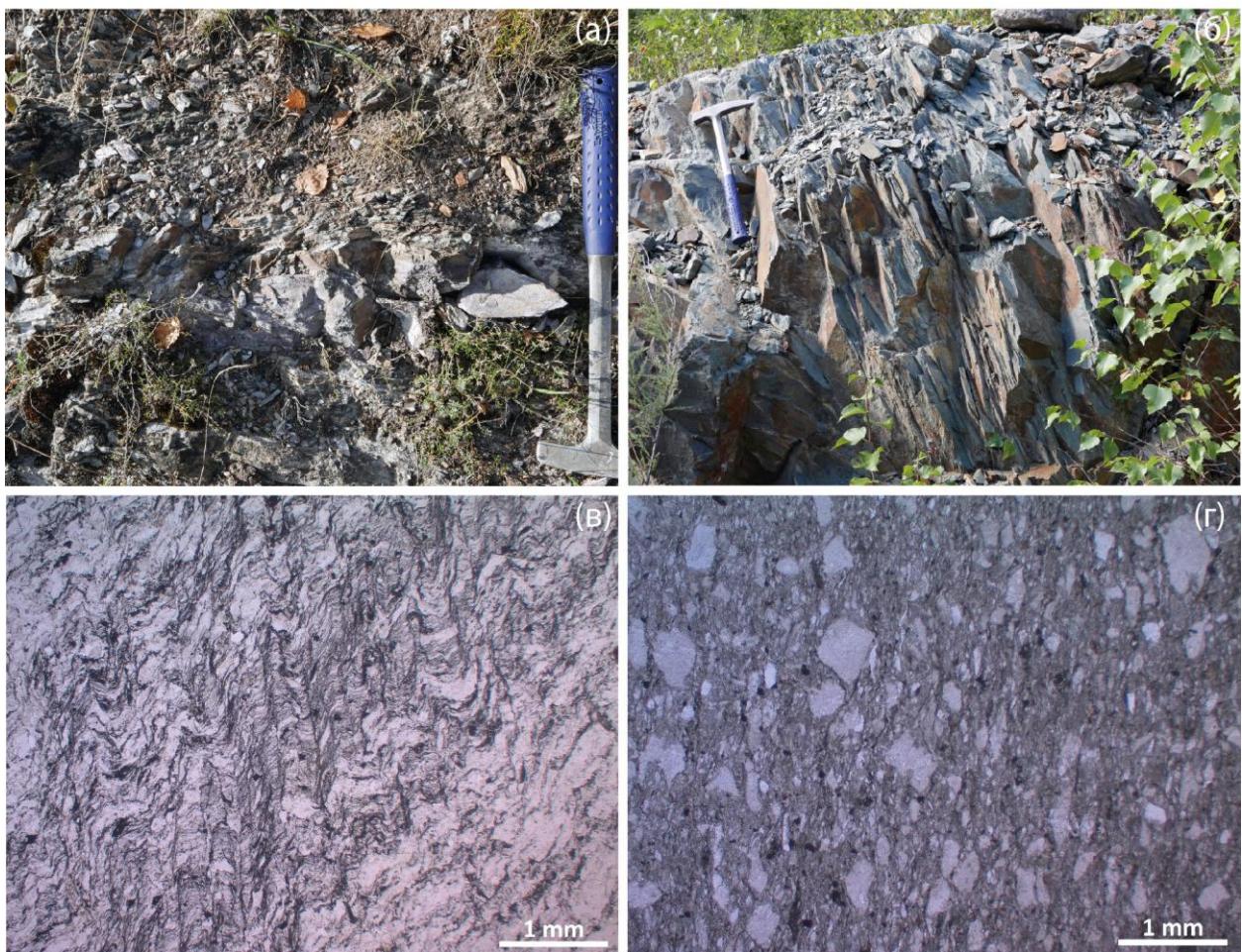


Рис. 2

мм заменить на мм

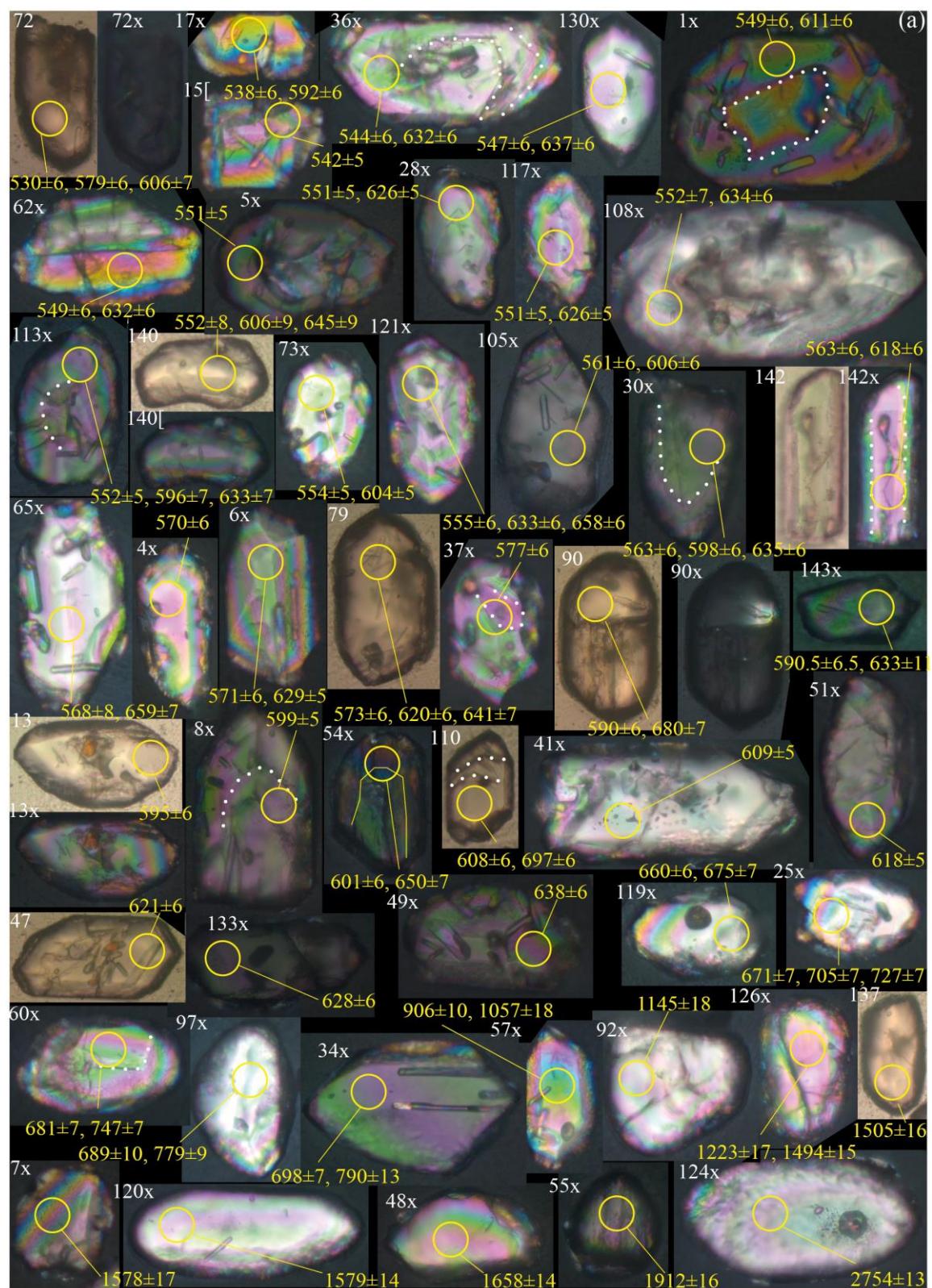


Рис. 3а

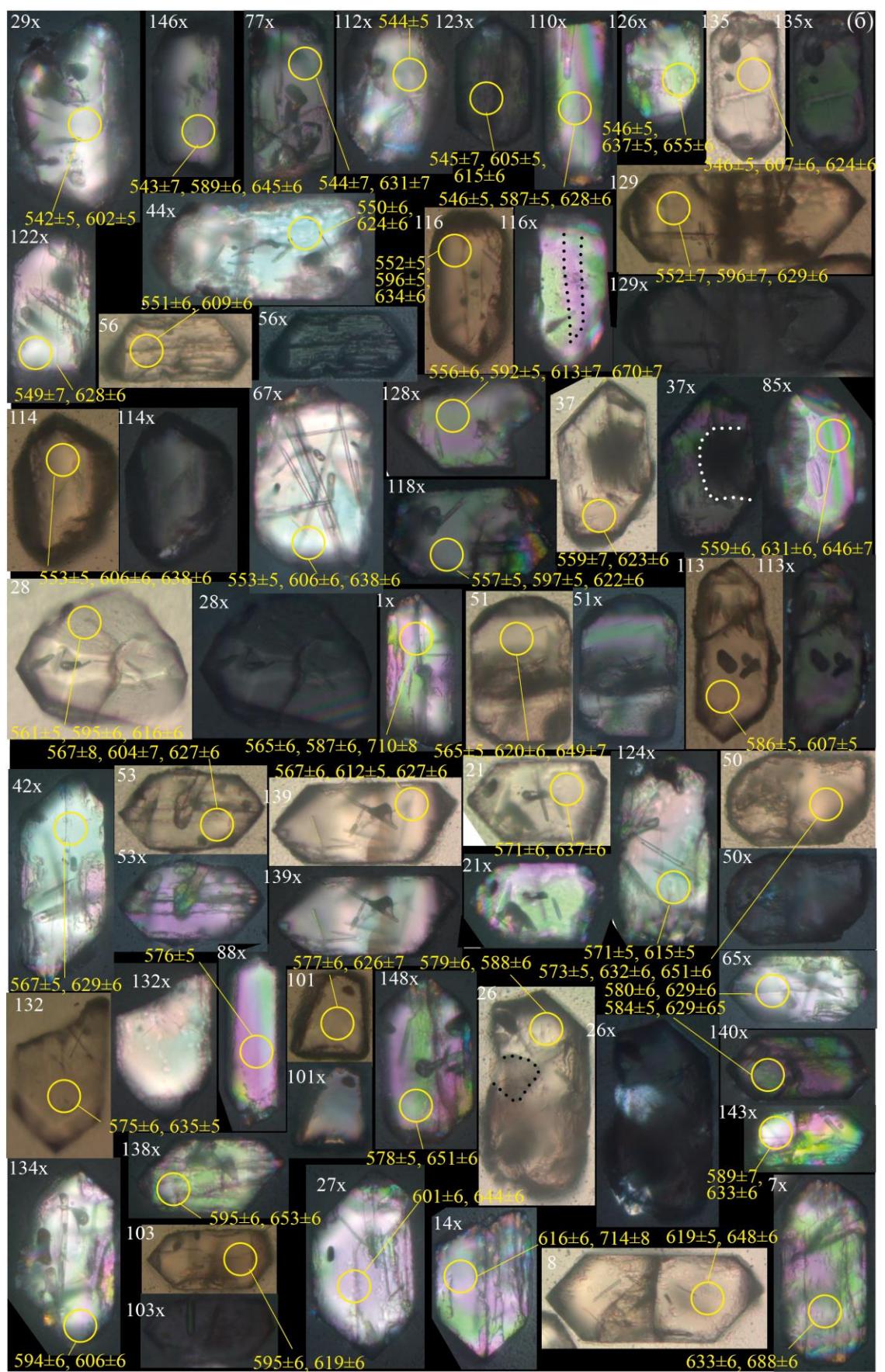


Рис. 3б

На рисунке 4а, на врезке убрать г/т.
 DN-223A заменить на DN223A.
 DN-224A заменить на DN224A.

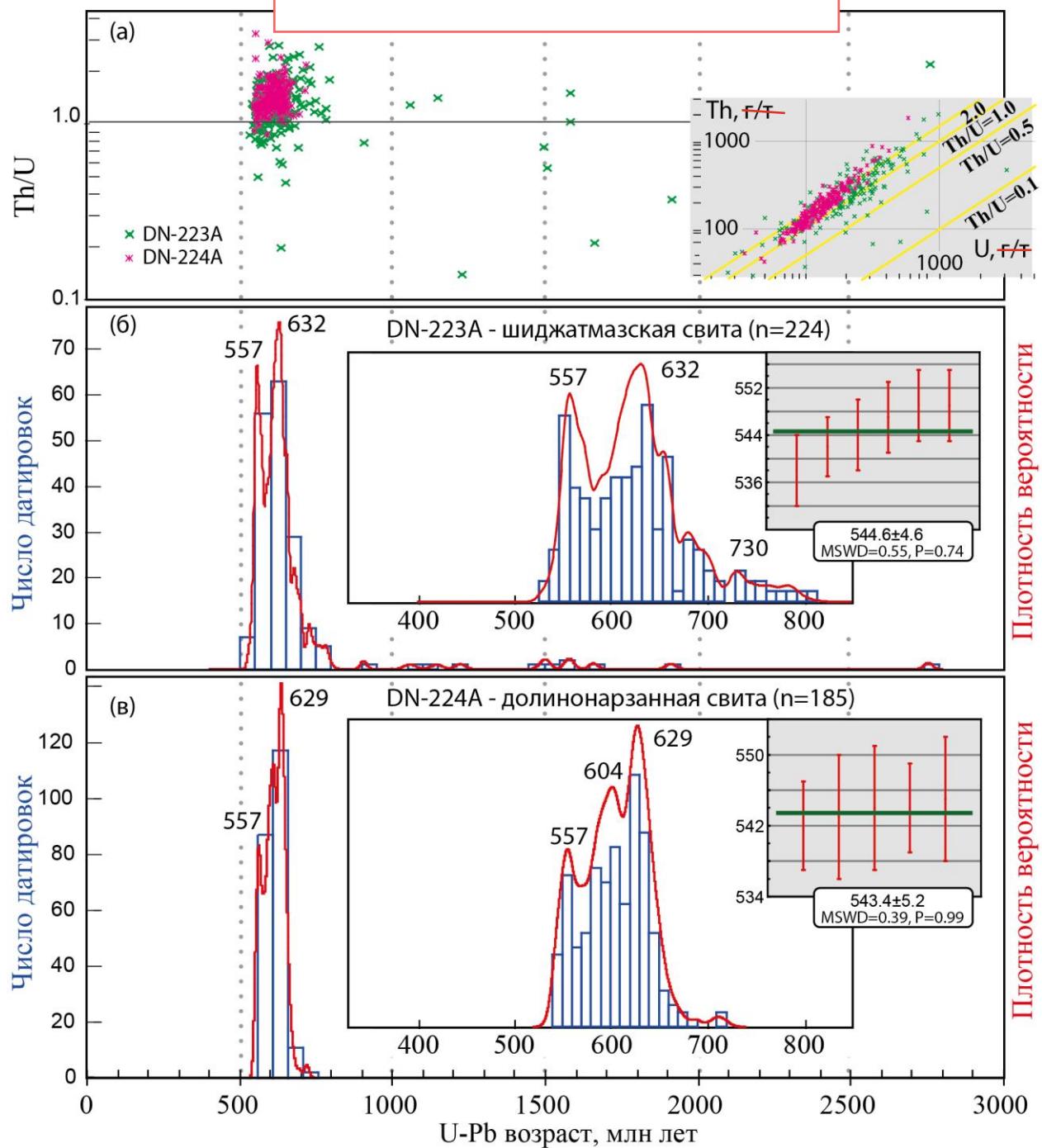


Рис. 4

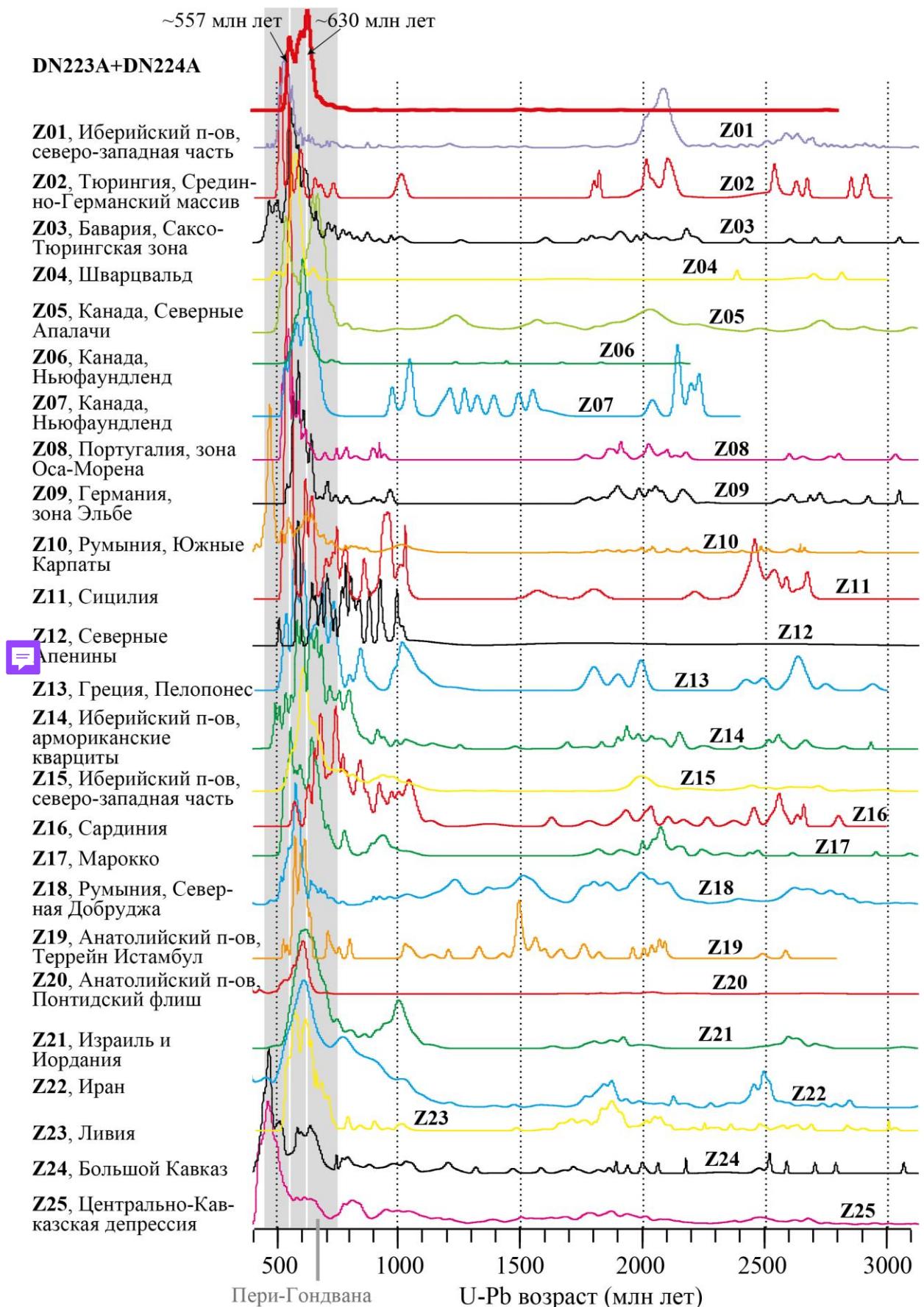


Рис. 5

Глоссарий для переводчика:

Плотность вероятности – Probability density

Число датировок - Datings quantity

U-Pb возраст, млн лет - U-Pb age, Ma

Шиджатмазская свита - Shidzhatmaz Formation

Долинонарзанная свита - Dolina Narzanov Formation

Малка -Malka

Хасаут - Khasaut

Мушта - Mushta