

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА
АЛМАЗОНОСНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОЙ
СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (Северный Казахстан)**

М.М. Буслов^{1,4}, Н.Л. Добрецов^{2,4}, Г.М. Вовна³, В.И. Киселев³

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

³ *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100 лет Владивостоку, 159, Россия*

⁴ *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Приведены данные по различным аспектам геологии, минералогии, петрологии, геохимии и геохронологии алмазосодержащих метаморфических пород Кумдыкольского террейна, указывающие на сопоставимость их протолита с осадочными породами Кокчетавского микроконтинента. Структурное положение изученных объектов в составе аккреционно-коллизииной зоны свидетельствует, что субдукция Кокчетавского микроконтинента под венд-кембрийскую Ишимско-Селетинскую островную дугу является главным механизмом транспортировки графитосодержащих терригенно-карбонатных пород до условий превращения их в алмазосодержащие метаморфические породы. Осадочные породы Кокчетавского микроконтинента, обогащенные графитом, сульфидами и карбонатами железа, являются той средой, которая содержит все необходимые компоненты для кристаллизации алмазов в глубинных условиях зоны субдукции, что хорошо согласуется с данными экспериментов и составов флюидно-расплавных включений в минералах алмазосодержащих пород.

Субдукция, коллизия, алмазосодержащие известково-силикатные породы, эклогиты, протолиты, олистострома, эксгумация, надвиги, тектонические покровы, геохронология, геохимия, Кокчетавский микроконтинент.

**STRUCTURAL LOCATION, COMPOSITION, AND GEODYNAMIC NATURE OF DIAMOND-BEARING
METAMORPHIC ROCKS OF THE KOKCHETAV SUBDUCTION–COLLISION ZONE
OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT (northern Kazakhstan)**

M.M. Buslov, N.L. Dobretsov, G.M. Vovna, and V.I. Kiselev

We present data on different aspects of geology, mineralogy, petrology, geochemistry, and geochronology of diamond-bearing metamorphic rocks of the Kumdy-Kol terrane, which show the similarity of their protolith to the sedimentary rocks of the Kokchetav microcontinent. The structural location of the studied objects in the accretion–collision zone evidences that the subduction of the Kokchetav microcontinent beneath the Vendian–Cambrian Ishim–Selety island arc is the main mechanism of transport of graphite-bearing terrigenous carbonate rocks to zones of their transformation into diamond-bearing metamorphic rocks. The sedimentary rocks of the Kokchetav microcontinent, which are enriched in graphite and iron sulfides and carbonates, contain all components necessary for diamond crystallization in deep-seated subduction zone. This is in agreement with the experimental data and the compositions of fluid–melt inclusions in the minerals of diamond-bearing rocks.

Subduction, collision, diamond-bearing calc-silicate rocks, eclogites, protoliths, olistostrome, exhumation, thrusts, tectonic rocks, geochronology, geochemistry, Kokchetav microcontinent

ВВЕДЕНИЕ

Северный Казахстан является частью позднедокембрийско-палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), расположенного между Восточно-Европейским, Сибирским, Северо-Китайским и Таримским кратонными блоками. ЦАСП включает многочисленные и разновеликие докембрийские блоки континентальной коры, частично метаморфизованной в зонах субдукций до пород сверхвысоких и высоких давлений (УНР-НР) [Coleman, Wang, 1995; Ernst et al., 1995, 2007; Dobretsov et al., 1995a,b,c; Добрецов, 2003, 2010, 2011; Chopin, 2003; Dobretsov, Buslov, 2004; Коробкин, Смирнов,

2006; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Ernst, Liou, 2008; Буслов, 2011]. В работах [Sobolev, Shatsky, 1990; Claoue-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1991] впервые показано наличие включений микроалмазов в гранатах, пироксенах и цирконах из гранат-пироксеновых, пироксен-карбонат-гранатовых пород, биотитовых гнейсов и сланцев Северного Казахстана. Следует также отметить находки включений коэсита в цирконах [Соболев и др., 1991, 1994]. Минералогические и геохимические особенности, *P-T-t* тренды эволюции УНР-НР и ассоциирующих пород Северного Казахстана, а также датировки формирования и стадий эксгумации описаны в многочисленных публикациях [Соболев, Шацкий, 1987; Sobolev, Shatsky, 1990; Шацкий и др., 1991; Dobretsov et al., 1995b,c; Добрецов и др., 1998, 2005a,б, 2006; Okamoto et al., 2000; Kaneko et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000; Schertl, Sobolev, 2013].

В этих работах показано, что раннекембрийские породы ультравысоких и высоких давлений (алмаз-коэситосодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты) структурно и генетически связаны с докембрийскими гранитогнейсами и осадочными породами Кокчетавского микроконтинента. УНР-НР породы относятся к эклогит-сланцево-гнейсовым высокобарическим комплексам, протолитом которых предполагаются породы фундамента (гранитогнейсы с телами базитов) и чехла микроконтинента (кварцитосланцевые, графитосодержащие песчано-сланцевые и терригенно-карбонатные породы илектинской серии, подразделяющейся на кокчетавскую и шарыкскую свиты) [Соболев, Шацкий, 1987; Sobolev, Shatsky, 1990; Dobretsov et al., 1995b,c; Добрецов и др., 2006; Буслов, Вовна, 2008].

На основании изучения особенностей состава минералов и парагенетического анализа минеральных ассоциаций установлено, что давление при формировании алмаз-коэситосодержащих пород по первоначальным оценкам превышало 40 кбар [Sobolev, Shatsky, 1990; Шацкий и др., 1991; Dobretsov et al., 1995b,c] и более поздним оценкам — 60—70 кбар [Okamoto et al., 2000; Kaneko et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000; Михно, Корсаков, 2015]. Исходя из этих данных предполагается, что алмазоносные породы могли быть сформированы в зоне субдукции на глубинах до 150—200 км.

В работах [Добрецов и др., 2005a,б, 2006; Жимулев и др., 2010, 2011], основанных на результатах геологического картирования, геохимического изучения и геохронологического датирования пород, показано, что рассматриваемый регион, широко известный в литературе как Кокчетавский массив, является субдукционно-коллизией зоной. Изложены представления о многостадийной венд-раннеордовикской геодинамической эволюции Кокчетавской субдукционно-коллизией зоной (КСКЗ). Субдукция литосферы Палеоазиатского океана, содержащей блоки континентальной коры, и коллизия Кокчетавского микроконтинента с венд-кембрийской Ишимско-Селетинской островодужной системой в конечном итоге определили формирование и эксгумацию УНР-НР пород. В статьях [Добрецов и др., 2005a,б, 2006] сформулирована и ниже будет показана многоэтапная модель КСКЗ, включая многоэтапность эксгумации. В венде—раннем кембрии передовая часть Кокчетавского микроконтинента, представленная, как это будет доказано ниже, осадочными породами континентального склона, погрузилась в зону субдукции до 150—200 км. Произошло частичное плавление, а также образование УНР-НР пород с возрастом около 537—530 млн лет. В следующую стадию (530—526 млн лет) сформированные известково-силикатные флюиды и расплавы, включающие УНР-НР породы, поднялись до глубин 90 км. В последующие 5 млн лет УНР-НР породы достигли уровня основания аккреционной призмы (глубины 30—60 км). Затем до 500 млн лет УНР-НР породы поднимались вдоль разломных структур нижней коры вследствие заклинивания субдукционной зоны Кокчетавским микроконтинентом. В период 500—495 млн лет УНР-НР породы вошли в состав верхней коры. Этот процесс привел к созданию КСКЗ, которая образована террейнами различных уровней глубинности венд-раннеаренигской субдукционной зоны, разделенными зонами гранат-слюдистых и слюдистых сланцев, бластомилонитов и милонитов. В этот же период произошел перескок зоны субдукции, что привело к формированию ордовикской Степнякской островной дуги. Позднеаренигско-раннекарадокские процессы коллизии микроконтинент—островная дуга (480—460 млн лет) привели к надвиганию КСКЗ на преддуговой прогиб Степнякской островной дуги и образованию мощного аккреционно-коллизийного орогена, который в результате анатектического плавления был интродуцирован коллизийными гранитами зерендинского комплекса с возрастом 460—440 млн лет.

Согласно исследованиям [Шацкий и др., 2006], на разных стадиях метаморфизма субдуцирующая кора была источником высокоплотностных известково-силикатных флюидов и расплавов. Этот вывод основывается на том, что большинство алмазоносных и неалмазоносных гнейсов характеризуются отрицательной по Ti, P, Nb и Ta и положительной по Zr и Hf аномалиями относительно примитивной мантии. Положительные Zr и Hf аномалии проявляются и при нормировании относительно состава постархейского глинистого сланца (РААС). Известково-силикатные породы также проявляют отрицательные, но более слабые Ti, P, Nb и Ta аномалии, при этом у них отсутствуют положительные Zr и Hf аномалии. Содержания редких элементов у изученных известково-силикатных пород ниже, чем у РААС. Выявлено, что у некоторых известково-силикатных пород есть положительная Eu аномалия, но у гнейсов и сланцев она отрицательная или отсутствует.

Наиболее специфическими являются гранат-пироксеновые породы, которые обнаруживают обеднение по всем элементам, кроме Nb и Ta, относительно состава постаршеиского глинистого сланца. Изотопные исследования по карбонатно-силикатным породам подтверждают метаосадочное происхождение: $\delta^{18}\text{O}$ значения граната и клинопироксена слоистой карбонатно-силикатной породы исключают возможность наличия примитивного мантийного протолита [Sobolev et al., 2011; Schertl, Sobolev, 2013], а все другие геохимические данные — существенную роль карбонатитовых расплавов, которые тем не менее допускались в работе [Перчук и др., 1995]. Н.В. Соболев с соавторами [Sobolev et al., 2011] доказывают не только метаосадочное происхождение известково-силикатных пород, но также приводят диффузионный профиль по изотопам кислорода, дополнительно свидетельствующий о высокой скорости эксгумации.

В последнее время экспериментально доказана возможность кристаллизации алмаза в целом ряде модельных минералообразующих сред [Пальянов и др., 2001, 2005; Shatsky et al., 2005; Palyanov et al., 2007a,b; Sokol, Pal'yanov, 2008; Palyanov, Sokol, 2009]. Исходя из комплекса петрологической и геохимической информации, а также анализа существующих экспериментальных данных, выявлено, что наиболее вероятными компонентами (составляющими) природных алмазообразующих сред являются вода, двуокись углерода, карбонаты и щелочи. Среди исследованных модельных систем наиболее благоприятные условия для алмазообразования возникают в умеренно окисленной щелочной флюидной фазе и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -содержащих щелочных карбонатных, карбонатно-силикатных и силикатных расплавах. При этом насыщение углеродом карбонат- и CO_2 -содержащих мантийных кристаллизационных сред может осуществляться в результате окислительно-восстановительных реакций с восстановленными флюидами. Ими могут быть водород [Pal'yanov et al., 2002a,b, 2005], флюиды, равновесные с сульфидами [Palyanov et al., 2006, 2007a], железо [Palyanov et al., 2013]. Результаты экспериментов дополняются все более обширными данными по микровключениям в кокчетавских алмазах, свидетельствующими о вариативности среды кристаллизации кокчетавских алмазов [Hwang et al., 2005; Dobrzhinetskaya, 2012].

Наиболее благоприятным геологическим объектом, который содержит все перечисленные выше компоненты, является шарыкская свита, входящая в состав Кокчетавского микроконтинента [Добрецов и др., 2006]. Она состоит из графитистых терригенно-карбонатных пород, включающих сидериты (карбонат железа, FeCO_3) и пирит (сульфид железа, FeS_2).

В работе [Буслов, Вовна, 2008] на основе корреляции данных по валовому составу и распределению редкоземельных элементов в раннекембрийских алмазоносных известково-силикатных породах и гнейсах Кумдыкольского алмазоносного месторождения и слабометаморфизованных позднекембрийских графитосодержащих осадочных породах шарыкской свиты сделан вывод об аналогичных осадочных парагенезисах, сформированных в условиях континентального склона.

Настоящая работа обобщает приведенные выше данные различных аспектов геологии, минералогии, петрологии, геохимии и экспериментальных исследований, дополняет их новой информацией о детальной литолого-геохимической характеристике УНР-НР пород Кумдыкольского террейна и позднекембрийских осадочных пород илектинской серии. Приводятся новые U-Pb датировки детритовых цирконов из песчаников шарыкской свиты и осадочной брекчии раннеордовикской олистостромы Северо-Кокчетавской аккреционно-коллизионной зоны. По нашему мнению, приведенные данные могут внести существенный вклад в понимание метаморфических и тектонических процессов, происходящих в системе субдукционно-коллизионного взаимодействия микроконтинент—островная дуга.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В изученном регионе выделяются [Добрецов и др., 2005a,b, 2006; Жимулев и др., 2011] фрагменты докембрийского Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевая кембрийская Кокчетавская субдукционно-коллизионная зона (КСКЗ), которая включает породы ультравысоких и высоких давлений (УНР-НР), и Северо-Кокчетавская ордовикская аккреционно-коллизионная зона, расположенная между КСКЗ и примыкающей с северо-востока и востока ордовикскими вулканогенно-осадочными породами Степнякской островной дугой (рис. 1, 2).

Докембрийские континентальные образования состоят из гранитогнейсового фундамента Кокчетавского микроконтинента, кварцитосланцевых пород континентального шельфа (кокчетавская свита), песчано-сланцевых и карбонатно-терригенных пород континентального склона (шарыкская свита) ([Буслов, Вовна, 2008] и доводы, приводимые ниже).

U-Pb датирование цирконов позволило выявить мезопротерозойский (~ 1.2—1.1 млрд лет) возраст формирования гранитогнейсов фундамента [Туркина и др., 2011; Glorie et al., 2015]. Кокчетавская свита сложена кварцитами (кварцевыми метапесчаниками) и метатерригенными сланцами, шарыкская свита состоит из графитосодержащих доломитов, доломитовых мраморов, песчаников, алевролитов и

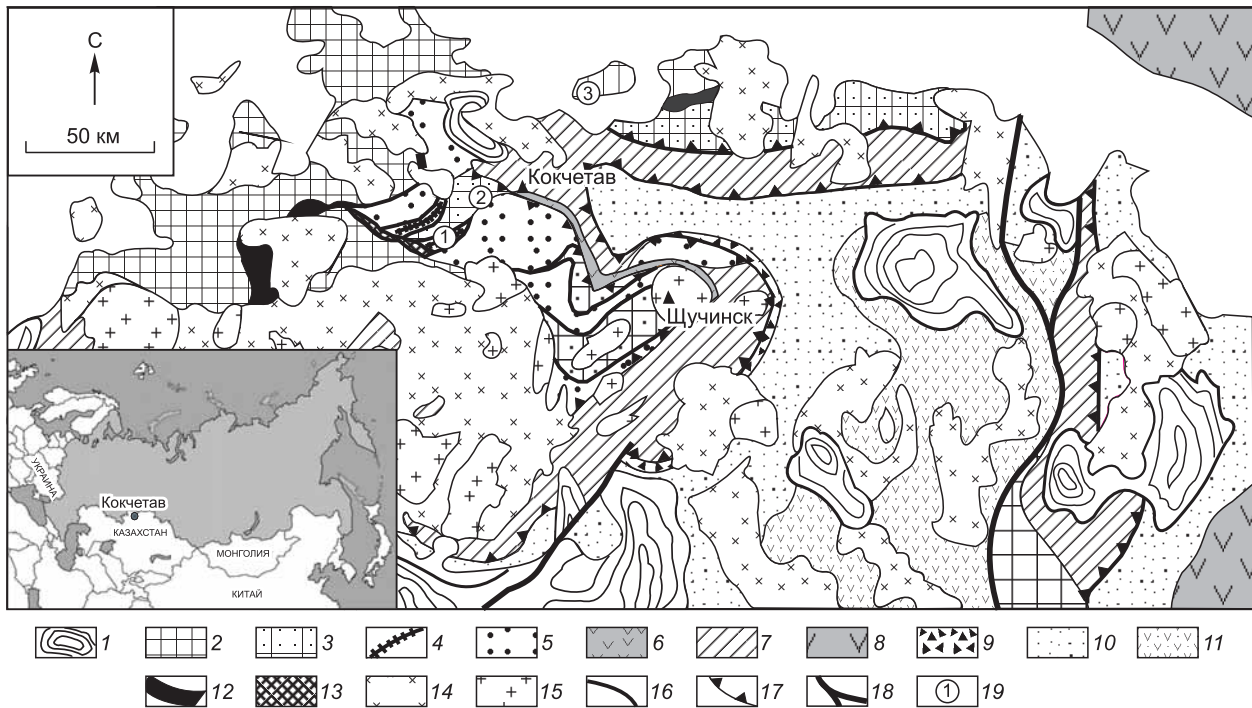


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Казахстана и расположение изученных объектов [Добрецов и др., 2006].

На врезке показано положение района исследований. 1 — девонско-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны; 2, 3 — фрагменты Кокчетавского и Шатского (к северо-востоку от г. Кокчетав) микроконтинентов: 2 — с диафторезом в зеленосланцевой фации, 3 — с осадками, метаморфизованными в зоне субдукции до амфиболитовой фации; 4, 5 — мегамеланжевый пояс (глубинные фрагменты палеосубдукционной зоны): 4 — алмазосодержащие гнейсы и козситовые эклогиты, 5 — гранито-гнейсы и слюдястые сланцы с линзами эклогитов и гранатовых амфиболитов; 6 — докембрийские (?) вулканогенно-осадочные породы в составе аккреционной призмы; 7 — раннеордовикская аккреционная призма; 8 — вендско-кембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы Ишимско-Селетинской дуги; 9 — позднеаренигская олистострома; 10 — ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба; 11 — ордовикские вулканогенные образования Степнякской островной дуги; 12 — позднекембрийско-тремадокские офиолиты златогорского комплекса; 13 — среднепозднекембрийский красномайский щелочно-ультраосновной комплекс; 14 — силурийско-ордовикские граниты; 15 — девонские граниты; 16 — деформированные плоскости позднекембрийско-раннеордовикских разломов; 17 — фронтальный надвиг Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны на Степнякский прогиб; 18 — позднепалеозойские сдвиги; 19 — расположение объектов на геохимические исследования и U-Pb датирование: 1 — породы скв. С-42 Кумдыкольского алмазосодержащего месторождения, 2 — песчано-сланцевые породы Илектинских гор вблизи пос. Березняковка, 3 — терригенно-карбонатные породы шарыкской свиты около пос. Алексеевка.

относительно глубоководных черных сланцев. Несмотря на преобразования зеленосланцевой фации метаморфизма, структуры и текстуры осадков хорошо сохранились. Возрасты обломочных цирконов из метапесчаников кокчетавской свиты [Летников и др., 2001] позволяют предположить, что осадочный чехол был сформирован в течение позднего протерозоя с нижней возрастной границей моложе 0.85 млрд лет. Поздний эпизод деформации и метаморфизма осадочных пород Кокчетавского микроконтинента датирован в ряде мест Ag-Ag методом по мусковиту как ранний ордовик (490—475 млн лет) [Добрецов и др., 2005а,б; Жимулев и др., 2011]. Этот интервал очень хорошо коррелируется со временем деформации в других частях КСКЗ (485—470 млн лет по мусковиту из милонитов и слюдяных сланцев) [Де Граве и др., 2006; Жимулев и др., 2011].

Чешуи и блоки УНР-НР пород распространены в двух структурных ситуациях: 1) в кембрийском мегамеланжевом поясе, включающем террейны метаморфических пород палеосубдукционной зоны, сформированные на глубинах от 60 до 150 (200) км, 2) в ордовикской аккреционной призме (см. рис. 1, 2), где выявлены эклогиты, образованные на глубинах около 60 км, совмещенные с тектоническими блоками пород микроконтинента, офиолитовыми и островодужными террейнами, чередующимися с раннеордовикскими турбидитами, содержащими линзы олистостром [Добрецов и др., 2005а,б; Жимулев и др., 2011].

Мегамеланжевый пояс расположен между слабоизмененным фрагментом Кокчетавского микроконтинента и раннеордовикской аккреционной призмой (см. рис. 1). Мегамеланжевый пояс является

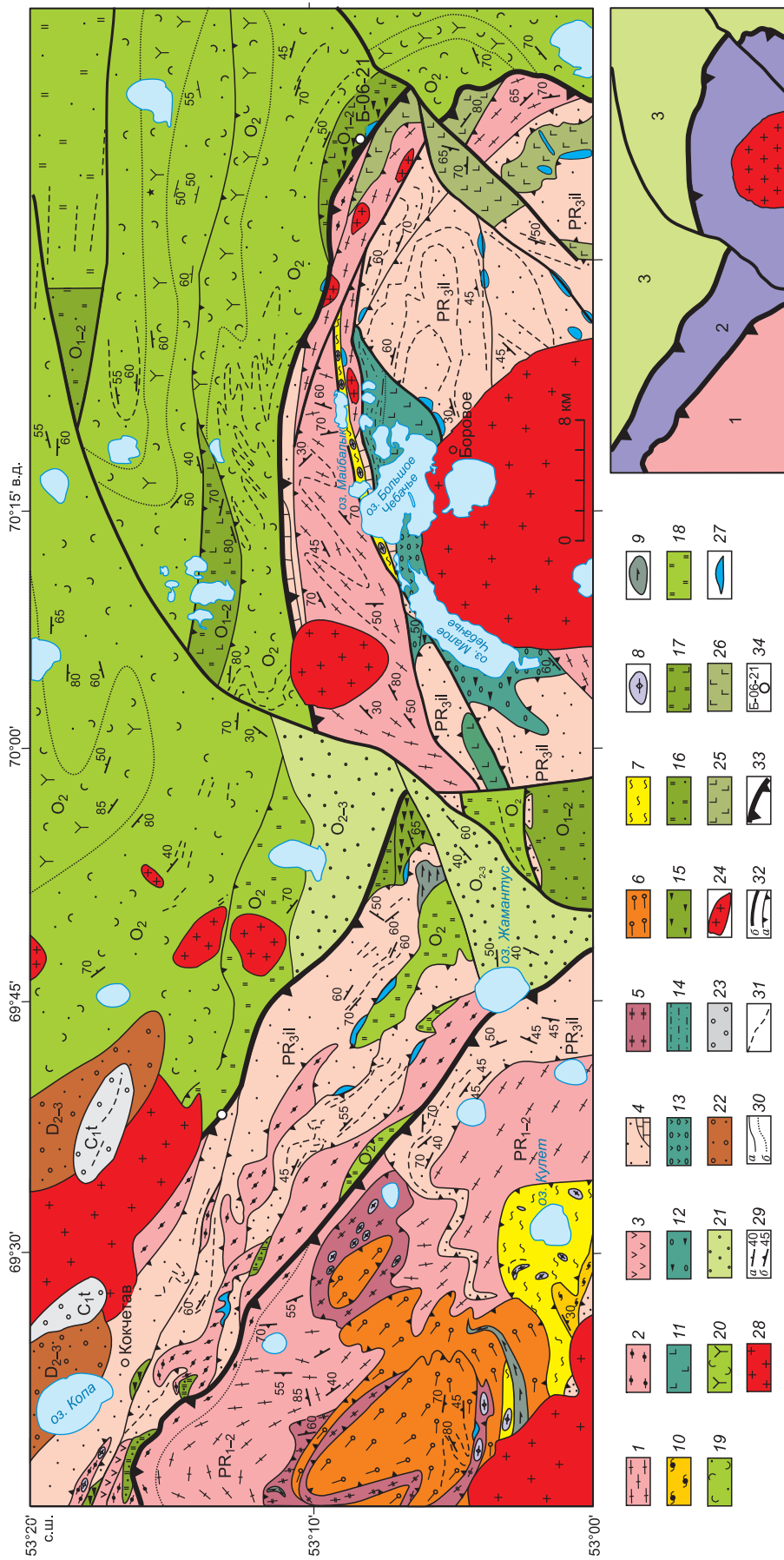


Рис. 2. Геологическая схема Северо-Кокчетавской тектонической зоны [Жимулев и др., 2011].

1—4 — геологические комплексы Кокчетавского микроконтинента, ранний—средний протерозой, 2 — милониты и бластомилолиты по гнейсам протерозойского фундамента, 3 — кварц-полевошпатовые порфиры, средний протерозой, 4 — кварц-серцитовые сланцы, метапесчаники, доломиты Кокчетавского микроконтинента, илектинская серия, поздний протерозой; 5—9 — породы Кокчетавского метаморфического пояса: 5 — гнейсы с будинами эклогитов, 6 — гранат-кианитовые сланцы с будинами гранатовых амфиболитов, 7 — кварц-гранат-мусковитовые (фенитовые) сланцы с будинами эклогитов, 8 — крупные тела и скопления тел эклогитов, 9 — амфиболиты; 10 — раннеордовикские андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы (даулетская свита); 11—14 — доордовикские островодужные (?) образования: 11 — зеленокаменные базальтовые порфириты, 12 — валунные конгломераты с включениями глыб, 13 — алгомераты андезитового состава, 14 — аргиллиты, алевролиты и песчаники (флишевые отложения); 15 — аренигская олисто-кремнистые алевролиты, яшмоиды; 16—20 — отложения среднего ордовика: 16 — песчаники, окремненные аргиллиты и алевролиты, яшмоиды, линзы брекчий, 17 — базальты, красные и их туфы; 18—20 — отложения среднего ордовика: 18 — серые кремнистые сланцы и микрокварциты, 19 — вулканомиктовый флиш, 20 — андезитобазальты и их туфы; 21 — конгломераты и песчаники, средний—верхний ордовик; 22 — красноцветные песчаники и конгломераты, средний—верхний девон; 23 — серые песчаники, алевролиты, розовато-серые известняки, турней; 24 — протерозойские граниты; 25—27 — щучинский офиолитовый пояс (докембрий): 25 — базальтовые порфириты, 26 — габбро, 27 — серпентиниты; 28 — палеозойские (O₃, S, D) граниты; 29 — элементы залегания слоистости (a) и сланцеватости (б); 30 — геологические границы между разновозрастными подразделениями (a) и между телами разного состава внутри этих подразделений (б); 31 — прослеживаемые на местности маркирующие горизонты; 32 — надвиги (a) и другие разрывные нарушения (б); 33 — крупные надвиги, ограничивающие Северо-Кокчетавскую тектоническую зону; 34 — точка отбора обр. Б-06-21 на U-Pb датирование. На врезке справа внизу — схема с основными тектоническими единицами. Цифрами обозначены: 1 — Кокчетавский микроконтинент, 2 — Северо-Кокчетавская субдукционно-коллизонная зона, 3 — Степнякский прогиб.

контрастной структурой, состоящей из разновеликих чешуй, сложенных породами ультравысоких и высоких давлений, разделенных тектоническими пластинами пород Кокчетавского микроконтинента, метаморфизованных до средних давлений. Выделяются пять деформированных в складки тектонических пластин (террейнов): Барчикольская, Кумдыкольская, Сулу-Тубинская, Энбек-Берлыкская и Кулетская, в которых распространены УНР-НР и НР породы (см. рис. 1). Пакеты тектонических пластин характеризуют различные уровни палеосубдукционной зоны и сложены специфическим набором пород с различной эволюцией *P-T* параметров. В Кумдыкольской и Барчикольской тектонических пластинах обнажаются и вскрыты скважинами и штольной алмазосодержащие известково-карбонатные породы и гнейсы. В Кулетском и Сулу-Тубинском террейнах породы не содержат алмазов, но местами в них встречается коэзит (на участке к юго-западу и югу от оз. Кулет). В отличие от Кумдыкольского террейна здесь отсутствуют метакрбонатные породы, но содержатся прослои тальк-гранатовых, тальк-фенгитовых и других высокомагнезиальных пород [Добрецов и др., 1998; Shatsky et al., 1999; Ota et al., 2000; Theunissen et al., 2000].

В перечисленных террейнах встречаются метаморфизованные аналоги пород фундамента микроконтинента, представленные милонитизированными гранитогнейсами с линзами эклогитов. В Кумдыкольском террейне они частично переплавлены и пронизаны жилами анатектических инъекционных мигматитов и гранитов, а в Сулу-Тубинском и Кулетском террейнах — дополнительно в разной степени рассланцованы и милонитизированы. За счет гранитогнейсов сформированы диафоритовые слюдистые и гранат-слюдистые сланцы, включающие иногда округлые тела эклогитов, гранатовых амфиболитов и амфиболитов. Они трассируют шовные зоны, разделяющие террейны. Между Сулу-Тубинским и Кулетским террейнами встречаются серпентинитовые сланцы, отделяющие их от тектонических пластин гранитогнейсов фундамента микроконтинента и милонитизированных гранитогнейсов с телами эклогитов.

Энбек-Берлыкский террейн заметно отличается от других по составу и возрасту. Он представлен чередованием тектонических пластин трех типов, разделенных гранат-слюдистыми и слюдистыми сланцами и серпентинитовыми меланжами: 1 — милонитизированные слюдистые гранитогнейсы с будинами эклогитов и гранатовых амфиболитов, 2 — биотит-гранат-кианитовые (\pm силлиманит) сланцы, включающие будинированные тела коронитов (с коронами граната вокруг клинопироксена и плагиоклаза) и гранатовых амфиболитов, 3 — переслаивающиеся габбро-амфиболиты и гранат-пироксеновые сланцы, реже перидотиты. Детально строение Энбек-Берлыкского террейна и геохронологический возраст приразломных слюдистых и гранат-слюдистых сланцев рассмотрены в статье [Де Гравэ и др., 2006]. Отметим, что в этом террейне на основе *Ar-Ar* возраста установлены только древние (вендские) и раннеордовикские генерации пород. И только в одном случае получена кембрийская датировка в 531 млн лет, согласующаяся с подобными датировками, широко распространенными в других террейнах. Также отсутствуют УНР породы, редко (вблизи шовных зон) встречаются эклогиты в гранитогнейсах и слюдистых сланцах.

Северо-Кокчетавская аккреционно-коллизонная зона (см. рис. 1, 2) представлена смятыми в складки тектоническими пластинами и чешуями, сложенными аренигской олистостромой, вендскими вулканогенно-осадочными породами островодужного состава, амфиболитизированными габбро и гнейсами, кварц-мусковит-микроклиновыми гнейсами (с телами гранатовых амфиболитов и эклогитов), слюдистыми кварцитами, серпентинитовыми сланцами, офиолитовыми габбро-пироксенитами и базальтами [Жимулев и др., 2011; Glorie et al., 2013]. Ограничения пластин и чешуй трассируются зонами бластомилонитов, милонитов и слюдистых сланцев с возрастом 500—485 млн лет [Добрецов и др., 2005а,б; Жимулев и др., 2011].

В районе пос. Жанаталап (см. рис. 2) олистострома располагается перед фронтальным надвигом Кокчетавской субдукционно-коллизонной структуры на ордовикскую Степнякскую островную дугу [Жимулев и др., 2011]. Мощность олистостромовой пластины достигает 300—400 м. В ее составе присутствует обломочный материал, объединенный в две группы, которым соответствуют два источника. Первая группа (резко преобладает) представлена породами, слагающими аллохтон: гнейсами, кварц-серицитовыми сланцами, габбро-амфиболитами, гранитами и гранодиоритами. Перечисленные породы образуют неокатанные остроугольные обломки, размерность которых варьирует от миллиметров до первых метров. Иногда встречаются олистоплаки гнейсов, ориентированные согласно грубой слоистости окружающих отложений и достигающие в длину 20 м при мощности до 2 м. По простираению они замещаются шлейфом мономиктовых гнейсовых брекчий. Вторую группу, имеющую подчиненное значение и приуроченную к основанию олистостромовой толщи, составляют хорошо окатанные обломки размерами до 10—15 см плагиогранитов, базальтов, яшмоидов. Матриком служит алевролитопесчаная масса. По направлению к аллохтону олистострома становится более насыщенной обломочным материалом, утрачивает песчано-глинистый матрикс и переходит в брекчии и катаклазиты тектонического меланжа, развитого в зоне фронтального надвига. В северном направлении, в сторону автохтона, грубообломочные отложения олистостромового комплекса постепенно замещаются циклически череду-

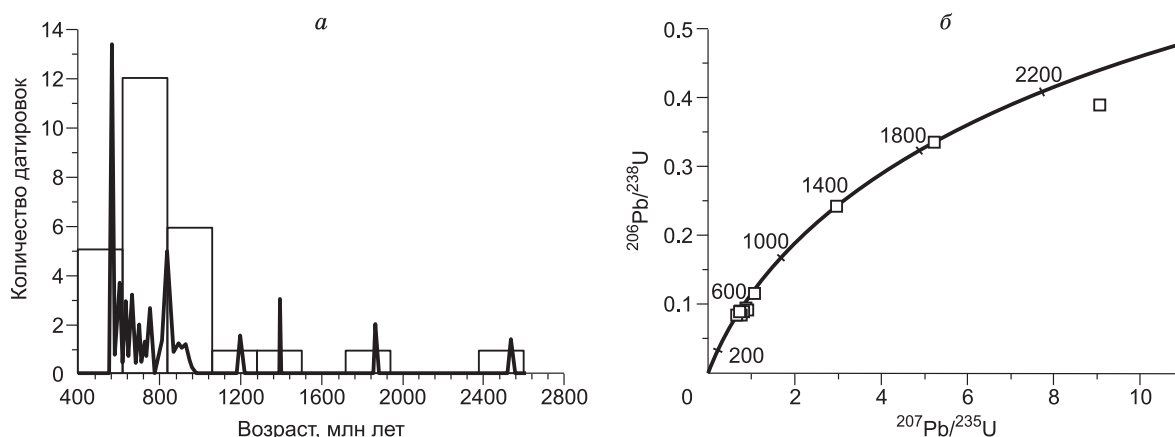


Рис. 3. U-Pb гистограммы и кривые относительной вероятности возраста (а), графики положения дат на конкордантной кривой детритовых цирконов из осадочной брекчии раннекембрийской олистостромы (обр. Б-06-21) (б).

ющимися песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, среди них все реже и реже встречаются линзовидные включения брекчий и конгломератобрекчий. Размеры таких линз варьируют в широких пределах: по простиранию от десятков до сотен метров, по мощности от первых до десятков метров. Иногда среди песчано-глинистых отложений встречаются отдельные неокатанные глыбы гнейсов размером 1.5—2.0 м в поперечнике. Контакты между включениями брекчий и песчано-алевролитовыми отложениями, в которых они локализируются, нормальные.

В кремнисто-терригенных отложениях найдены аренигские конодонты [Обут и др., 2006]. Аренигские отложения, содержащие линзы брекчий, включают также разнообразные по окраске и текстурам кремнистые породы. Присутствуют тонкие слои зеленых туфов, содержащие обломки кремнистых пород и прослои алевролитокремнистых пород с галькой гранитоидов. В отдельных алевролитокремнистых слоях обнаружены складки оползания и подвороты слоев. Для алевролитокремнистых прослоев характерно ритмично-слоистое строение. Ритмы представлены чередованием песчано-алевролитовых и кремнистых прослоев. Мощность ритмов достигает 10—15 см. Для аренигской толщи типична сильная изменчивость по простиранию: большинство пачек заметно меняются по мощности, выклиниваются или изменяют облик на сравнительно небольших расстояниях (первые сотни метров).

Проведено U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов (рис. 3, табл. 1) из мелкообломочной брекчии олистостромы методом лазерной абляции на масс-спектрометре MC-ICP-MS (аналитик Х. Джен) в Гонконгском университете (г. Гонконг, Китай).

Отчетливо выявился возрастной интервал магматических цирконов: по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 579—508 млн лет, а также единичные датировки по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ в 1.4, 1.86 и 2.53 млн лет. По цирконам из гранитов, формирующим гальку в олистостроме, определен возраст в 1149 ± 26 млн лет [Glorie et al., 2015]. Весьма вероятно, что самая крупная популяция магматических цирконов 579—508 млн лет принадлежит породам Ишимско-Селетинской островной дуги, в субдукционную зону которой погружался Кокчетавский микроконтинент. Цирконы с древними цифрами являются продуктами разрушения его пород, датировки цирконов которых приводятся ниже.

КУМДЫКОЛЬСКИЙ ТЕРРЕЙН: СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

УНР-НР породы Кумдыкольского террейна сформированы при $P = 40\text{—}70$ кбар и $T = 1100\text{—}1200$ °С, что соответствует глубинам 150—200 км и термоусловиям «горячих зон» субдукции [Добрецов и др., 2015]. Датировки УНР-НР вмещающих пород основаны на возрастах цирконов из гнейсов методом SHRIMP и лазерной абляции (LA-ICP-(SF)-MS) [Ragozin et al., 2009; Glorie et al., 2015], эцлогитов Sm-Nd методом [Шацкий и др., 1993], U-Pb датированием цирконов из вмещающих гнейсогранитов [Борисова и др., 1995; Туркина и др., 2011; Glorie et al., 2015], слюд из сланцев и гнейсов Ar-Ar методом [Shatsky et al., 1999; Добрецов и др., 2005а,б; Де Граве и др., 2006; Жимулев и др., 2011]. Исследование цирконов с помощью катодоллюминесценции и методами SHRIMP и LA-ICP-(SF)-MS показало наличие в большинстве из них резкой зональности. При этом центральные части зерен циркона из алмазосодержащих гнейсов и коэситовых эцлогитов, которые характеризуют прогрессивную стадию

Таблица 1. Данные изотопного датирования обломочных цирконов из аренигской олистостромы Кокчетавской коллизионной зоны (обр. Б-06-21)

| Номер точки анализа | Изотопное отношение | | | | | | Возраст по отношению, млн лет | | | | | | C, % |
|---------------------|-----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|------|
| | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| 37063 | 0.06609 | 0.000402 | 0.749853 | 0.009404 | 0.081922 | 0.000685 | 809 | 12 | 568 | 5 | 508 | 4 | 88 |
| 37428 | 0.064369 | 0.000194 | 0.742038 | 0.005411 | 0.083575 | 0.000563 | 754 | 7 | 564 | 3 | 517 | 3 | 91 |
| 38889 | 0.068862 | 0.000509 | 0.88519 | 0.01177 | 0.092803 | 0.00082 | 894 | 15 | 644 | 6 | 573 | 5 | 88 |
| 39254 | 0.066679 | 0.000238 | 0.815678 | 0.006916 | 0.08889 | 0.000834 | 828 | 7 | 606 | 4 | 549 | 5 | 90 |
| 39620 | 0.167468 | 0.000797 | 9.039127 | 0.145526 | 0.388869 | 0.005427 | 2532 | 8 | 2342 | 15 | 2118 | 25 | 89 |
| 39985 | 0.06714 | 0.000754 | 0.818939 | 0.012018 | 0.08802 | 0.000605 | 843 | 22 | 607 | 7 | 544 | 4 | 88 |
| 40350 | 0.066537 | 0.000278 | 0.865349 | 0.009427 | 0.094011 | 0.000805 | 833 | 8 | 633 | 5 | 579 | 5 | 91 |
| 41081 | 0.060804 | 0.000256 | 0.755855 | 0.008033 | 0.08979 | 0.000692 | 632 | 4 | 572 | 5 | 554 | 4 | 96 |
| 41446 | 0.064406 | 0.000298 | 0.797623 | 0.007182 | 0.08968 | 0.000628 | 754 | 9 | 595 | 4 | 554 | 4 | 92 |
| 41811 | 0.061124 | 0.000423 | 0.719809 | 0.006324 | 0.085644 | 0.000688 | 643 | 15 | 551 | 4 | 530 | 4 | 96 |
| 42542 | 0.060043 | 0.000156 | 0.722431 | 0.004552 | 0.087314 | 0.000563 | 606 | 6 | 552 | 3 | 540 | 3 | 97 |
| 43272 | 0.061754 | 0.000181 | 0.767917 | 0.006583 | 0.09014 | 0.000734 | 665 | 6 | 579 | 4 | 556 | 4 | 96 |
| 44003 | 0.06724 | 0.000829 | 0.815784 | 0.0124 | 0.087784 | 0.000641 | 856 | 26 | 606 | 7 | 542 | 4 | 88 |
| 44368 | 0.062735 | 0.000178 | 0.775852 | 0.004612 | 0.089875 | 0.000632 | 698 | 6 | 583 | 3 | 555 | 4 | 95 |
| 44733 | 0.063452 | 0.000259 | 0.773474 | 0.004881 | 0.088719 | 0.000684 | 724 | 8 | 582 | 3 | 548 | 4 | 94 |
| 46559 | 0.067398 | 0.0003 | 0.80767 | 0.007833 | 0.086628 | 0.000608 | 850 | 9 | 601 | 4 | 536 | 4 | 88 |
| 46925 | 0.088506 | 0.000198 | 2.965747 | 0.024211 | 0.24284 | 0.001837 | 1394 | 4 | 1399 | 6 | 1401 | 10 | 99 |
| 47290 | 0.058774 | 0.000196 | 0.674998 | 0.005507 | 0.083241 | 0.000598 | 567 | 7 | 524 | 3 | 515 | 4 | 98 |
| 11130 | 0.066918 | 0.000235 | 0.842706 | 0.00668 | 0.091563 | 0.000796 | 835 | 7 | 621 | 4 | 565 | 5 | 90 |
| 11495 | 0.114121 | 0.000362 | 5.248149 | 0.050616 | 0.333563 | 0.003111 | 1866 | 6 | 1860 | 8 | 1856 | 15 | 99 |
| 11861 | 0.065846 | 0.000229 | 0.78971 | 0.004995 | 0.087034 | 0.000526 | 1200 | 7 | 591 | 3 | 538 | 3 | 90 |
| 12591 | 0.069755 | 0.000847 | 1.078822 | 0.01788 | 0.11534 | 0.002334 | 920 | 25 | 743 | 9 | 704 | 13 | 94 |
| 12956 | 0.061921 | 0.000203 | 0.764823 | 0.006794 | 0.089341 | 0.000633 | 672 | 7 | 577 | 4 | 552 | 4 | 95 |
| 13322 | 0.059845 | 0.00014 | 0.683081 | 0.00444 | 0.082749 | 0.000502 | 598 | 8 | 529 | 3 | 513 | 3 | 96 |
| 14052 | 0.058915 | 0.000145 | 0.719363 | 0.005398 | 0.088508 | 0.000623 | 565 | 1 | 550 | 3 | 547 | 4 | 99 |
| 14417 | 0.070161 | 0.000504 | 0.885843 | 0.0075 | 0.09203 | 0.000756 | 933 | 15 | 644 | 4 | 568 | 4 | 87 |
| 14783 | 0.059784 | 0.000139 | 0.713154 | 0.004868 | 0.086565 | 0.000617 | 594 | 10 | 547 | 3 | 535 | 4 | 97 |

Примечание. C — степень конкордантности.

метаморфизма, имеют возраст 537 ± 7 млн лет, а кайма, содержащая низкобарические минералы амфиболитовой фации, — 507 ± 7 млн лет [Katayama et al., 2002]. Близкий возраст высокобарического метаморфизма получен Sm-Nd методом по эцлогитам — 535 ± 3 млн лет [Shatsky et al., 1999]. Ранее [Claoue-Long et al., 1991] в каймах цирконов, содержащих включения алмазов, выявлен возраст в 530 ± 7 млн лет, а в ядрах определены разные возрасты от 1981 до 558 млн лет: 586—558 (4 зерна), 767—627 (4 зерна), 1003—906 (3 зерна) и 1981—1952 (2 зерна). В каймах цирконов [Herman et al., 2001], которые несут HP-минеральные включения, определен возраст в 527 ± 5 млн лет, включения гранулитовой фации — 528 ± 8 млн лет и включения амфиболитовой фации — 526 ± 5 млн лет. И только узкие краевые каемки в этих же цирконах показывают возраст 518 ± 8 и 517 ± 9 млн лет. Направленная и закономерная картина зональности во всех зернах цирконов, смена состава минеральных включений позволили предположить [Herman et al., 2001], что к 528—523 млн лет УНР-НР породы были эксгумированы до условий амфиболитовой фации ($P = 5\text{—}8$ кбар и $T = 600\text{—}650$ °C, глубины около 35 км). Период эксгумации с глубин 190—160 км до 35 км оценивается от 2 до 9 млн лет, по модельным оценкам [Dobretsov, Shatsky, 2004] — ближе к 2 млн лет.

Значения возрастов краевых каемок в цирконах в 518—517 млн лет совпадают с нижним пределом Ar-Ar датировок слюд из гранитогнейсов, гнейсов и сланцев, вмещающих и ассоциирующих с УНР-НР породами Кумдыкольского террейна (517—500 млн лет) [Shatsky et al., 1999; Hacker et al., 2002, 2003; Добрецов и др., 2005]. U-Pb датирование цирконов [Dobretsov, Shatsky, 2004] из вмещающих алмазы гранитогнейсов позволило определить возраст заключительных деформаций в пределах 510—

505 млн лет [Hacker et al., 2003; Добрецов и др., 2005a,b]. Можно предположить, что в период 522—500 млн лет Кумдыкольский террейн находился в коровых условиях интенсивных тектонических деформаций, что сопровождалось формированием гранат-сланцевых и слюдястых сланцев, милонитизацией, частичным плавлением или кристаллизацией поздних порций расплавов.

При разведке Кумдыкольского месторождения микроалмазов детально изучен крупный фрагмент разреза КСКЗ. Он вскрыт большим количеством разведочных канав и буровых скважин, а через пачку пород, к которой приурочено месторождение, пройдена штольня. Изученный фрагмент разреза представляет собой крутопадающую (75—80°) на юго-восток моноклинал. Разрез алмазоносного месторождения прослежен вкрест простирания на расстояние в 2 км. Мощность разреза составляет около 900 м. По этим данным, включая штольню и скв. 42, изученную дополнительно нами, в разрезе Кумдыкольского месторождения микроалмазов выделяются три пачки пород (снизу вверх).

Нижняя гнейсовая пачка мощностью около 490 м. Сложена гнейсами (гранат-биотитовыми, биотитовыми, гранат-мусковитовыми, двуслюдяными), перемежающимися с гранитогнейсами и гнейсогранитами. В нижней части пачки отмечено тело гранатового амфиболита. Центральная часть разреза сложена часто чередующимися гнейсами, гранитогнейсами и гнейсогранитами. В форме чешуй мощностью от 4 до 20 м в них встречаются среднекрупнозернистые диафоритовые мусковит-гранат-кварцевые сланцы. В верхней части пачки наблюдаются гранат-пироксеновые породы с графитом и алмазом. Они формируют линзовидные тела мощностью от первых десятков сантиметров до 4 м и длиной до 90 м. Самая верхняя часть пачки представлена пластообразным телом гранат-пироксеновых пород, залегающим согласно с общей ориентировкой толщи. Мощность тела от 10—12 до 40 м в раздувах. В ней чередуются полевошпат-кварцевые, биотит-кварц-гранатовые и карбонатно-силикатные породы.

Петрографический состав нижней пачки пород: гранитогнейсы и гнейсограниты 48 % (230 м), гранат-биотитовые гнейсы 37 % (180 м), сланцы 4 % (20 м), пироксен-гранатовые породы 4—6 % (20—30 м), флогопит-карбонатные породы 1 % (4 м), тонкоперемежающиеся гнейсограниты и биотитовые гнейсы 4 % (16 м), гранатовые амфиболиты 1 % (6 м). Породы пачки содержат алмазы в очень малом количестве в верхней и переходной частях.

Гранитогнейсы и гнейсограниты приурочены к верхней части разреза и прослежены более чем на 1.5 км. Наряду с этим встречаются маломощные линзоподобные тела гранитогнейсов, неравномерно расположенные по всей нижней пачке пород. Характерной особенностью этой части пачки является частое распространение в ней крупных блоков, зон, полос и ксенолитов биотитового гнейса, слюдястых сланцев, гранат-пироксеновых пород, реже отмечаются линзы карбонатных пород, эклогитов и амфиболитов.

Гранат-биотитовые гнейсы (реже плагиогнейсы) слагают нижнюю часть разреза пачки. Полосчатость в гнейсах обусловлена чередованием темных полосочек, заметно обогащенных гранатом и биотитом (до 30—60 %). Светлые полосы сложены кварцем, плагиоклазом и полевым шпатом. Мощность ритмов колеблется от 1—2 мм до 10—20 мм.

Диафоритовые двуслюдяные сланцы обычно развиваются в зонах повышенной интенсивности расщепления гнейсов. Они состоят из граната, кварца, фенгита, биотита, дистена и полевого шпата.

Весьма сложную по составу и его изменчивости структуру представляют собой *гранат-пироксеновые породы*, находящиеся в тесном сочетании с существенно-карбонатными породами, реже эклогитами. Гранат-пироксеновые породы встречаются в виде линз и полос (мощностью 5—8 м, редко 10 м) в существенно-карбонатных породах. Чаще всего это весьма яркоокрашенные (ярко-зеленые, реже зелено-серые) среднекрупнозернистые породы с массивной либо такситовой текстурой. Даже в небольших образцах в зависимости от количества породообразующего минерала наблюдаются гнезда и полосы, преимущественно пироксеновые или гранат-пироксеновые, реже существенно-гранатовые. Всегда в породе в том или ином количестве отмечается доломит. Повсеместно встречаются флогопит, амфибол, цоизит, клинохлор, графит, реже полевой шпат.

Гранат-пироксеновые породы в ассоциации с эклогитами обычно образуют тела мощностью до 5 м. Они хаотично распространены в гранитогнейсах и гнейсах. Всегда в такой породе присутствует пирротин (до 10—15 % объема породы), небольшое количество кварца, микроклина, кальцита, графита, алмаза.

Эклогиты и гранатовые амфиболиты в виде линз мощностью до 5—10 м встречаются среди гнейсов, гранитогнейсов, сланцев и гнейсогранитов. Наблюдается постепенное замещение пироксена амфиболом, граната биотитом, плагиоклазом и кварцем с образованием, как правило, гранатовых амфиболитов. Реже отмечаются безгранатные разности амфиболитов.

Средняя алмазоносная пачка характеризуется весьма сложным внутренним строением. Она является главной рудовмещающей пачкой Кумдыкольского месторождения и состоит из биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов (около 85—80 % объема толщи), существенно-карбонатных пород (9—6 %), карбонатно-силикатных пород (6—4 %), эклогитов (1 %) и гранат-пироксеновых пород (4 %) [Ситнико-

ва, Шацкий, 2009]. Редко встречаются мелкие тела гранитогнейсов. Средняя мощность пачки около 130 м.

Гнейсы представляют собой породы гранат-биотитового, биотитового состава. В них повсеместно отмечается графит, среднее содержание его в породе около 0.3 %. В верхней части разреза пачки выделяются маломощные плотные меланократовые разности, резко обогащенные биотитом. Характерной особенностью гнейсов пачки является их повсеместная графитизация, повышенное содержание сульфидов и карбонатов.

Карбонатно-силикатные (гранат-пироксеновые или хлорит-тремолит-кварцевые) породы образуют линзообразные тела длиной до 200—300 м и мощностью от 15 до 40—50 м среди пород существенно-карбонатного состава и гнейсов. Контакты пород с гнейсами и карбонатными породами согласные, резкие и четкие. Для породы типично наличие кристаллов метаморфогенного циркона.

В средней пачке часто встречаются маломощные (0.5—1—2 м, реже до 10—20 м) пластообразные линзы и прослои *пород карбонатного состава*. Обычная протяженность линз карбонатных пород по простиранию около 50 м. Породы распространены неравномерно. Часто отмечаются не мономинеральные линзы, а чередование пород гранат-пироксенового, хлорит-тремолит-кварцевого, карбонатного состава и гнейсов. В целом карбонатные породы тяготеют к нижней части пачки.

По минералогическому составу в зависимости от количественного соотношения минералов выделяются флогопит-пироксен-карбонатные, пироксен-карбонатные и флогопит-карбонатные породы. В пределах средней пачки встречаются линзы известково-силикатных пород пироксен-гранатового состава. Они практически полностью аналогичны таковым из нижней пачки.

Эклогиты встречаются в верхней части разреза в виде маломощных (обычно 2—5 м) небольших (до 10—15 м) по протяженности линз. Особенностью контакта эклогита с вмещающими их гнейсами является повсеместное развитие мусковита. Для описываемой толщи характерна высокая графитизация всех пород (кроме эклогитов).

Верхняя мигматит-гнейсосланцевая пачка сложена преимущественно мигматитами, гнейсами, гранат-мусковитовыми сланцами, встречаются гранитогнейсы. Максимальная прослеженная мощность пачки пород 260 м. Основание пачки представлено мощным (90—100 м) довольно выдержанным пластообразным телом полосчатых мигматитов. Мигматиты постепенно переходят в гранитогнейсы. В виде довольно крупных линз в мигматитах прослежены тела гранат-пироксенового и гранат-пироксен-цоизит-кварцевого составов. Нередко встречаются крупные (мощностью до 20—30 м, протяженностью до 200 м) линзовидные тела диафорированных известково-силикатных пород (хлорит-тремолит-кварцевых), реже существенно-карбонатных пород. Обычно это маломощные (2—10 м) изолированные линзы. Гранат-пироксеновые породы отмечаются в виде отдельных редких линзовидных тел мощностью до 10 м, часто с тонкими прослоями существенно-карбонатных пород.

Гнейсы представляют собой породы гранат-биотитового, реже двуслюдяного состава. По биотитовым гнейсам развиваются гнейсы гранат-мусковитового состава. Они слагают верхнюю часть разреза верхней пачки. Изредка в сланцах отмечается дистен, иногда крупные кристаллы турмалина, реже апатита.

Таким образом, общей особенностью алмазоносного разреза является чередование гранитогнейсов (метапесчаников или линз автохтонного расплава), гранат-биотитовых гнейсов и сланцев (метапелитов) и известково-силикатных пород с переходами в доломиты.

СОСТАВ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОЙ И ШАРЫКСКОЙ СВИТ

Слабометаморфизованные позднедокембрийские осадочные толщи широко развиты в поле распространения Кокчетавского микроконтинента, Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны и Северо-Кокчетавской тектонической зоны (см. рис. 1). По составу они разделяются на кварцитотерригенную толщу кокчетавской свиты, терригенно-карбонатную и песчано-сланцевую толщу шарыкской свиты. В стратификации осадочных толщ существуют несколько схем. Традиционно [Геология..., 1987] терригенно-карбонатная и кварцитосланцевая толщ выделяются в состав стратифицированной иллектинской серии. В нижнюю часть серии помещается шарыкская свита, сложенная углеродистыми сланцами, доломитами, мраморами и сидеритами. Верхнюю часть слагает кокчетавская свита, представленная кварцитами, кварцевыми метапесчаниками и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Песчано-сланцевая толща пользуется ограниченным распространением и включает в себя признаки как шарыкской свиты, т.е. наличие графитистых карбонатных и терригенных пород, так и кокчетавской — широкое распространение циркон-рутилоносных кварцитов и кварцевых песчаников. В структуре КСКЗ перечисленные толщ слагают различные структурные элементы (см. рис. 1, 2) и рассматриваются нами как фациальные аналоги шельфовых и склоновых континентальных образований.

В кварцитосланцевой толще (кокчетавская свита) прослеживается регрессивная тенденция осадконакопления, о чем свидетельствует увеличение вверх по разрезу размерности обломочного материала, возрастание степени его окатанности и мономинеральности. Снизу вверх усиливается роль косой слоистости и внутренних размывов, более устойчивой становится красноцветность пород. Изменения в строении толщи проявляются на фоне последовательных ритмов [Дегтярев и др., 1998]. В составе кварцитосланцевой толщи преобладают серицитовые, серицитокварцевые, графитисто-кварцевые сланцы, нередко чередующиеся с кварцитами. В подчиненном количестве встречаются хлоритовые сланцы и линзы известняков. Кварциты образуют линзы и горизонты мощностью до 10—50 м. Мощность толщи в стратотипическом разрезе кокчетавской свиты в Илектинских горах с учетом складчатости и разломной тектоники достигает нескольких сотен метров. Предварительные результаты датирования [Летников и др., 2001] детритовых цирконов (более 170 зерен) кварцитосланцевой толщи методом СНИМЕ (химический U-Th-Pb изохронный метод) показали интервалы возрастов 1.05—0.85 и 1.7—1.3 млрд лет с двумя максимумами в 1.0 ± 0.05 и 1.37 ± 0.03 млрд лет. Возраст наиболее молодых цирконов оценен в 0.85 млрд лет, а древних в 2.1 и 2.6 млрд лет. На основе этих данных нижняя возрастная граница кокчетавской свиты определялась моложе чем 0.85 млрд лет.

Кварцитосланцевая толща является наиболее распространенной в пределах Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны. Многими исследователями она сопоставляется с образованиями платформенного чехла и, следовательно, является показателем платформенного этапа развития Гондванского суперконтинента, частью которого является Кокчетавский микроконтинент. Исследователи единодушны, что отложения кокчетавской свиты накапливались в пределах континентального шельфа.

Шарыкская свита, как отмечено выше, формирует несколько крупных тектонических пластин в Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоне и в составе сохранившегося фрагмента Кокчетавского микроконтинента (см. рис. 1). Сравнительно полные разрезы свиты обнажены по рекам Ишим, Шарык, Иманбурлук, Шат, Жанасу, в районах Илектинских и Кокчетауских гор, а также вблизи пос. Алексеевка, Володарское, Гавриловка. Мощность свиты достигает 950 м. Усредненный объем отдельных разновидностей пород, слагающих шарыкскую свиту, следующий: углеродистые филлитовидные сланцы (75 %), доломиты, мраморизованные известняки, карбонатные сланцы (20 %), сидериты (1.5 %), метапесчаники (3.5 %). Степень метаморфизма пород соответствует низкотемпературной субфации зеленых сланцев.

Ниже приводится характеристика шарыкской свиты, слагающей крупную тектоническую пластину, которая прослеживается от р. Чаглинка вблизи оз. Копа на запад до оз. Шалкар. Длина пластины достигает 45 км, ширина 6—8 км. Она ограничена Барчикольской и Кулетской тектоническими пластинами, сложенными НР-УНР породами (см. рис. 2). Картирование шарыкской свиты велось [Гончаренко, 1979] с помощью геофизических методов и бурения. На основании изучения керна 39 скважин в разрезе шарыкской свиты Е.В. Гончаренко [1979] выделяет три крупные пачки (снизу вверх): 1 — углисто-глинистые филлитовидные сланцы мощностью до 500 м; 2 — переслаивающиеся доломиты, мраморы, углисто-глинистые и глинисто-карбонатные сланцы мощностью 120—150 м; 3 — бластосаммитовые сланцы мощностью около 300 м.

В составе нижней части свиты выделяются филлитовидные, кварц-карбонатные сланцы, известняки и метапесчаники (кварциты). Во всех разновидностях пород встречается углеродистое вещество. Его максимальное содержание характерно для филлитовидных сланцев. Последние состоят из кварца (30—40 %), гидрослюда (20—70 %), хлорита (10—20 %), углеродистого вещества (0.5—2.5 %). Всегда в разностях, обогащенных графитом, содержится повышенное (до 1—3 %) содержание пирита. Пирит в породе распределяется неравномерно, образуя линзовидные скопления, прожилково-вкрапленные обособления. Выделяются разности сланцев — кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые и т.д. *Кварц-карбонатные сланцы* сложены кварцем (40 %), кальцитом (до 50 %), хлоритом (10 %), слюдами (серицит, мусковит — 10 %) с примесью графита (до 1.5 %). Известняки мраморизованные, имеют состав: кальцит, примесь кварца (до 10 %), пирита, графит, редко отмечается тремолит, доломит, сидерит. Часто сидериты образуют мономинеральные пропластки и линзы. Кварцит встречается в виде редких линз и прослоев мощностью до 2—3 м. Обычно это серые, темно-серые, массивные породы. Серицитосодержащие разности сланцеватые. Во всех разностях (сланцеватых и безсланцеватых) отмечается распыленный графит (доли процента).

Терригенно-карбонатная толща шарыкской свиты представлена графитистыми и бластосаммитовыми сланцами, которые составляют 60—70 % ее объема. Менее развиты доломиты, мраморизованные известняки, карбонатные сланцы с прослоями сидеритов и кварцитов. Карбонатные породы часто обогащены пиритом. Низкая степень метаморфизма пород позволяет сравнительно легко определить исходный состав осадков. Сланцы возникли в результате метаморфизма глинистых осадков, кварциты и серицитовые кварциты — за счет песчаных отложений, а доломиты и известняки — за счет карбонатных осадков. Мощность толщи достигает многих сотен метров. Условия формирования толщи соот-

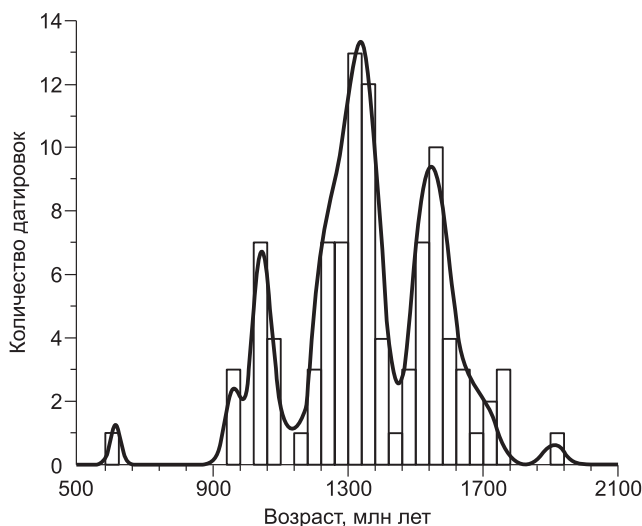


Рис. 4. U-Pb гистограммы и кривые относительной вероятности возраста детритовых цирконов из песчано-сланцевой толщи шарыкской свиты (обр. А-12).

ветствует мелководной (до 1000 км) части континентального склона.

На рис. 4, табл. 2 приводятся новые U-Pb датировки цирконов из песчаников (обр. А-12) графитосодержащей карбонатно-терригенной шарыкской свиты, отобранных в карьере вблизи пос. Алексеевка (см. рис. 1). Песчаники светло-серые, средnezернистые с прослоями мощностью до 1—2 мм, наполненными обломками циркона и рутила. В форме отдельных включений в них встречается графит. Датирование цирконов про-

водилось в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (аналитик В. И. Киселев) методом лазерной абляции на масс-спектрометре MC-ICP-MS. Цирконы мелкие и хорошо окатанные. Среди них выделяются три популяции в возрастных интервалах 1145—950 млн лет (14 зерен), 1489—1220 млн лет (48 зерен) и 1800—1460 млн лет (30 зерен), а также единичные зерна в 611 и 1910 млн лет. Возраст 611 млн лет моложе наиболее молодых зерен в кокчетавской свите (850 млн лет).

В целом шарыкской свите свойственны отсутствие вулканогенных пород, хемогенно-терригенный тип осадков, трехчленное строение свиты (нижняя часть — терригенные метапелитовые осадки, средняя часть — существенно-карбонатные отложения, верхняя часть — метапсаммитовые осадки), регрессивный тип разреза. Все перечисленные признаки указывают на условия формирования свиты в условиях континентального склона.

Песчано-сланцевая толща шарыкской свиты характеризуется признаками как кокчетавской, так и шарыкской свит. В карьере вблизи пос. Березняковка в Илектинских горах в ее составе широко представлены ритмично-слоистые породы с ритмами двух типов. Один из них начинается с хорошо сортированных средnezернистых кварцевых песчаников, которые сменяются мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Цемент карбонатный. Песчаники обогащены обломками рутила и циркона. Алевролиты насыщены углеродистым веществом. Мощность ритмов составляет от долей сантиметров до первых сантиметров. Другая ритмичность мощностью 1 м представлена повторением в разрезе чередования кварцевых песчаников (мощность до 50 см), насыщенных обломками циркона и рутила, песчаников с прослоями из обломков циркона и рутила (мощность до 50 см) и карбонатно-кварцевых песчаников (мощность до 30—40 см). Среди пород с ритмичностью первого типа встречаются прослои до первых метров графитистых карбонатных пород, переслаивающихся с кварц-рутил-цирконовыми и кварцевыми песчаниками. В данном карьере был произведен отбор образцов на геохимический анализ, в том числе на REE, которые на рис. 5 сопоставлены с гнейсами Кумдыкольского месторождения.

Снизу вверх в разрезе выделяются следующие пачки.

Пачка 1 — ритмично-слоистые (до 3—4 мм) кварцевые песчаники, филлитовые сланцы и графит-карбонатные породы общей мощностью более 2 м. Из пачки отобран обр. ПЛ-1 (кварцевый песчаник).

Пачка 2 — ритмично-слоистые серо-зеленые песчаники и зеленовато-серые песчаники с линзами и прослоями, наполненными обломками циркона и рутила (мощность до 2 мм), всего до 2 м.

Пачка 3 — чередующиеся розовые, серо-зеленые и серые песчаники, обогащенные зернами циркона и рутила, общей мощностью до 0.6 м. Из пачки отобран обр. ПЛ-3 (кварцевый песчаник).

Пачка 4 — аналогична пачке 2, мощность до 2.5 м.

Пачка 5 — серо-зеленые песчаники с линзами графитистых филлитов общей мощностью до 28 м.

Пачка 6 — аналогична пачке 3, мощность до 12 м. Из пачки отобран обр. ПЛ-5 (кварцевый песчаник).

Пачка 7 — чередующиеся прослои (мощность до 0.5 м) графитистых доломитов, глинистых сланцев и кварц-циркон-рутиловых песчаников с карбонатно-графитистым цементом общей мощностью до 2.2 м. Из пачки отобран обр. ПЛ-6 (мелкозернистый песчаник с карбонатно-графитистым цементом).

Пачка 8 — аналогична пачкам 3 и 6, мощность до 19 м.

Таблица 2. Данные U-Pb датирования детритовых цирконов из шарыкской свиты (обр. А-12)

| Номер анализа | Изотопное отношение | | | | | | Возраст, млн лет | | | |
|---------------|-----------------------------------|---------|----------------------------------|---------|----------------------------------|---------|----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|
| | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm\%$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm\%$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm\%$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ |
| 1 | 0.0884 | 6.1 | 2.5946 | 5.7 | 0.2128 | 3.7 | 1299 | 42 | 1244 | 30 |
| 2 | 0.0844 | 5.3 | 2.5568 | 5.0 | 0.2198 | 4.4 | 1288 | 37 | 1281 | 26 |
| 3 | 0.0789 | 5.4 | 1.8974 | 5.1 | 0.1745 | 3.4 | 1080 | 34 | 1037 | 22 |
| 4 | 0.0860 | 5.3 | 2.5568 | 5.1 | 0.2156 | 4.3 | 1288 | 37 | 1258 | 26 |
| 5 | 0.0801 | 5.4 | 1.9199 | 5.1 | 0.1739 | 3.4 | 1088 | 34 | 1034 | 22 |
| 6 | 0.0921 | 5.4 | 2.9202 | 5.1 | 0.2301 | 4.5 | 1387 | 39 | 1335 | 28 |
| 7 | 0.0881 | 5.4 | 2.5441 | 5.2 | 0.2093 | 4.1 | 1285 | 38 | 1225 | 26 |
| 8 | 0.0986 | 5.6 | 3.3606 | 5.3 | 0.2471 | 4.6 | 1495 | 42 | 1423 | 30 |
| 9 | 0.0994 | 5.7 | 3.6266 | 5.4 | 0.2646 | 4.9 | 1555 | 43 | 1513 | 32 |
| 10 | 0.0849 | 5.9 | 2.0612 | 5.6 | 0.1760 | 3.1 | 1136 | 38 | 1045 | 24 |
| 11 | 0.1015 | 6.0 | 3.7497 | 5.7 | 0.2680 | 4.7 | 1582 | 46 | 1531 | 34 |
| 12 | 0.0961 | 6.2 | 2.8918 | 5.9 | 0.2182 | 3.7 | 1380 | 44 | 1272 | 30 |
| 13 | 0.0941 | 6.2 | 3.5751 | 5.9 | 0.2755 | 4.6 | 1544 | 47 | 1569 | 36 |
| 14 | 0.1069 | 6.3 | 4.0903 | 6.0 | 0.2776 | 4.7 | 1652 | 49 | 1579 | 37 |
| 15 | 0.1102 | 6.3 | 4.2036 | 6.0 | 0.2767 | 4.6 | 1675 | 49 | 1575 | 37 |
| 16 | 0.0983 | 6.6 | 3.0926 | 6.3 | 0.2281 | 3.6 | 1431 | 48 | 1325 | 33 |
| 17 | 0.1038 | 6.6 | 3.5094 | 6.2 | 0.2452 | 3.9 | 1529 | 49 | 1414 | 34 |
| 18 | 0.0802 | 6.6 | 1.9154 | 6.3 | 0.1732 | 2.8 | 1087 | 42 | 1030 | 26 |
| 19 | 0.0928 | 6.8 | 2.7882 | 6.5 | 0.2179 | 3.4 | 1352 | 48 | 1271 | 32 |
| 20 | 0.0859 | 7.0 | 2.0788 | 6.6 | 0.1756 | 2.6 | 1142 | 46 | 1043 | 28 |
| 21 | 0.0904 | 7.0 | 2.8257 | 6.6 | 0.2268 | 3.4 | 1362 | 50 | 1318 | 34 |
| 22 | 0.0971 | 7.2 | 3.0417 | 6.8 | 0.2271 | 3.3 | 1418 | 52 | 1319 | 35 |
| 23 | 0.0895 | 6.2 | 2.9949 | 5.9 | 0.2426 | 4.1 | 1406 | 45 | 1400 | 39 |
| 24 | 0.1156 | 3.7 | 4.6674 | 3.6 | 0.2926 | 8.0 | 1761 | 30 | 1655 | 27 |
| 25 | 0.0821 | 4.6 | 2.4024 | 4.4 | 0.2123 | 4.8 | 1243 | 32 | 1241 | 25 |
| 26 | 0.0897 | 5.1 | 2.9454 | 4.9 | 0.2381 | 4.9 | 1394 | 37 | 1377 | 31 |
| 27 | 0.0764 | 4.6 | 2.2946 | 4.4 | 0.2177 | 4.9 | 1211 | 31 | 1270 | 25 |
| 28 | 0.0836 | 4.0 | 2.4532 | 3.9 | 0.2127 | 5.5 | 1258 | 28 | 1243 | 22 |
| 29 | 0.0929 | 4.1 | 3.4166 | 4.0 | 0.2667 | 6.6 | 1508 | 32 | 1524 | 28 |
| 30 | 0.0976 | 5.2 | 3.6873 | 4.9 | 0.2739 | 5.6 | 1569 | 39 | 1561 | 36 |
| 31 | 0.1028 | 4.5 | 4.3398 | 4.4 | 0.3061 | 7.0 | 1701 | 36 | 1721 | 34 |
| 32 | 0.0936 | 4.2 | 3.4325 | 4.1 | 0.2657 | 6.5 | 1512 | 32 | 1519 | 27 |
| 33 | 0.1050 | 4.4 | 4.3479 | 4.3 | 0.3002 | 7.0 | 1703 | 35 | 1693 | 32 |
| 34 | 0.1015 | 4.5 | 3.7293 | 4.4 | 0.2662 | 6.0 | 1578 | 36 | 1522 | 29 |
| 35 | 0.1153 | 5.1 | 4.6452 | 4.9 | 0.2921 | 5.9 | 1757 | 41 | 1652 | 37 |
| 36 | 0.0804 | 5.5 | 2.2976 | 5.4 | 0.2071 | 3.9 | 1212 | 38 | 1213 | 28 |
| 37 | 0.0824 | 5.1 | 2.3858 | 5.0 | 0.2099 | 4.2 | 1238 | 36 | 1228 | 26 |
| 38 | 0.0899 | 5.3 | 2.8987 | 5.2 | 0.2338 | 4.5 | 1382 | 39 | 1354 | 30 |
| 39 | 0.0904 | 5.1 | 2.8988 | 5.0 | 0.2323 | 4.6 | 1382 | 38 | 1347 | 28 |
| 40 | 0.0930 | 5.1 | 2.9887 | 5.1 | 0.2329 | 4.6 | 1405 | 38 | 1349 | 28 |
| 41 | 0.1042 | 5.2 | 2.8113 | 5.2 | 0.1955 | 3.8 | 1359 | 39 | 1151 | 25 |
| 42 | 0.1193 | 5.3 | 3.5956 | 5.3 | 0.2186 | 4.1 | 1549 | 42 | 1274 | 28 |
| 43 | 0.0879 | 5.6 | 2.8833 | 5.6 | 0.2378 | 4.3 | 1378 | 42 | 1375 | 32 |
| 44 | 0.0888 | 5.6 | 2.9888 | 5.6 | 0.2440 | 4.4 | 1405 | 43 | 1407 | 32 |
| 45 | 0.0992 | 6.0 | 3.7554 | 6.0 | 0.2745 | 4.6 | 1583 | 48 | 1564 | 38 |
| 46 | 0.0569 | 6.2 | 0.7798 | 6.2 | 0.0993 | 1.6 | 585 | 28 | 611 | 16 |
| 47 | 0.0767 | 5.9 | 1.8456 | 5.6 | 0.1746 | 3.1 | 1062 | 37 | 1037 | 26 |
| 48 | 0.0945 | 4.3 | 3.5535 | 4.2 | 0.2729 | 6.6 | 1539 | 33 | 1555 | 27 |
| 49 | 0.0772 | 5.0 | 1.8694 | 4.8 | 0.1758 | 3.6 | 1070 | 32 | 1044 | 22 |

| Номер анализа | Изотопное отношение | | | | | | Возраст, млн лет | | | |
|---------------|-----------------------------------|---------|----------------------------------|---------|----------------------------------|---------|----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|
| | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm\%$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm\%$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm\%$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ |
| 50 | 0.1043 | 5.3 | 3.8323 | 5.1 | 0.2666 | 5.3 | 1600 | 41 | 1523 | 33 |
| 51 | 0.1031 | 5.4 | 3.1968 | 5.2 | 0.2249 | 4.3 | 1456 | 40 | 1308 | 28 |
| 52 | 0.0949 | 5.5 | 3.5558 | 5.3 | 0.2717 | 5.1 | 1540 | 42 | 1549 | 33 |
| 53 | 0.0839 | 6.0 | 2.5438 | 5.8 | 0.2201 | 3.8 | 1285 | 42 | 1282 | 29 |
| 54 | 0.0923 | 6.2 | 2.9526 | 6.0 | 0.2320 | 3.9 | 1396 | 45 | 1345 | 31 |
| 55 | 0.0994 | 7.6 | 3.6998 | 7.3 | 0.2699 | 3.7 | 1571 | 58 | 1540 | 46 |
| 56 | 0.1126 | 7.0 | 4.0401 | 6.8 | 0.2602 | 3.8 | 1642 | 55 | 1491 | 38 |
| 57 | 0.0998 | 4.1 | 3.8563 | 3.9 | 0.2802 | 7.2 | 1605 | 31 | 1592 | 27 |
| 58 | 0.1165 | 4.1 | 5.5364 | 3.9 | 0.3448 | 8.9 | 1906 | 33 | 1910 | 32 |
| 59 | 0.1073 | 4.4 | 4.1282 | 4.1 | 0.2791 | 6.7 | 1660 | 34 | 1587 | 29 |
| 60 | 0.0965 | 4.6 | 2.9682 | 4.4 | 0.2233 | 5.1 | 1400 | 33 | 1299 | 26 |
| 61 | 0.1034 | 4.7 | 4.0094 | 4.4 | 0.2813 | 6.4 | 1636 | 36 | 1598 | 31 |
| 62 | 0.0895 | 4.5 | 2.8460 | 4.3 | 0.2308 | 5.4 | 1368 | 32 | 1339 | 25 |
| 63 | 0.0734 | 5.2 | 1.8304 | 4.9 | 0.1810 | 3.7 | 1056 | 32 | 1073 | 23 |
| 64 | 0.0782 | 8.6 | 1.9738 | 8.0 | 0.1831 | 2.3 | 1107 | 54 | 1084 | 39 |
| 65 | 0.1044 | 6.4 | 3.2924 | 6.0 | 0.2290 | 3.8 | 1479 | 47 | 1329 | 37 |
| 66 | 0.1117 | 5.5 | 4.2261 | 5.3 | 0.2747 | 5.2 | 1679 | 44 | 1564 | 35 |
| 67 | 0.0855 | 12.6 | 2.1582 | 11.6 | 0.1831 | 1.6 | 1168 | 80 | 1084 | 60 |
| 68 | 0.0925 | 5.6 | 2.9071 | 5.4 | 0.2282 | 4.2 | 1384 | 41 | 1325 | 29 |
| 69 | 0.0900 | 5.9 | 3.5299 | 5.7 | 0.2846 | 5.0 | 1534 | 45 | 1614 | 37 |
| 70 | 0.0850 | 5.9 | 2.7697 | 5.7 | 0.2365 | 4.1 | 1347 | 43 | 1369 | 31 |
| 71 | 0.0842 | 6.0 | 2.7052 | 5.9 | 0.2331 | 3.9 | 1330 | 44 | 1351 | 31 |
| 72 | 0.0873 | 6.5 | 2.7782 | 6.3 | 0.2310 | 3.7 | 1350 | 47 | 1340 | 34 |
| 73 | 0.0908 | 6.8 | 3.5840 | 6.6 | 0.2864 | 4.3 | 1546 | 52 | 1624 | 42 |
| 74 | 0.1149 | 6.9 | 4.3132 | 6.7 | 0.2723 | 4.1 | 1696 | 55 | 1552 | 41 |
| 75 | 0.0815 | 4.8 | 2.2967 | 4.6 | 0.2047 | 4.4 | 1211 | 33 | 1200 | 21 |
| 76 | 0.0947 | 4.7 | 3.5069 | 4.5 | 0.2691 | 6.0 | 1529 | 35 | 1536 | 26 |
| 77 | 0.0949 | 5.1 | 3.4103 | 4.8 | 0.2613 | 5.4 | 1507 | 38 | 1496 | 29 |
| 78 | 0.0978 | 4.9 | 3.4876 | 4.6 | 0.2593 | 5.6 | 1524 | 36 | 1486 | 26 |
| 79 | 0.0882 | 5.6 | 2.7217 | 5.2 | 0.2243 | 4.3 | 1334 | 39 | 1305 | 28 |
| 80 | 0.0869 | 5.8 | 2.7047 | 5.4 | 0.2263 | 4.2 | 1330 | 40 | 1315 | 28 |
| 81 | 0.0870 | 5.1 | 2.8395 | 4.8 | 0.2374 | 5.0 | 1366 | 36 | 1373 | 25 |
| 82 | 0.0862 | 5.2 | 2.8275 | 4.8 | 0.2387 | 5.0 | 1363 | 36 | 1380 | 25 |
| 83 | 0.0715 | 6.6 | 1.5855 | 6.1 | 0.1614 | 2.6 | 965 | 38 | 965 | 24 |
| 84 | 0.0748 | 6.5 | 1.6287 | 6.0 | 0.1585 | 2.7 | 981 | 38 | 948 | 23 |
| 85 | 0.0829 | 5.8 | 2.3533 | 5.3 | 0.2066 | 3.9 | 1229 | 38 | 1211 | 24 |
| 86 | 0.1061 | 6.0 | 4.4448 | 5.4 | 0.3045 | 5.6 | 1721 | 45 | 1714 | 34 |
| 87 | 0.0903 | 6.0 | 2.8893 | 5.4 | 0.2327 | 4.3 | 1379 | 41 | 1349 | 27 |
| 88 | 0.0805 | 6.4 | 2.3152 | 5.8 | 0.2091 | 3.6 | 1217 | 41 | 1224 | 27 |
| 89 | 0.0871 | 7.2 | 2.8555 | 6.6 | 0.2384 | 3.6 | 1370 | 49 | 1378 | 36 |
| 90 | 0.0854 | 6.5 | 2.7877 | 5.8 | 0.2371 | 4.1 | 1352 | 43 | 1372 | 29 |
| 91 | 0.0801 | 6.6 | 1.9963 | 5.9 | 0.1811 | 3.1 | 1114 | 40 | 1073 | 24 |
| 92 | 0.0840 | 6.8 | 2.6025 | 6.0 | 0.2251 | 3.7 | 1301 | 44 | 1309 | 29 |
| 93 | 0.0858 | 6.9 | 2.6660 | 6.1 | 0.2256 | 3.7 | 1319 | 45 | 1312 | 29 |
| 94 | 0.0733 | 7.3 | 1.6376 | 6.4 | 0.1622 | 2.5 | 985 | 41 | 969 | 24 |

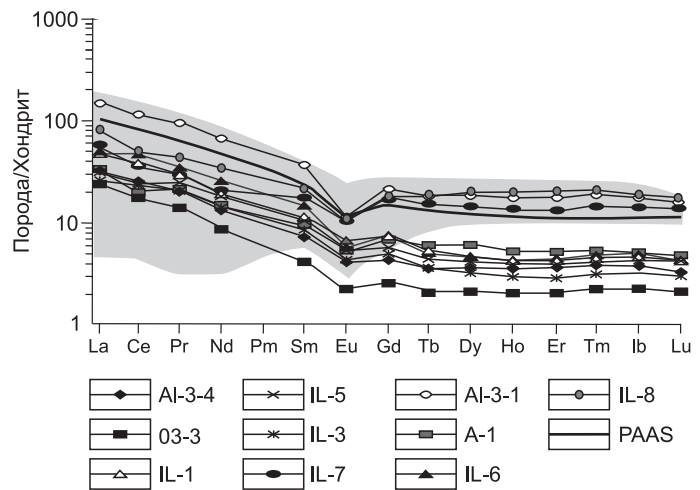
Пачка 9 — кварц-циркон-рутиловые песчаники с карбонатно-графитистым цементом мощностью 2 м. Из пачки отобран обр. ПЛ-7 (мелкозернистый песчаник с карбонатно-графитистым цементом).

Пачка 10 — аналогична пачкам 3, 6 и 8, мощность до 18 м.

Пачка 11 — графитистые хлорит-серицитовые филлиты с линзами кварц-циркон-рутиловых песчаников общей мощностью до 1.5 м. Из пачки отобран обр. ПЛ-8 (графит-хлорит-серицитовый филлит), GPS: 53°14'25" с.ш., 69°11'12" в.д., 319 м над ур. м.

Рис. 5. Нормализованные по хондритам [Mc Donough, Sun, 1995] содержания REE из неметаморфизованных осадочных пород шарыкской свиты [Буслов, Вовна, 2008] и UHP гнейсов (серое поле) Кумдыкольского [Shatsky et al., 1999; Буслов, Вовна, 2008] и Барчикольского [Stepanov et al., 2014] террейнов.

Песчаники с карбонатно-графитистым цементом: обр. IL-7, IL-8, AL-3-1; кварцевые песчаники: обр. AL-3-4, 03-3, IL-1, IL-3, IL-5; глинистые сланцы: обр. A-1, IL-6.



Пачка 12 — аналогична пачкам 3, 6, 8 и 10, мощность более 20 м.

Выше по склону через надвиг, зона которого представлена слюдистыми метапесчаниками, расположены породы кокчетавской свиты, слагающие в целом Илектинские горы.

Общая мощность представленного выше разреза песчано-сланцевой толщи шарыкской свиты более 120 м, из них песчаников около 80 %, карбонатных пород до 20 %.

ГЕОХИМИЯ КУМДЫКОЛЬСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Объектами исследования явились породы скв. С-42 из Кумдыкольского алмазоносного месторождения и слабометаморфизованные осадочные породы шарыкской свиты. Главные петрографические различия пород — алюмосиликатные породы среднего и кислого составов: гранат-биотитовые, гранат-биотит-кианитовые и двуслюдяные гнейсы. Подчиненное значение имеют кварциты, карбонатно-силикатные и карбонатные породы. Для сравнительной характеристики использовались графитосодержащие терригенно-карбонатные и песчано-сланцевые породы, отобранные соответственно в карьерах вблизи пос. Алексеевка (40 км на север от г. Кокчетав) и между г. Кокчетав и сел. Березняковка в Илектинских горах [Буслов, Вовна, 2008].

Распределение REE представлено для двух основных типов реконструированных метаосадочных пород. На рис. 5 сопоставлено распределение REE в метаморфических породах Кумдыкольского [Shatsky et al., 1999; Буслов, Вовна, 2008], Барчикольского террейнов [Stepanov et al., 2014] и в неметаморфизованных породах шарыкской свиты из вышеприведенного разреза в Илектинских горах с добавлением образцов из других разрезов шарыкской свиты [Буслов, Вовна, 2008]. На рис. 5 хорошо видно, что по распределению REE лучше сопоставляются алмазоносные породы и песчаники с карбонатно-графитистым цементом (обр. IL-7, IL-8 и A-3-1).

Главной проблемой для ультравысокобарических пород Кокчетавской зоны, согласно [Stepanov et al., 2012, 2014], является сильное обеднение части метаморфических пород ультравысоких давлений Барчикольского террейна легкими редкоземельными элементами (LREE = La, Ce, Pr, Nd, Sm), а также Th и U. Это объясняется растворением минералов-концентраторов вышеназванных элементов, а именно монацита и алланита, в образующемся расплаве и высокой степенью экстракции расплавов. В этой интерпретации есть множество сложностей и неясностей.

Во-первых, как изложено выше и в статье [Добрецов и др., 2015], кокчетавские породы испытали несколько стадий метаморфизма, в том числе несколько стадий плавления (во время субдукции, при эксгумации субдуцированных пластин, при поздних коллизионных процессах, что подтверждается широким спектром возраста интродуцированных гранитов в кокчетавской коллизионной зоне ~ от 510 до 460 млн лет). Как справедливо отмечают [Stepanov et al., 2014], образующиеся и экстрагирующиеся расплавы должны быть высококальциевые, возможно, шшонитовые. Таких расплавов в истории кокчетавской коллизионной зоны не обнаружено.

Во-вторых, остаются необъяснимыми многие детали деплетирования по сформулированной модели и очень разная степень деплетирования. Из 16 образцов, исследованных в Барчикольском террейне, три образца ультрадеплетированные (La до 3 г/т при CaO = 3—5 мас. % и FeO + MgO = 10—13 мас. %), девять — умеренно деплетированные (La = 4—12 г/т) и четыре — недеплетированные, причем последние перекрываются с ультрадеплетированными по содержанию FeO + MgO (8.5—

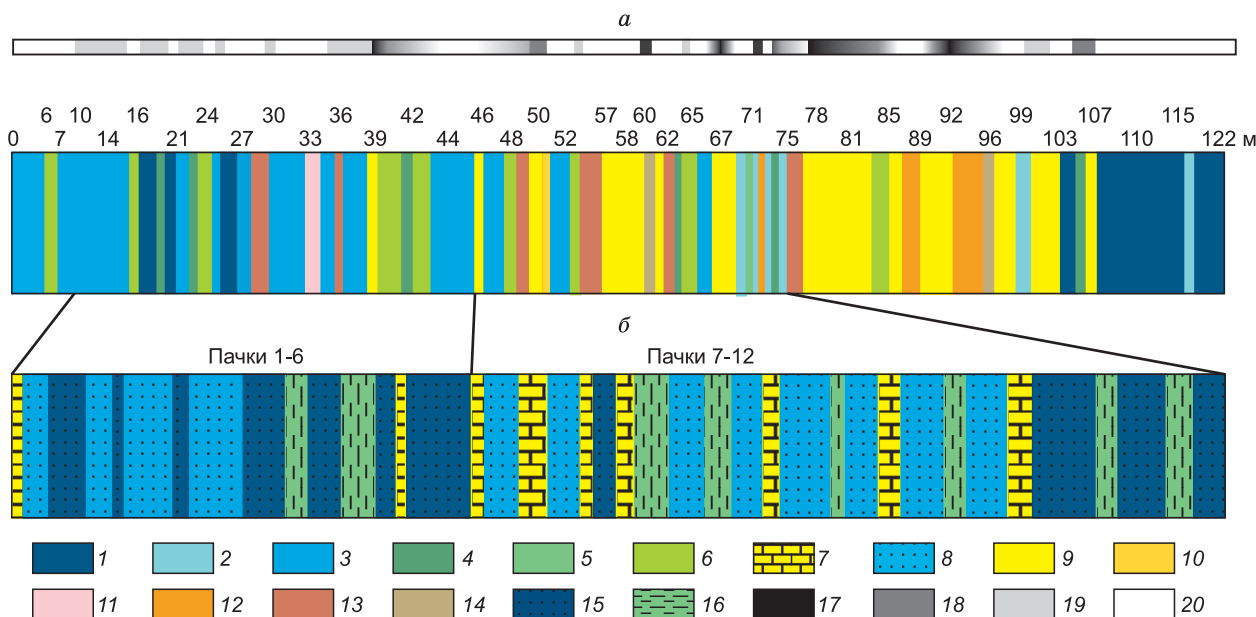


Рис. 6. Геологические разрезы метаморфических пород Кумдыкольского месторождения с содержанием алмазов [Ситникова, Шатский, 2009] (а) и песчано-сланцевой толщи шарыкской свиты в Илектинских горах (см. описание в тексте) (б).

1—16 — тип пород: 1—4 — гнейсы: 1 — гранат-биотитовые, 2 — гранат-пироксеновые, 3 — биотит-мусковитовые, 4 — цоизитовые; 5 — гранат-пироксен-кварцевая порода, 6 — метасоматиты по гранат-пироксен-кварцевой породе, 7 — карбонатная порода, 8 — песчаник, 9 — карбонатно-силикатная порода, 10 — кварцевые жилы, 11 — долериты, 12 — пироксен-палевошпатовая порода, 13 — модифицированные породы, 14 — кристаллические сланцы, 15 — песчано-глинистая порода, 16 — филлиты; 17—20 — содержание алмазов (верхняя полоска): 17 — высокое, 18 — среднее, 19 — низкое, 20 — отсутствует.

14 мас. %) и систематически ниже по СаО (а можно было ожидать наоборот). В Кумдыкольском террейне из 16 образцов, исследованных в работе [Буслов, Вовна, 2008], деплетированными ($La = 2.3\text{—}3.1$ г/т) можно считать два, резко отличающихся по содержанию СаО (2.9 и 27 мас. %), умеренно деплетированный один образец ($La = 12.1$ г/т, при СаО = 29.4 мас. %), остальные 13 — недеплетированные. Наиболее низкие содержания REE (как легкие LREE, так и тяжелые HREE) установлены в обр. С-42-25, представляющие известково-силикатную породу, содержащую (мас. %) 35.65 SiO_2 , 27.5 СаО, 17.5 (FeO + MgO), 0.45 Na_2O , 0.4 K_2O [Буслов, Вовна, 2008]. Таким образом, содержания СаО никак не коррелируются со степенью деплетирования. В известково-силикатных породах могут быть низкие содержания и LREE, и HREE, обусловленные исходным низким содержанием лантаноидов, значительно ниже, чем в карбонатах и метапелитах. Подавляющее большинство метапелитов и метапесчаников в Кумдыкольском террейне не обнаруживает деплетирования по REE, Th и К, причем по распределению лантаноидов достаточно близки к среднему составу PAAS, что свидетельствует об изохимичности метаморфизма и лишь локальном перераспределении расплава в метаморфической толще, что подтверждается тонкополосчатым характером мигматитов в гранат-биотитовых гнейсах и отсутствии систематического обеднения метапелитов LREE.

На рис. 6 приведены геологические разрезы метаморфических пород Кумдыкольского месторождения [Ситникова, Шатский, 2009] и песчано-сланцевой толщи шарыкской свиты (см. описание в тексте), вскрытой карьером в Илектинских горах вблизи пос. Березняковка. Учитывая приведенные выше геохимические характеристики пород Кумдыкольского алмазодержащего месторождения и песчано-сланцевой толщи, можно сделать вывод о хорошей сопоставимости рассматриваемых объектов. Так, алмазодержащие метаморфические породы (интервал 10—46 м) могут быть реконструированы как чередование песчаников и песчано-глинистых пород с малой долей карбонатного материала, которые в разрезе Илектинских гор представляют пачки 1—6 суммарной мощностью около 47 м. Алмазодержащие метаморфические породы (интервал 46—77 м) могут быть реконструированы по разрезу Илектинских гор (пачки 7—12) как чередование песчаников и песчано-глинистых пород с существенным содержанием карбонатного материала.

Основной объем карбонатно-глинистых пород Кумдыкольского месторождения приходится на интервал 77—107 м и сопоставляется нами с карбонатными породами в районе пос. Алексеевка.

В данном случае (см. рис. 6) мы показываем только принципиальное сходство разрезов шарыкской свиты и метаморфической толщцы. Полное сопоставление разрезов — очень трудная задача, так как и шарыкская свита, и метаморфическая толща, как отмечено выше, представляют серию тектонических чешуй, тем более что относятся к террейнам, вытасненным из зоны субдукции.

Сравнение спектров распределения REE в метаосадочных сланцах Кумдыкольского месторождения и шарыкской свиты (см. рис. 5) показывает их сходство по усредненным значениям и достаточно большой разброс по отдельным образцам. Последнее может свидетельствовать как о неоднородности состава источников сноса, в том числе о характерных для континентального склона обстановок фациальных переходов, связанных с изменением глубин и состава склоновых потоков, так и о разной степени деплетирования расплавами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Таким образом, в Северном Казахстане в Кокчетавском регионе получены новые данные по различным аспектам геологии, минералогии, петрологии, геохимии алмазосодержащих метаморфических пород Кумдыкольского террейна, указывающие на сопоставимость их протолита с осадочными породами Кокчетавского микроконтинента. Из детального описания разрезов Кумдыкольского месторождения и осадочных пород Кокчетавского микроконтинента хорошо прослеживается корреляция по количественному и качественному составам пород. Так, алмазонасная пачка Кумдыкольского месторождения включает 80—85 % от объема толщи метатерригенных пород и до 15—20 % метакarbonатных пород. Для carbonатно-терригенной шарыкской свиты характерно следующее распределение пород: филлитовидные сланцы и метапесчаники около 75—80 %, доломиты, мраморизованные известняки, carbonатные сланцы до 25 %. Существенным фактором, влияющим в конечном итоге на кристаллизацию алмаза, является большое содержание графита, сидерита и пирита в породах шарыкской свиты.

Новые данные датирования детритовых цирконов позволяют предполагать, что нижняя граница возраста Ишимско-Селетинской островной дуги может быть рассмотрена как вендская. Детритовые цирконы из матрикса олистостромы Северо-Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны с возрастными 579—508 млн лет, по нашему мнению, могли быть образованы в результате разрушения магматических пород островной дуги, так как погружающийся в зону субдукции Кокчетавский микроконтинент содержит более древние цирконы (см. рис. 4, табл. 2). Древние возрасты в интервале 1981—906 млн лет обнаружены также в ядрах цирконов, включающих алмазы [Claoue-Long et al., 1991], что является дополнительным доказательством их образования за счет осадочных пород, в том числе шарыкской свиты. Этап 579—517 млн лет, а также этапы, сопоставимые с вышеприведенными интервалами 1145—950, 1489—1220 и 1800—1460 млн лет хотя и встречается в складчатом обрамлении Сибирской платформы, но более характерны для блоков гондванского типа [Rojas-Agramonte et al., 2011; Добрецов и др., 2013; Буслов и др., 2013; Дмитриева и др., 2013].

Положение изученных объектов в составе аккреционно-коллизонной зоны свидетельствует, что субдукция Кокчетавского микроконтинента под венд-кембрийскую островную дугу является механизмом транспортировки графитосодержащих осадочных пород до условий превращения их в алмазонасные метаморфические породы. Исходя из комплекса петрологической и геохимической информации, а также анализа существующих экспериментальных данных выявлено, что насыщение углеродом carbonат- и CO₂-содержащих мантийных кристаллизационных сред может осуществляться в результате окислительно-восстановительных реакций с восстановленными фазами, такими как водород [Pal'yanov et al., 2002a,b, 2005], сульфиды [Palyanov et al., 2006, 2007a], железо [Palyanov et al., 2013]. В этом случае осадочные породы Кокчетавского микроконтинента, обогащенные графитом, сульфидами и carbonатами железа, являются той средой, которая содержит все необходимые компоненты для кристаллизации алмазов в глубинных условиях зоны субдукции.

Авторы благодарны Н.В. Соболеву и В.С. Шацкому за замечания, которые способствовали улучшению качества статьи и дополнительной дискуссии.

Статья подготовлена по плану фундаментальных исследований ИГМ СО РАН и ИНГГ СО РАН на 2014 г. и поддержана грантом партнерского проекта СО РАН-УрО РАН 49.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисова Е.Ю., Бибикова Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А.** Геохронологическое изучение цирконов гранитогайсов Кокчетавского алмазонасного района // ДАН, 1995, т. 343, № 6, с. 801—805.
- Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.
- Буслов М.М., Вовна Г.М.** Состав и геодинамическая природа протолитов алмазонасодержащих пород Кумдыкольского месторождения Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геохимия, 2008, № 9, с. 955—964.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Геология Северного Казахстана (стратиграфия) / Ред. А.А. Абдулин. Алма-Ата, Наука, 1987, 224 с.

Гончаренко Е.В. Платформенные формации рифея Кокчетавского массива // Изв. АН КазССР. Серия геол., 1979, № 1, с. 43—46.

де Граве Й., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермиш П., Мак-Виллиамс М.О., Меткалф Дж. Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоне: новые структурные и ^{40}Ar - ^{39}Ar данные // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 445—454.

Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда—раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 1998, с. 159—166.

Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Буслов М.М., Прошенкин А.И., Джен Х. Позднекембрийские терригенные породы Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса: геохимия и данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1491—1506.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48(1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1911—1926.

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннекародокская коллизийно-субдукционная зона // ДАН, 2005а, т. 402, № 2, с. 1—5.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005б, т. 46 (8), с. 806—816.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Складаров Е.В. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмогеографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.

Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., Травин А.В. Структурное положение и петрология эколлитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (2), с. 240—256.

Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., де Граве Й. Раннесреднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 138—157.

Коробкин В.В., Смирнов А.В. Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 476—474.

Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б., Йокаяма К., Зырянов А.С., Ковач В.П., Гладко-чуб Д.П. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // ДАН, 2001, т. 381, № 4, с. 518—521.

Михно А.О., Корсаков А.В. Карбонатитовый, силикатный и сульфидный расплавы: гетерогенность минералообразующей среды в породах сверхвысоких давлений Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 110—132.

Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И. Время коллизии Кокчетавского массива со Степнякской островной дугой по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 455—461.

Пальянов Ю.Н., Шацкий В.С., Сокол А.Г., Томиленко А.А., Соболев Н.В. Экспериментальное моделирование кристаллизации метаморфогенных алмазов // ДАН, 2001, т. 380, № 5, с. 671—675.

Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В. Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1290—1303.

Перчук Л.Л., Япаскерт В.О., Окай Ф. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // Петрология, 1995, т. 3, № 3, с. 267—309.

Ситникова Е.С., Шацкий В.С. Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива по результатам ИК-Фурье спектроскопии // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1095—1103.

Соболев Н.В., Шацкий С.В. Включения минералов углерода в гранатах из метаморфических пород // Геология и геофизика, 1987 (7), с. 77—80.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. Включение коэсита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива — первая находка коэсита в метаморфических породах на территории СССР // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 1, с. 184—188.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // ДАН, 1994, т. 334, № 4, с. 488—492.

Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН, 2011, т. 436, № 4, с. 499—503.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А. Новое местонахождение алмазов в метаморфических породах как доказательство регионального метаморфизма ультравысоких давлений в Кокчетавском массиве // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 1, с. 189—193.

Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.

Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А. Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 485—498.

Chopin C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 212, p. 1—14.

Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism // Geology, 1991, v. 19, p. 710—713.

Coleman R.G., Wang X. Overview of the geology and tectonics of UHPM // Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge University Press, 1995, p. 1—32.

Dobretsov N.L., Buslov M.M. Serpentinic melanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // Int. Geol. Rev., 2004, v. 46, p. 957—980.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // Lithos, 2004, № 78, p. 307—318.

Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // Int. Geol. Rev., 1995a, v. 35, p. 335—360.

Dobretsov N., Shatsky V., Sobolev N. Comparison of the Kokchetav and Dabie Shan metamorphic complexes: coesite- and diamond-bearing rocks and UHP-HP accretional–collisional events // Int. Geol. Rev., 1995b, v. 37, p. 636—656.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav Complex, Northern Kazakhstan: the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // Island Arc, 1995c, v. 4, p. 267—279.

Dobrzhinetskaya L.F. Microdiamonds—frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: a review // Gondwana Res., 2012, v. 21, p. 207—223.

Ernst W.G., Liou J.G. High- and ultrahigh-pressure metamorphism — past results, future prospects // Amer. Mineral., 2008, v. 93, p. 1771—1786.

- Ernst W.G., Liou J.G., Coleman R.G.** Comparative petrotextonic study of five Eurasian ultrahigh-pressure metamorphic complexes // *Int. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 191—211.
- Ernst W.G., Hacker B.R., Liou J.G.** Petrotextonics and geochronology of ultrahigh-pressure crustal and upper mantle rocks—implications for Phanerozoic collisional orogens // *Whence the Mountains? Inquiries into the evolution of orogenic systems: a volume in honor of Raymond A. Price* / Eds. J.W. Sears, T.A. Harms, C.A. Evenchick. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 2007, v. 433, p. 27—49.
- Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J.** Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, p. 424—438.
- Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G.** Ar/Ar geochronology of diamond-bearing metasedimentary rocks from the Kokchetav Massif // *The diamond-bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan* / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo, Japan, Universal Academy Press, 2002, p. 397—412.
- Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G.** Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 61—75.
- Herman J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S.** Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Crust-derived potassic fluid in metamorphic microdiamond // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 231, p. 295—306.
- Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M., Yamamoto H., Ishikawa M., Anma R., Parkinson C.D., Ota T., Nakajima Y., Katayama I., Yamauchi K.** Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 264—283.
- Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y.** Pressure-temperature-time path of the Kokchetav UHP metamorphism deduced from mineral inclusions and SHRIMP geochronology of zircons // *The diamond-bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan* / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo, Japan, Universal Academy Press, 2002, p. 381—395.
- Maruyama S., Parkinson C.D.** Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the HP-UHP metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 439—455.
- McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995, v. 120, p. 223—253.
- Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y.** Petrology of diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 379—399.
- Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D., Masago H.** Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure-high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Saldat-Kol region, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 328—357.
- Palyanov Yu.N., Sokol A.G.** The effect of composition of mantle fluids/melts on diamond formation processes // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 690—700.
- Pal'yanov Yu.N., Sokol A.G., Borzdov Yu.M., Khokhryakov A.F.** Fluid-bearing alkaline carbonate melts as the medium for the formation of diamonds in the Earth's mantle: an experimental study // *Lithos*, 2002a, v. 60, № 3—4, p. 145—159.
- Pal'yanov Yu.N., Sokol A.G., Borzdov Yu.M., Khokhryakov A.F.** Alkaline carbonate-fluid melts as the medium for the formation of diamonds in the Earth's mantle: an experimental study // *Lithos*, 2002b, v. 60, p. 145—159.
- Pal'yanov Yu.N., Sokol A.G., Tomilenko A.A., Sobolev N.V.** Conditions of diamond formation through carbonate—silicate interaction // *Eur. J. Miner.*, 2005, v. 17, p. 207—214.
- Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Khokhryakov A.F., Kupriyanov I.N., Sobolev N.V.** Sulfide melts-graphite interaction at HPHT conditions: implications for diamond genesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 250, № 1—2, p. 269—280.
- Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Bataleva Yu.V., Sokol A.G., Palyanova G.A., Kupriyanov I.N.** Reducing role of sulfides and diamond formation in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007a, v. 260, № 1—2, p. 242—256.
- Palyanov Yu.N., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Sokol A.G.** The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2007b, v. 104, p. 9122—9127.
- Palyanov Yu.N., Bataleva Yu.V., Sokol A.G., Borzdov Yu.M., Kupriyanov I.N., Reutsky V.N., Sobolev N.V.** Mantle—slab interaction and redox mechanism of diamond formation // *PNAS*, 2013, v. 110, № 51, p. 20408—20413.

Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V. The timing of retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 274—284.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2011, v. 19, p. 751—763.

Schertl H.-P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: «type locality» of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, № 63, p. 5—38.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

Shatsky V.S., Palyanov Yu.N., Sokol A.G., Tomilenko A.A., Sobolev N.V. Diamond formation in UHP dolomite marbles and garnet—pyroxene rocks of the Kokchetav Massif (northern Kazakhstan): natural and experimental evidence // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 999—1019.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.

Sobolev N.V., Schertl H.-P., Valley J.W., Page F.Z., Kita N.T., Spicuzza M.J., Neuser R.D., Logvinova A.M. Oxygen isotope variations of garnets and clinopyroxenes in a layered diamondiferous calc-silicate rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: a window into the geochemical nature of deeply subducted UHPM rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 162, p. 1079—1092, doi: 10.1007/s00410-011-0641-4.

Sokol A.G., Pal'yanov Yu.N. Diamond formation in the system MgO—SiO₂—H₂O—CO₂ at 7.5 GPa and 1,600 °C // *Contr. Miner. Petrol.*, 2008, v. 155, p. 33—43, doi: 0.1007/s00410-007-0221-9.

Stepanov A.S., Herman J., Rubatto D., Rapp R.P. Experimental study of monazite/melt partitioning with implications for the REE, Th and U geochemistry of crustal rocks // *Chem. Geol.*, 2012, v. 300, p. 200—220.

Stepanov A.S., Herman J., Korsakov F.V., Rubatto D. Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 1002.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A. Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (north Kazakhstan): difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 284—303.

*Поступила в редакцию
24 июня 2014 г.*