

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД: U-Pb SHRIMP ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Дж. Херманн, Д. Рубатто, А.В. Корсаков*, В.С. Шацкий*

Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia
** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

На основе анализа U-Pb определений отдельных зон (доменов) циркона *in situ* с использованием высокочувствительного ионного микрозонда с высоким разрешением (SHRIMP) сделан вывод о том, что метод позволил определить возраст кульминации метаморфических событий для алмазоносных, глубоко-субдуцированных пород Кокчетавского массива. Три независимых исследования привели к согласующимся в пределах ошибки результатам, дающим оценку возраста пика метаморфизма ~530 млн лет. В этих работах на основании изучения минеральных включений было доказано, что участки кристаллов циркона, для которых были получены эти датировки, формировались на пике метаморфических событий в поле устойчивости алмаза. Минеральные включения свидетельствуют о том, что цирконы формировались не только на пике метаморфизма, но также в условиях ретроградной эволюции от гранулитовой к амфиболитовой фации. Возрасты ретроградных доменов цирконов участка Барчиколь в пределах ошибки не отличаются от возраста пика метаморфизма. Это свидетельствует об очень быстрых скоростях эксгумации — минимум 1,8 см/год (от алмаз-пироповой до гранулитовой фации метаморфизма) и высоких скоростях остывания >40 °C/млн лет.

Алмаз, циркон, U-Pb датирование, SHRIMP, Кокчетав.

THE AGE OF METAMORPHISM OF DIAMONDIFEROUS ROCKS DETERMINED WITH SHRIMP DATING OF ZIRCON

J. Hermann, D. Rubatto, A.V. Korsakov, and V.S. Shatsky

In situ dating of zircon domains with a Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP) has been proved to be the best way to determine the age of peak metamorphic conditions in the diamondiferous, deeply subducted Kokchetav rocks. Three independent studies obtained within error-consistent results, providing evidence for peak metamorphic conditions at about 530 Ma. These studies demonstrated through mineral inclusions that the dated zircon crystals formed under peak metamorphic conditions, within the diamond stability field. Mineral inclusions indicate that zircon formed not only at the metamorphic peak but also during the retrograde evolution at granulite- to amphibolite-facies conditions. The ages of the retrograde zircon domains are within error not distinguishable from the age of peak metamorphism. This provides evidence for very fast exhumation rates of minimum 1.8 cm/yr from diamond to granulite-facies metamorphism and high cooling rates of > 40 °C/Ma.

Diamond, zircon, U-Pb dating, SHRIMP, Kokchetav

ВВЕДЕНИЕ

Определение возраста ультравысокотемпературных пород, таких как алмазоносные гнейсы Кокчетавского массива (Казахстан), является весьма сложной задачей, поскольку минералы, используемые для изотопного датирования, устойчивы при высоких температурах и давлениях и имеют очень высокие температуры закрытия изотопных систем. С этим связаны ограничения возможностей геохронологического датирования пика УНР метаморфизма главным образом U-Pb изотопной системой с использованием таких акцессорных минералов, как циркон и монацит. Детальное изучение цирконов из эклогитовой фации показало, что в пределах одного зерна обычно наблюдаются отдельные зоны, имеющие различные возрасты [1, 2]. В связи с этим возникла необходимость датирования высокотемпературных метаморфических цирконов с использованием высокочувствительного ионного микрозонда с высоким разрешением (SHRIMP). Поскольку циркон и монацит являются акцессорными минералами, имеются определенные проблемы в связи с интерпретацией возрастов, полученных для отдельных участков зерен циркона, в контексте эволюции тектонометаморфических событий. Эти проблемы особенно актуальны для алмазоносных пород, претерпевших интенсивный ретроградный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, при которых цирконы легко могли перекристаллизоваться [3—5].

В этой статье приводится обзор SHRIMP определений возраста алмазоносных пород Кокчетавского массива (табл. 1). Здесь же обсуждаются вопросы интерпретации полученных возрастов в свете тектони-

Таблица 1. Совокупные геохронологические данные по алмазоносным породам Кокчетавского массива

Источник	Метод	Минерал	Возраст, млн лет	Интерпретация
[7]	U-Pb (SHRIMP)	Циркон унаследованные ядра метаморфические каемки	558—1921 530 ± 7	Детритовые зерна УНР метаморфизм
[10]	»	Циркон домен 1 домен 2 домен 3 домен 4	535 ± 9 527 ± 5 528 ± 8 526 ± 5	Прогрес. метаморфизм(?) УНР метаморфизм Гранулитовая фация Амфиболитовая фация
[9]	»	Циркон ядро, оболочка краевые участки кайма	537 ± 9 507 ± 8 456—461	УНР метаморфизм Амфиболитовая фация Термальное воздействие
[14]	»	Циркон унаследованные ядра метаморфические каемки	Дискордантный 554—494	УНР метаморфизм
[17]	Ar-Ar ступенчатый нагрев	Биотит Муковит	517 ± 5 517 ± 5	Остывание до ~400 °C
[18]	»	Биотит Муковит	~529 ~508	—
[17]	Sm-Nd	Grt-Cpx	535 ± 3	Эклогитовая фация

ческой эволюции данного региона и их значение для будущих геохронологических исследований ультравысокобарических комплексов.

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ SHRIMP ОПРЕДЕЛЕНИЙ

Первые геохронологические исследования УНР пород Кокчетавского массива были проведены вскоре после обнаружения включений алмазов в гранатах и цирконах на данной территории [6]. В работе, посвященной определению возраста метаморфических пород с использованием ионного микрозонда SHRIMP [7], были датированы цирконы из биотитового гнейса участка Кумдыколь. Оптическое изучение этих цирконов показало наличие в некоторых из них округлых унаследованных ядер, вероятно, детритового происхождения и метаморфических каемок. Оценки U-Pb возрастов ядер таких цирконов дали разброс между 558 и 1981 млн лет, что подтверждает их детритовое происхождение. В серии зерен цирконов алмазы диагностированы в центре, а одинаковый возраст, соответствующий пику метаморфизма, зафиксирован как для центральных частей таких цирконов, так и для каемок. Включения алмазов в цирконе свидетельствуют о том, что, по крайней мере, некоторая часть циркона формировалась в условиях, близких к пику метаморфизма (рис. 1). Возможно, что циркон захватывал алмазы на регрессивном этапе, поскольку они являются довольно устойчивыми и в метастабильных условиях [8]. Авторы [7] наблюдали сростки алмазов на границе между ядром и каймой циркона. На основании этого наблюдения они предположили, что каймы циркона формировались в ультравысокобарических условиях. Шестнадцать анализов каемок дали средний возраст 530 ± 7 млн лет, который интерпретируется как возраст кульминации ультравысокобарического метаморфизма (рис. 2). Находки унаследованных ядер указывают на то, что U-Pb система только частично была нарушена (переуравновешена) при экстремальных условиях метаморфизма $950\text{—}1000\text{ }^\circ\text{C}$ и $P > 43$ кбар. Сохранность дометаморфического радиогенного Pb также свидетельствует о том, что возрастные оценки, полученные для метаморфических доменов циркона, отвечают времени образования метаморфических пород, а не времени их остывания.

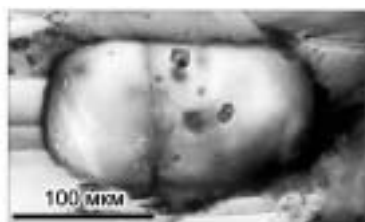


Рис. 1. Включения алмаза в цирконе из высокобарических гнейсов Кокчетавского массива.

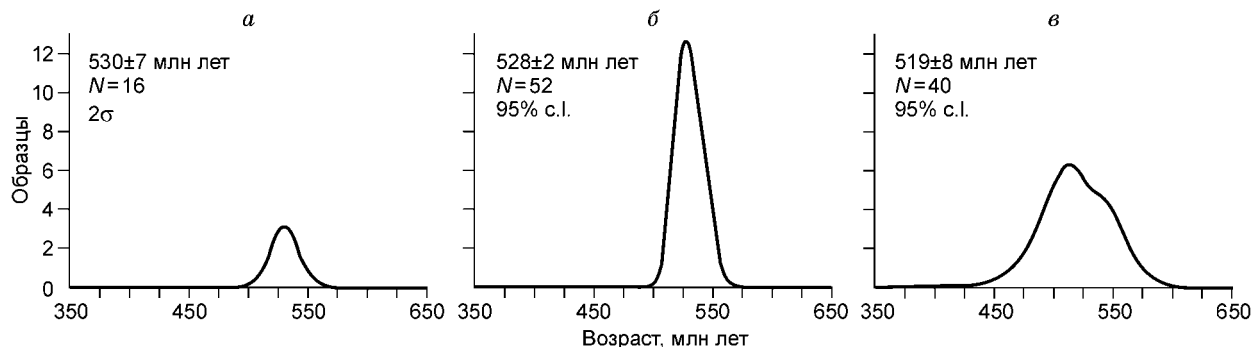


Рис. 2. Кривые интегральной вероятности возрастов метаморфических цирконов по данным: *а* — [7], *б* — [10], *в* — [9].

Обращает на себя внимание весьма близкое положение пиков метаморфизма для всех трех источников. Средний возраст был получен путем объединения в общую выборку 40 анализов, которые авторы [9] подразделяли на две группы — 537 и 507 млн лет. Кривая распределения, построенная по данным [9], гораздо шире вследствие больших ошибок определения индивидуальных анализов.

ков Кумдыколь [9] и Барчиколь [10]. Новизна этих исследований заключалась в использовании методик, сочетающих SHRIMP датирование с катодолюминесценцией (КЛ) и изображениями (снимками) в обратных электронах, а также с детальным изучением минеральных включений в цирконах. Включения коэзита в цирконе однозначно свидетельствуют об образовании циркона при УНР условиях метаморфизма. Однако большое разнообразие минеральных включений показывает, что циркон формировался не только при экстремальных условиях, отвечающих кульминации метаморфических событий, но и на протяжении нескольких этапов последующего регрессивного метаморфизма [9—12]. В цирконах были выделены четыре типа различных доменов (рис. 3, табл. 2) на основании оптических исследований, КЛ, изучения минеральных включений и редкоэлементного состава цирконов [10]. Домены 1-го типа представлены округлыми ядрами и не несут каких-либо следов УНР метаморфизма. Некоторые из этих ядер представляют собой явно унаследованные осадочные зерна [7]. Редкоэлементные характеристики 1-го домена отличаются от других доменов и характеризуются обогащением легкими РЗЭ [10]. Домены 2-го типа содержат включения алмаза, коэзита, омфациита и титанистого фенгита, указывающие на его образование в УНР условиях метаморфизма (см. рис. 3). Эта генерация циркона обычно имеет форму футбольного мяча и демонстрирует осцилляторную или секториальную зональность, типичную для высоко-

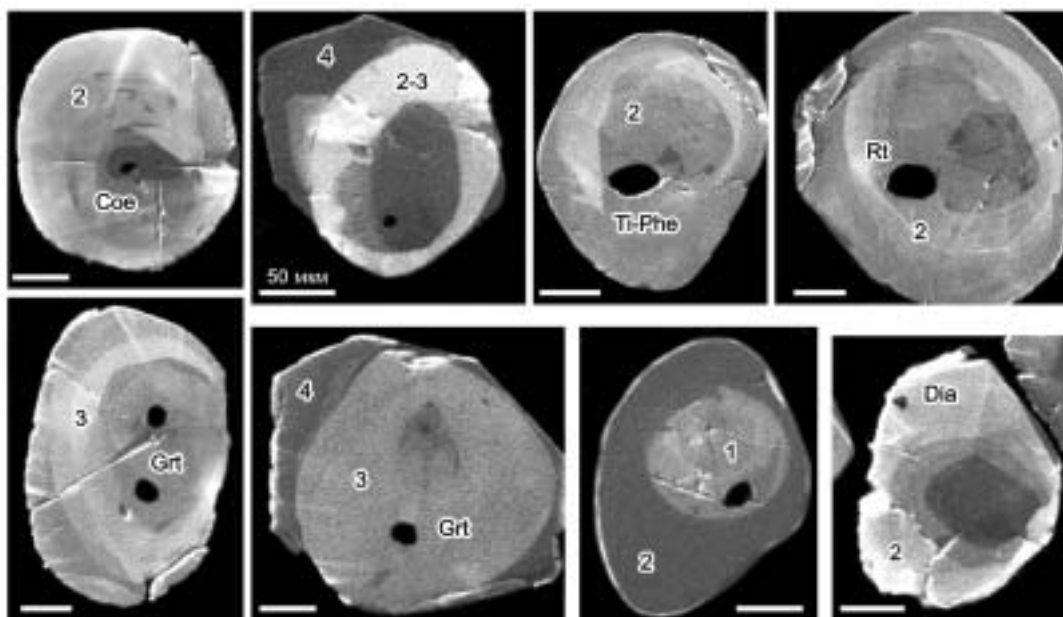


Рис. 3. CL изображения цирконов, демонстрирующие существование четырех различных доменов.

Сокращения минералов и дополнительные характеристики цирконов см. в табл. 2.

Таблица 2.

Общие свойства доменов циркона (*D*), по [10]

<i>D</i>	Структура	Включения	CL	Th/U	Gd _N	Yb _N	Возраст	Интерпретация
1	Округлые ядра	Qtz, Graph	—	>0,1	100	120	>580 535 ± 9	Унаследованные ядра Прогрессивный(?) метаморфизм
2	Форма футбольного мяча	Coe, Dia, Grt, Cpx, Ky, Ti-Phe, Rt	Сектор/ Осцил.	<0,1	20—50	30—60	527 ± 5	УНР метаморфизм
3	»	Phe, Pl, Kfs, Bio, Grt, Ky, Qtz, Chl, Graph	Сектор/ Осцил.	<0,1	20—50	30—60	528 ± 8	Гранулит-амфиболито- вая фация
4	Идиоморфные нарастания	Kfs, Bio	Темные	<0,5	7—12	200—400	526 ± 5	Амфиболитовая фация

Примечание. CL — характеристики, выявленные катодолюминесценцией, Gd_N и Yb_N = хондрит-нормированные характеристики спектров РЗЭ доменов циркона. Сокращения минералов: Grt — гранат, Ky — кианит, Bio — биотит, Phe — фенгит, Ti-Phe — Ti-фенгит, Qtz — кварц, Kfs — калиевый полевой шпат, Pl — плагиоклаз, Chl — хлорит, Cpx — клинопироксен, Dia — алмаз, Coe — коэсит, Rt — рутил, Graph — графит.

температурных метаморфических цирконов [3, 4]. Домены 3-го типа характеризуются включениями низкобарических минералов, таких как биотит и плагиоклаз, которые являются обычными минералами гнейсов гранулитовой фации. Составы гранатов во включениях в доменах цирконов 3-го типа соответствуют составам гранатов из гранулитовых парагенезисов. Эти данные свидетельствуют об образовании цирконовых доменов 3-го типа при декомпрессии в условиях гранулитовой фации. Следует отметить, что форма, КЛ изображения, а также редкоэлементные составы доменов 2- и 3-го типов похожи. Включения гранатов в доменах 3-го типа имеют широкие вариации составов. Эти факты указывают на то, что рост этих участков циркона протекал при изменении *P-T* условий метаморфизма, вероятнее всего, при снижении температуры от гранулитовой к амфиболитовой фации. Цирконовые домены 4-го типа образуют обогащенные U идиоморфные нарастания на доменах 2- и 3-го типов (см. рис. 3) и обладают редкоэлементными характеристиками, отличными от других метаморфических доменов (2- и 3-го типов). Следовательно, домен 4-го типа представляет собой новое событие в истории роста циркона. В то время как относительно плоские спектры распределения РЗЭ в доменах 2- и 3-го типов отражают рост циркона в присутствии граната [13], обогащение тяжелыми РЗЭ доменов 4-го типа объясняется ростом циркона на начальных этапах разложения граната. Поэтому считается, что домен 4-го типа соответствует ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации.

SHRIMP датирование доменов метаморфических цирконов *in situ* дало удивительные результаты. Хотя домены отличаются на основании структурных, петрографических и геохимических данных, возрасты 527 ± 5, 528 ± 8 и 526 ± 5 млн лет, полученные для доменов 2-, 3- и 4-го типов соответственно, совпадают в пределах ошибки (см. табл. 2). Эти данные свидетельствуют об исключительно быстрой эксгумации алмазосодержащих пород. Шесть точечных данных для цирконов из доменов 1-го типа дали возраст 535 ± 9 млн лет. Этот возраст также не отличается в пределах аналитической ошибки от возраста пика метаморфизма в 527 ± 5 млн лет. Следовательно, эти датированные ядра, вероятно, могут представлять собой участки цирконов, которые росли на прогрессивном этапе метаморфизма. Следует отметить, что без КЛ изображений, редкоэлементного состава и детального изучения включений было бы невозможно выделить различные генерации циркона. Действительно, объединенная выборка возрастов для всех доменов показывает хорошее статистическое распределение (см. рис. 2).

На основании исследований цирконов с помощью катодолюминесценции и изображений в обратных электронах, а также детального изучения включений, в цирконах были выделены [9] редкие унаследованные ядра, центральные и промежуточные участки, содержащие УНР минералы, а также каймы с включениями минералов амфиболитовой фации. Тогда как форма и КЛ изображения исследованных цирконов очень похожи на цирконы, описанные [10], полученные SHRIMP возрасты [9] дают гораздо более широкий интервал (442 ± 40 до 563 ± 43 млн лет). Авторы [9] делают вывод о том, что возраст пика УНР метаморфизма составляет 537 ± 9 млн лет, низкобарического метаморфизма — 507 ± 8 млн лет и посторогенного термального события — 456—461 млн лет. Однако полученные [9] возрастные датировки имеют крайне большую ошибку, а результирующая кривая интегральной вероятности не позволяет однозначно выделить две группы возрастов (см. рис. 2). Кроме того, эти образцы характеризуют другой участок (Кумдыколь) нежели исследованные нами образцы Барчинского участка.

Цирконы, извлеченные из Ti-клиногумит-гранат-оливиновых пород (Кумдыколь), были изучены И. Катаемой и др. [14]. Эти цирконы характеризуются ярко выраженной зональностью. Их ядра обогащены U, тогда как кайма содержит очень низкие его концентрации. Редкоземельные спектры этих зон

(доменов) также сильно различаются между собой. Унаследованные ядра характеризуются резким обогащением тяжелыми редкоземельными элементами, тогда как краевые зоны имеют ровный плоский спектр в области тяжелых РЗЭ. Эти данные свидетельствуют в пользу того, что рост краевых зон циркона происходил в присутствии граната [13], т. е. в условиях сверхвысоких давлений, где парагенезис оливин + гранат является стабильным. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датирование (SHRIMP) краевых зон дает возрастной интервал от 554 до 494 млн лет. Большие ошибки индивидуальных измерений, а также значительный разброс возрастов не позволяют использовать данные [14] для уточнения метаморфической истории высокобарического этапа. Тем не менее средневзвешенный возраст составляет 528 млн лет, что поддерживает высказанное ранее предположение о формировании этих цирконов в условиях сверхвысоких давлений. Основываясь на внутреннем строении и составе цирконов, авторы [14], сравнивают их с цирконами из кимберлитов. Однако цирконы с очень близкими характеристиками были описаны в базитовых породах, претерпевших метаморфизм в условиях эклогитовой фации, где унаследованный магматический циркон имеет крутое распределение в области тяжелых РЗЭ, а новообразованный циркон, кристаллизовавшийся в равновесии с гранатом, характеризуется плоским распределением тяжелых РЗЭ [15]. И. Катаяма и др. [14] предположили, что кристаллизация циркона и Ti-клиногумита связана с просачиванием флюида, обогащенного высокозарядными элементами. Эта модель впоследствии обсуждалась в [16] и была признана несостоятельной, так как удалось установить, что Ti-клиногумитовые-гранат-оливиновые породы представляли собой метасоматизированные породы основного состава, которые уже содержали циркон.

P-T-t ТРЕНД

Полученные геохронологические данные позволяют детально реконструировать P-T-t тренд метаморфизма алмазосодержащих пород Кокчетавского массива. На рис. 4 мы сопоставили имеющиеся возрастные датировки со схематическим P-T трендом по [10].

Были получены возрасты древнее 580 млн лет [7], которые указывают на присутствие унаследованных ядер. Эта информация отсутствует в работах [9] и [10], где сконцентрировано внимание на изучении метаморфических цирконов.

Все три работы, посвященные SHRIMP датированию цирконов Кокчетавского массива, дают возрасты около 530 млн лет для пика метаморфических событий, которые перекрываются в пределах ошибки (см. табл. 1). Авторы работ [7, 9] датировали породы участка Кумдыколь, а [10] — участка Барчиколь: полученные результаты показывают близкий возраст УНР метаморфизма для обоих участков. Как правило, сопоставление роста циркона с метаморфическими условиями является трудной задачей. Однако в данных работах было показано, что ультравысокобарические минералы были включены в датированные домены цирконов, и поэтому корреляция полученных возрастных оценок с P-T условиями метаморфизма является вполне надежной. Присутствие унаследованных ядер циркона с таковыми более древних возрастов свидетельствует в пользу того, что участки цирконов с включениями ультравысокобарических минералов действительно образовались на пике метаморфизма, а не на регрессивном этапе. Возраст кульминации метаморфических событий, установленный U-Pb SHRIMP методом по цирконам, находится в хорошем соответствии с Sm-Nd минеральной изохроной 535 ± 3 млн лет, полученной при тщательном отборе граната и клинопироксена из двух эклогитов [17]. Средний возраст, полученный для доменов циркона 1-го типа [10], оказался немного более древним (535 ± 9 млн лет), чем возраст пика метаморфизма, фиксируемый по доменам 2-го типа (527 ± 5 млн лет). Не совсем понятно, соответствует ли этому возрасту рост циркона при прогрессивном метаморфизме или он является следствием почти полного изменения небольших детритовых ядер.

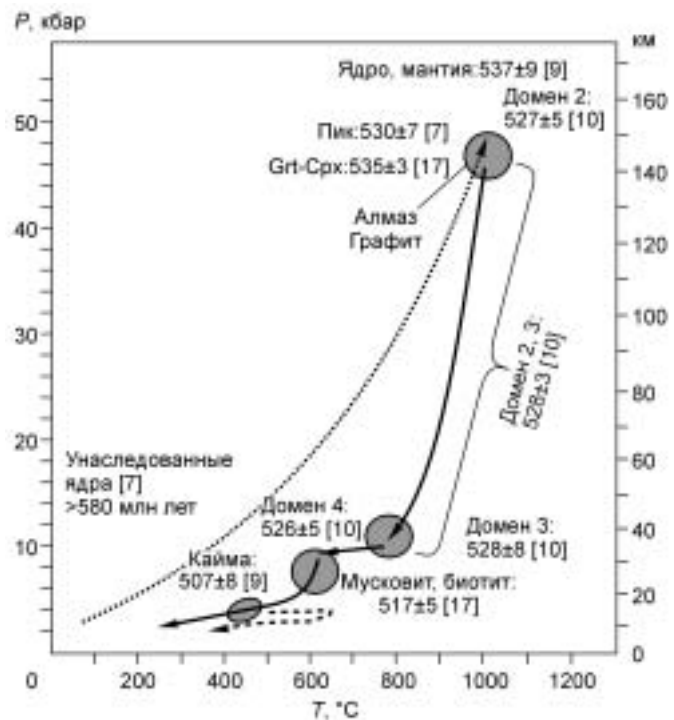


Рис. 4. Совокупный P-T-t (давление—температура—время) тренд для алмазосодержащих пород Кокчетавского массива.

P-T тренд — по данным [10]. Штриховая линия указывает на возможное короткое тепловое воздействие, по данным [18]. Возрасты даны в млн лет.

В работе [10] сделан вывод о том, что первый регрессивный этап в условиях гранулитовой фации имеет возраст, близкий к возрасту пика метаморфизма. Для гнейсов [10] и частично измененных коэзит-содержащих эклогитов [11] P - T параметры регрессивного метаморфизма в условиях гранулитовой фации составляют 800 °C и 10 кбар. Для того чтобы определить время эксгумации были сгруппированы возрасты, полученные для доменов циркона 2- и 3-го типов [10]. Полученный средний возраст 528 ± 3 млн лет указывает на то, что эксгумация от условий алмаз-пироповой фации ($P > 43$ кбар, $T = 950$ °C) до гранулитовой фации (10 кбар, 800 °C) протекала за период менее 6 млн лет. Исходя из этих данных, авторы [10] вычислили минимальную скорость эксгумации в 1,8 см/год. Поскольку имеются оценки только минимальных значений давления на пике метаморфизма и максимального времени эксгумации, то эффективная скорость эксгумации может быть значительно выше. Кроме того, Дж. Херманн и др. [10] определили возраст последующего регрессивного этапа, фиксируемого доменами циркона 4-го типа. Эти домены формировались в условиях амфиболитовой фации (600 °C, 6—8 кбар) и имеют более молодой средний возраст в 526 ± 5 млн лет, который также в пределах ошибки сопоставим с возрастом пика метаморфизма. И. Катаяма и др. [9] предполагают гораздо более молодой возраст (507 ± 8 млн лет) для метаморфизма гранулитовой-амфиболитовой фации. Единственное возможное объяснение такого возраста — диахронный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, поскольку И. Катаяма и др. [9] анализировали образцы с участка Кумдыколь, а Дж. Херманн и др. [10] датировали образцы участка Барчиколь. Для участка Кумдыколь известны ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки по биотиту и мусковиту, которые образовались при ретроградном метаморфизме амфиболитовой фации [17]. ^{40}Ar - ^{39}Ar ступенчатый нагрев этих слюд дает хорошие плато, каждое с возрастом 517 ± 5 млн лет. Эти возрасты интерпретируются как время остывания до 300—400 °C, последующего за ретроградным метаморфизмом амфиболитовой фации, наложенным на ультравысокобарические породы. В то время как эти датировки находятся в хорошем соответствии с возрастным трендом, определенным в [10], ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст слюд противоречит более молодым возрастным оценкам, даваемым авторами [9]. Этот молодой возраст цирконов может быть обусловлен небольшими потерями свинца во время предполагаемого термального события на уровне 460 млн лет, фиксируемого по краевым частям кристаллов циркона. Поскольку ошибка индивидуальных анализов в работе [9] очень большая, не было определения возможной дискордантности (несогласованности, несоответствия), вызванной этим термическим событием. Следовательно, возраст, определяемый по краевым каймам циркона, может быть слишком молодой. Таким образом, оценки возраста гранулитового и амфиболитового метаморфизма, полученные Дж. Херманном и др. [10], более точны и лучше согласуются с существующими ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками, что свидетельствует в пользу отсутствия различий во времени ретроградного метаморфизма для участков Барчиколь и Кумдыколь. Поэтому после главного этапа эксгумации от уровня алмаз-пироповой фации до уровня гранулитовой фации, подъем этих пород также мог осуществляться со значительной скоростью. Домены циркона 4-го типа, которые формировались, по-видимому, примерно при 600 °C, дают возраст 526 ± 5 млн лет. Вскоре после этого имело место дальнейшее остывание до 400 °C, как показывают ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопные датировки по мусковиту и биотиту (517 ± 5 млн лет). Эти данные согласуются с оценками ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста, свидетельствующими о переходе амфиболитовой фации в зеленосланцевую ~529 млн лет назад [18].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Определенная минимальная скорость эксгумации в 1,8 см/год значительно превышает скорости самой быстрой экзогенной денудации (эрозии) [19]. Следовательно, за определенный интервал времени экзогенная денудация (эрозия) не могла привести к эксгумации алмазоносных пород Кокчетавского массива. Это свидетельствует в пользу того, что тектонические процессы, не имеющие отношения к обычному подъему и экзогенной денудации, являлись основной причиной начальной эксгумации. Следует отметить, что не только скорости эксгумации, но и скорости остывания были очень высокими. Остывание данных пород примерно от 1000 до 600 °C протекало менее чем за 10 млн лет, т. е. скорость остывания составляла более 40 °C/млн лет. Высокие скорости остывания указывают на то, что алмазоносные породы были тектонически совмещены с более холодными породами.

Детальное датирование цирконов помогает определить температурную эволюцию алмазоносных пород. Метаморфические алмазы содержат примеси азота в виде C-центров (тип Ib), а также A-центров (тип IaA) [20, 21]. Переход от алмазов типа Ib к алмазам типа IaA является функцией температуры и времени. Полученные геохронологические данные свидетельствуют об очень быстрой эксгумации алмазоносных пород. Интервал времени между образованием алмазов и остыванием до температуры ниже 750 °C, которая является температурой, блокирующей изменение агрегатного состояния азота [21], приблизительно оценивается в 5 млн лет. Для данного интервала может быть вычислен температурный максимум, исходя из измеренных пропорций компонентов Ib и IaA в алмазах. Эти данные показывают, что температурный пик метаморфизма составлял примерно 950 °C [20].

Новый интенсивный рост циркона в метапелитах и гнейсах, фиксируемый доменами 2- и 3-го типов, обычно связывается с частичным плавлением [3—5]. Домены циркона 3-го типа образуются в условиях низов гранулитовой фации (800 °С, 8—10 кбар), где возможно частичное плавление пород. Очень похожие формы УНР доменов циркона (2-й тип) и доменов циркона гранулитовой фации (3-й тип), а также их близкие КЛ и редкоэлементные спектры свидетельствуют о том, что расплав также присутствовал в условиях УНР метаморфизма. Это подтверждается экспериментальными данными, показывающими, что большая часть *P-T* тренда метаморфизма для алмазоносных пород Кокчетавского массива располагается в поле вероятного плавления гнейсов и пелитов [22]. Эта гипотеза согласуется с петрографическими, геохимическими и изотопно-геохронологическими данными [17], которые подтверждают частичное плавление этих пород.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Наиболее удивительный результат детального изучения цирконов заключается в том, что надежная статистическая выборка возрастных оценок, судя по кривой интегральной вероятности (см. рис. 2), опровергает возможность того, что рост циркона протекал в течение одного тектонометаморфического этапа. Действительно, минеральные включения в цирконе свидетельствуют о том, что отдельные его участки (домены) росли при крайне различных *P-T* условиях метаморфизма. Однако интервалы времени формирования отдельных доменов циркона слишком небольшие, чтобы их можно было измерить с помощью SHRIMP U-Pb анализа. Проведенное изучение также опровергло предположение, часто принимаемое для высокотемпературных комплексов, о том, что большая часть цирконов формировалась (или перекристаллизовалась) на пике метаморфических событий. Большая часть изученных цирконов, на самом деле, образовалась на регрессивном этапе в условиях низов гранулитовой фации. Более того, домены 4-го типа представляют собой нарастания циркона, вероятнее всего, относящиеся к условиям амфиболитовой фации.

Обнаружение унаследованных ядер в цирконе из алмазоносных пород позволило оценить максимальную температуру метаморфизма в 950 °С. Такие условия на пике метаморфизма в сочетании со сравнительно коротким промежутком времени пребывания при температурах выше 800 °С не могли привести к полной потере свинца в детритовых зернах циркона. Это подтверждают экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что существенная потеря свинца в цирконе происходит только при температурах выше 1000 °С [23].

Хотя Дж. Херманн и др. [10] смогли оценить скорости очень быстрой эксгумации УНР пород, детализация *P-T-t* эволюции пока ограничена современным уровнем методов датирования. Поэтому детали времени и путей эксгумации УНР пород лучше устанавливаются для молодых орогенных поясов, таких как Альпы или Гималаи. На самом деле Д. Рубатто и Дж. Херманн [24] смогли оценить возраст пика метаморфических УНР событий и двух регрессивных этапов для массива Дора-Майра с использованием U-Pb датирования титанита *in situ*. Эти данные показали, что эксгумация с глубины ~110 км до глубины ~17 км осуществлялась всего лишь за 3 млн лет, что согласуется с нашими оценками.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования важны не только для определения возраста пика метаморфических событий, но и показывают огромный потенциал U-Pb изотопного датирования сложных метаморфических цирконов с использованием метода SHRIMP. Кроме того, эти исследования показали, что сочетание U-Pb изотопного датирования цирконов с петрологическими исследованиями, опирающимися на изучение минеральных включений, воспроизведение изображений отдельных кристаллов циркона и их редкоэлементного состава, является важным и необходимым условием для корреляции полученных возрастов с этапами метаморфизма. Неразличимые в пределах ошибки возрасты метаморфизма в условиях алмазпироповой, гранулитовой и амфиболитовой фаций свидетельствуют о том, что эксгумация участков континентальной коры, субдуцированных до глубины образования алмазов, происходила со скоростями, объяснимыми только с точки зрения тектоники плит.

Авторы выражают благодарность академику РАН Н.Л. Добрецову и рецензентам к.г.-м.н. А.В. Травину и чл.-кор. РАН д.г.-м.н. Е.В. Складкову за ценные и конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 04-05-64360-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Gebauer D.A.** *P-T-t*-path for an (ultra?)-high-pressure ultramafic/mafic rock-association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps) // *Earth Processes: Reading the isotopic code* / Eds. A. Basu, S.R. Hart. American Geophysical Union, Washington DC, 1996, p. 309—328.

2. **Rubatto D., Gebauer D., Compagnoni R.** Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 167, p. 141—158.
3. **Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S.** Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 458—468.
4. **Vavra G., Gebauer D., Schmidt R., Compston W.** Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 122, p. 337—358.
5. **Williams I.S.** Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia // *Austral. J. Earth Sci.*, 2001, v. 48, p. 557—580.
6. **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.
7. **Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710—713.
8. **Korsakov A.V., Theunissen K., Smirnova L.V.** Intergranular diamonds derived from partial melting of crustal rocks at ultrahigh-pressure metamorphic conditions // *Terra Nova*, 2004, v. 16, p. 146—151.
9. **Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D. et al.** Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.
10. **Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., 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.
11. **Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В.** Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Докл. РАН*, 1998, т. 360, с. 77—81.
12. **Katayama I., Zayachkovsky A.A., Maruyama S.** Prograde *P-T* records from inclusions in zircons from ultrahigh-pressure rocks of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 417—427.
13. **Rubatto D.** Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184, p. 123—138.
14. **Katayama I., Muko A., Tsuyoshi I. et al.** Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: implication for timing of mantle metasomatism // *Geology*, 2003, v. 31, p. 713—716.
15. **Rubatto D., Hermann J.** Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2003, v. 67, № 12, p. 2173—2187.
16. **Yang Y.Y.** Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: implication for timing of mantle metasomatism: comment // *Geology Forum*, 2004, p. 2—53.
17. **Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.
18. **Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y. et al.** Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 61—75.
19. **Ring U., Brandon M.T., Willett S.D., Lister G.S.** Exhumation processes // *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion* / Eds. U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister, S.D. Willett. London, Geol. Soc., Spec. Publ., 1999, p. 1—27.
20. **De Corte K., Korsakov A., Taylor W.R. et al.** Diamond growth during ultrahigh-pressure metamorphism of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 284—303.
21. **Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J.** Kinetics of Ib to Ia nitrogen aggregation in diamond // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, p. 4725—4733.
22. **Hermann J.** Experimental constraints on phase relations in subducted continental crust // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 219—235.
23. **Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J.** Pb, U and Th diffusion in natural zircon // *Nature*, 1997, v. 390, p. 159—161.
24. **Rubatto D., Hermann J.** Exhumation as fast as subduction? // *Geology*, 2001, v. 29, p. 3—6.

*Поступила в редакцию 1 августа 2005 г.
после доработки — 20 октября 2005 г.*