

# ТИПИЗАЦИЯ ЦИРКОНА БЕШПАГИРСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВОГО РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО МОРФОЛОГИЧЕСКИМ И МИКРОАТОМИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

*А.В. Чефранова, Р.М. Чефранов*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

На основании использования в качестве индикаторов петрогенеза таких параметров, как форма кристаллов, коэффициент удлинения и катодоллюминесцентный рисунок зональности, установлены следующие типы циркона Бешпагирского месторождения: метаморфогенный (5%), первично-магматический интрузивный (S-гранитов карбонатно-щелочной серии 55%, I-гранитов толеитовой и щелочной серии 15%), первично-магматический эффузивный (щелочных риолитов 15%, щелочных базальтов 10%). При этом, 85% изученных зерен циркона имеют следы вторичных изменений различной интенсивности, что может быть связано с метаморфизацией пород источника сноса. Первое знакомство с морфологией и микроанатомией циркона редкометалльно-титановых россыпей Ставрополя показывает эффективность выбранной методики ее изучения, что подтверждается высокой частотой встречаемости «типоморфных» зональностей для каждой морфологической группы. Выделенные с помощью этой методики генетические типы циркона удалось не только сопоставить с породами коренных выходов источников сноса, расположенных на Большом Кавказе, подтвердив тем самым выполненные ранее палеогеографические реконструкции, но и использовать их количественное соотношение в россыпи для детализации и оконтуривания питающей провинции.

**Ключевые слова:** циркон, морфологическая типизация, катодоллюминесцентная микроанатомия, типы зональности, питающие провинции

**DOI:** 10.18599/grs.18.3.14

**Для цитирования:** Чефранова А.В., Чефранов Р.М. Типизация циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового россыпного месторождения по морфологическим и микроанатомическим признакам *Георесурсы*. 2016. Т. 18. № 3. Ч. 2. С. 228-235. DOI: 10.18599/grs.18.3.14

Одним из наиболее распространенных акцессорных минералов, встречающимся практически во всех типах магматических, метаморфических и терригенных осадочных пород, является циркон. Он обладает широким спектром типоморфных особенностей и часто используется как минерал-индикатор петрогенеза. При этом состав циркона чутко реагирует на изменения параметров кристаллизации и даже в пределах одного магматического очага может испытывать значительные вариации. Интерпретация геохимических индикаторных особенностей зерен циркона при поисках источников питания редкометалльно-титановых россыпей является достаточно тонкой и трудоемкой задачей. Поэтому в данном исследовании использованы доступные методы (морфологическая и микроанатомическая типизация), позволяющие оценить соотношение в россыпи плутонических, вулканических и метаморфических цирконов из коровых, гибридных и мантийных пород.

Для оптимизации предлагаемой методики морфологической и микроанатомической типизации циркона, как индикатора питающих провинций, выбран наиболее изученный с геологической точки зрения объект – Бешпагирское редкометалльно-титановое россыпное месторождение, входящее в состав Ставропольского россыпного района. Данный россыпной район приурочен к одноименному своду, разделяющему Терский и Кубанский прогибы в области Скифской эпигерцинской плиты.

В палеогеографическом отношении Ставропольские россыпи располагаются у южного края субширотного пролива средне- верхнесарматского бассейна, который

отделял Русскую плиту от островной суши начавшего активно воздыматься Большого Кавказа. Позиция россыпей внутри Ставропольского свода (Рис. 1) позволяет предположить существование регрессивной серии береговых линий, огибавших осевую часть свода и фиксировавших фазы стабилизации уровня моря средне- верхнесарматского палеобассейна (Патык-Кара, 2008; Кременецкий, Веремеева и др., 2006; Бойко, 2004). Удастся выделить, по крайней мере, четыре таких линии, к южной из которых приурочено Бешпагирское месторождение, а к двум северным (наиболее поздним) – Камбулакское месторождение, Грачевский и Ташлинский участки (Рудянов, 2001).

Рудная залежь приурочена к бешпагирской свите верхнесарматского возраста, сложенной толщей тонкозернистых песков с редкими линзами и прослоями кварцевых песчаников на карбонатном цементе и маломощными прослоями глин и глинистых песков. В тяжелой фракции присутствуют ильменит (40,1%), лейкоксен (10,9%), рутил (13,0%), циркон (10,7%), а также хромит, магнетит, гранат, эпидот, ставролит, кианит, силлиманит, монацит. Основные рудные минералы сосредоточены в узком granulometрическом классе  $-0.1+0.044$  мм.

## Методика морфологической и микроанатомической типизации циркона Ставропольских редкометалльно-титановых россыпей

Кристаллы циркона, сохранившие элементы огранки, изучены с помощью широко используемой типологиче-

ской диаграммы J.P. Phipps (1980). В данной диаграмме кристаллы циркона классифицируются в соответствии с развитием в ограничении индивида призматических {100} и {110} и пирамидальных {211} и {101} форм. J.P. Phipps связал относительное развитие призматических граней, главным образом, с температурой кристаллизации, тогда как развитие пирамидальных граней – с химизмом среды раскристаллизации расплава. Он обратил внимание на то, что типологические параметры популяции циркона могут использоваться для описания эволюции магматической системы и предложил несколько генетических интерпретаций диаграммы, адаптированных для изучения кристаллов циркона не только гранитного плутонического происхождения, но и для циркона эффузивных и метаморфических пород.

При морфологической типизации циркона из осадочных пород необходимо учитывать дополнительные признаки строения кристалла, позволяющие пусть и условно выделить их основные генетические разновидности. Одним из таких признаков является величина коэффициента удлинения кристалла (КУ). Величина КУ связана в первую очередь со скоростью роста кристалла циркона, а также с особенностями химизма и генезиса породы, включающей этот минерал. Многими исследователями отмечено, что КУ интрузивных гранитов часто колеблется от 2 до 3, КУ 3-4 и выше характерен для вулканического циркона, КУ интрузивных кристаллов циркона среднего и более основного субстрата – 1,5-2,

а метаморфического циркона – 1-1,5 (Ляхович, 1979).

При изучении окатанных зерен циркона в россыпях, не сохранивших элементы огранки, КУ остается единственным морфологическим параметром, который необходимо использовать при генетической типизации этого минерала. В осадочных породах окатанные зерна циркона с КУ от 1 до 2 с равной степенью вероятности могут иметь метаморфическое, магматическое происхождение, либо являться окатанными осколками более крупных кристаллов. Поэтому использование КУ при изучении большей части окатанных зерен циркона целесообразно проводить в комплексе с катодолюминесцентными (СЛ) изображениями микроанатомического строения этих зерен. Этот метод, по сравнению с трудоемкими геохимическими методами, является наиболее доступным и достаточно эффективным при генетической типизации циркона из осадочных пород, где выявление доли основополагающего вклада вулканических, плутонических и метаморфических источников уже является важным результатом.

Рисунок зональности циркона отражает эволюцию среды кристаллизации каждого конкретного индивида и в режиме СЛ зависит от композиционных изменений Zr и Si и, что еще важнее, изменений Hf, P, Y, REE, U, Th – до порядка абсолютной величины для некоторых из этих элементов (Koppel, Sommerauer 1974; Benisek, Finger 1993, Hanchar, Rudnick 1995; Fowler et al., 2002, и многие другие исследования). Наряду с СЛ при исследованиях циркона широко применяется метод обратного электронного рас-

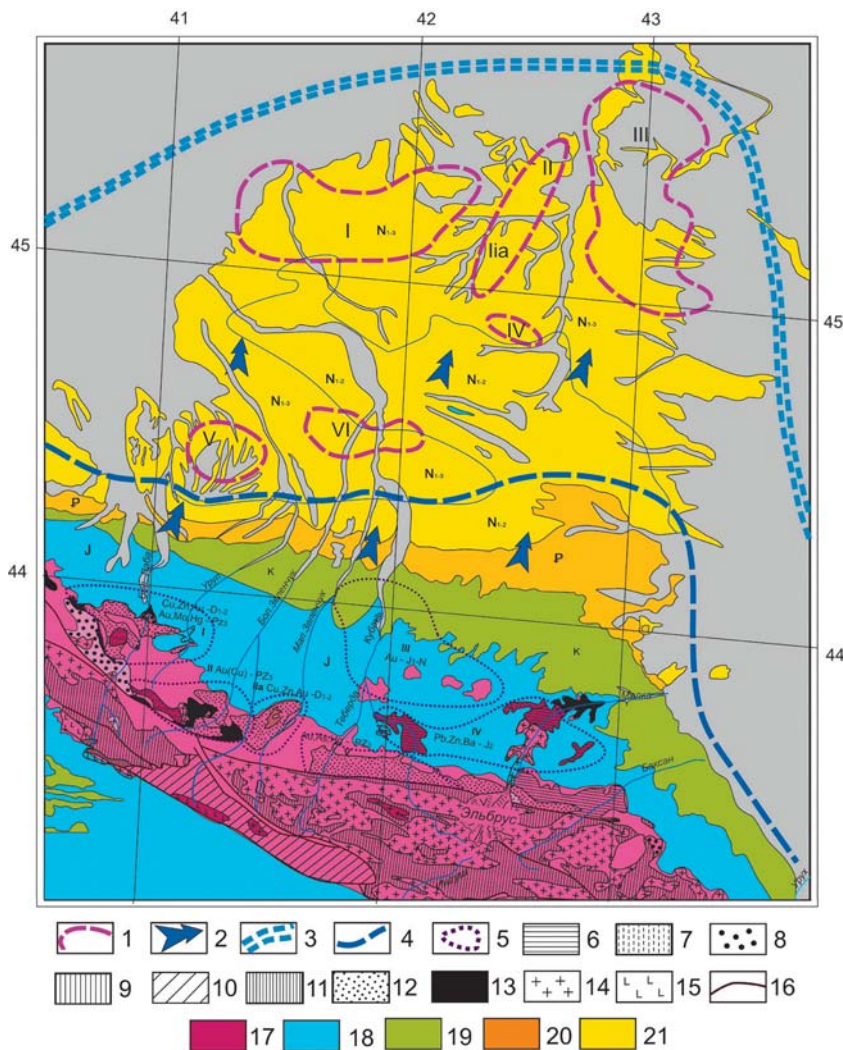


Рис. 1. Карта-схема геологического строения Ставропольского редкометально-титанового россыпного района с элементами палеогеографии средне-верхнесарматского времени (по Яцинину С.Б. и др., ФГУГП «Севкавгеология» 2004, Солнцу М.Л. (2000) с изменениями и дополнениями). 1 – Россыпные поля Ставропольского свода (I – Ташлинское, II – Беишагирское, III – Беишагирское месторождение, IV – Правобережное (Гофицкое, Камбулатское месторождения), V – Синюхинское, VI – Невинномыское); 2 – направление сноса терригенного материала; 3 – усредненное положение границы литолого-фациальных комплексов мелководной зоны; 4 – предполагаемое положение береговой линии средне-верхнесарматского бассейна; 5 – расположение рудных узлов в области сноса (I – Урупо-Лабинский и Андрюкский, II – Марухский, III – Маринский полигенно-полихронный, IV – Кубань-Тырзыльский, V – Кучкур-Кишкитский). Схема доальпийского основания Большого Кавказа: 6 – Бечасынская зона, Бечасынский метаморфический комплекс; 7,8 – метаморфические комплексы Передового хребта (7 – Ацгаринский, 8 – Блыбский и его аналоги); 9-11 – метаморфические комплексы Главного хребта (9 – Магерский и гнейс-мигматитовый, неразделенные, 10 – Буульгенский и его аналоги, 11 – Лабинский); 12 – средне- и верхнепалеозойские неметаморфизованные комплексы Передового хребта; 13 – офиолиты; 14 – доальпийские гранитоиды; 15 – батские и более молодые гранитоиды; 16 – основные разломы. Площади развития отложений: 17 – доальпийского основания Большого Кавказа; 18 – юрской системы; 19 – меловой системы; 20 – палеогеновой системы; 21 – неогеновой системы.

сеяния (BSE). Элемент, главным образом отвечающий за изменения интенсивности BSE, это Hf с U, имеющем вторичный эффект (Hanchar and Miller, 1993). Оба метода выявляют аналогичные отличительные признаки строения кристаллов, однако яркие области в CL отображаются как темные в BSE и наоборот (Hanchar and Miller, 1993; Koschek, 1993). Благодаря большому диапазону интенсивности CL излучения и дополнительным изменениям в цвете, этот метод бывает более информативным. Он позволяет выявлять разные события роста кристалла, которые часто имеют характерные цвета CL излучения и дает возможность намечать участки с разным изотопным возрастом (Corfu, 2003).

Каждый текстурный сегмент циркона сохраняет конкретный период в истории существования этого минерала. Поэтому интерпретация CL изображений сама по себе является достаточно сложной задачей. При этом есть ряд «типоморфных» признаков зональности, которые можно уверенно использовать при петрогенетических реконструкциях – это сложная пятнистая и лоскутная зональность, волнистая зональность, присутствие ксеноморфных ядер, а также ширина и контрастность осцилляционной зональности роста, природа которых достаточно подробно раскрыта в «Атласе текстур циркона» Ф. Корфу (Corfu, 2003).

Эффективность использования в качестве индикаторов петрогенеза тандема таких параметров, как КУ и CL-микрoанатомия, наглядно отображена в данном исследовании. В случае петрогенетической типизации в различной степени окатанных кристаллов циркона из россыпей возможно выделение групп зерен со схожими условиями кристаллизации по значению КУ и выявление внутри этих групп зерен с «типоморфными» признаками и контрастно различными рисунками зональности.

**Результаты**

В Бешпагирской россыпи преобладают окатанные зерна циркона, не сохранившие элементы огранки (56% зерен). Поверхность большинства зерен гладкая, реже шероховатая, мелкоямчатая, в единичных случаях отмечены зерна неправильной формы (Рис. 2). На долю циркона, сохранившего кристаллографические очертания, с возможностью диагностировать морфотип с помощью диаграммы J.P. Purin (1980), приходится 44% изученных зерен. Поверхность кристаллов гладкая, часто со сколами тонких регенерационных кайм. В соответствии со значением КУ условно выделены следующие морфологические группы циркона с КУ 1-1,5 (11%), КУ 1,5-2,2 (49%), КУ более 2,2 (25%), осколки (15%).

В группе с КУ 1-1,5 преобладают окатанные зерна (Рис. 1. 8-10). Микрoанатомические рисунки окатанных зерен циркона (Рис. 3) отличаются следующими типоморфными признаками: сложная пятнистая зональность (50%), преобразованная первично-магматическая ростовая

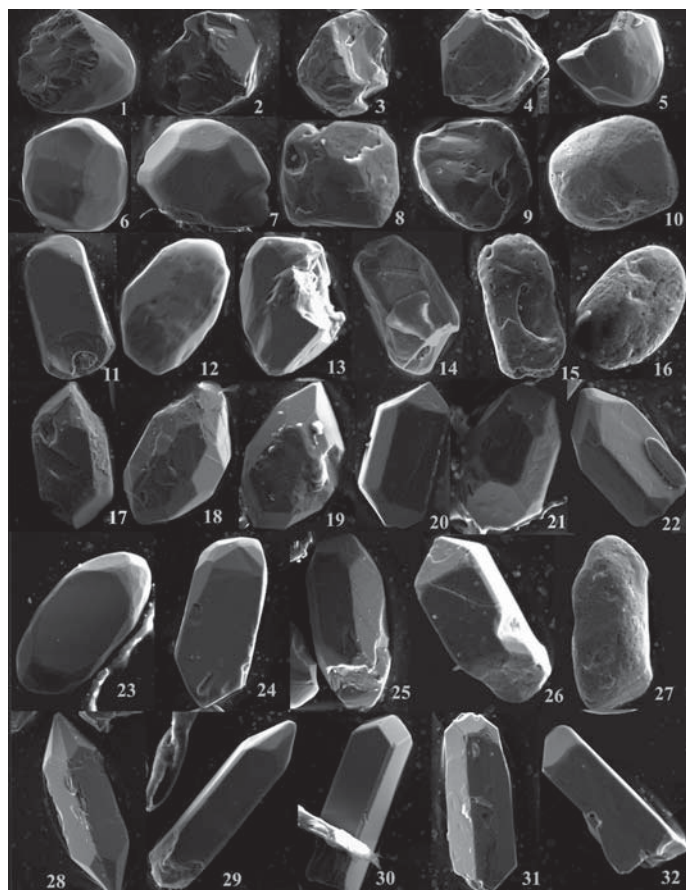


Рис. 2. Морфологические особенности зерен циркона Бешпагирского месторождения редкометалльно-титановых россыпей (размер зерен 0,1 – 0,063 мм). 1-5 – осколки; 6-10 – КУ 1-1,5 (зерна 6-S<sub>14</sub> и 7-S<sub>8</sub> с элементами огранки); 11-22 – КУ 1,5-2,2 (зерна 11-13 с гладкой поверхностью, 14-16 – зерна с неровной и мелкоямчатой поверхностью, зерна 17-21 с элементами огранки); 23-32 – КУ более 2,2 (зерна 23-26, 28-32 с элементами огранки, зерно 27 с неровной мелкоямчатой поверхностью).

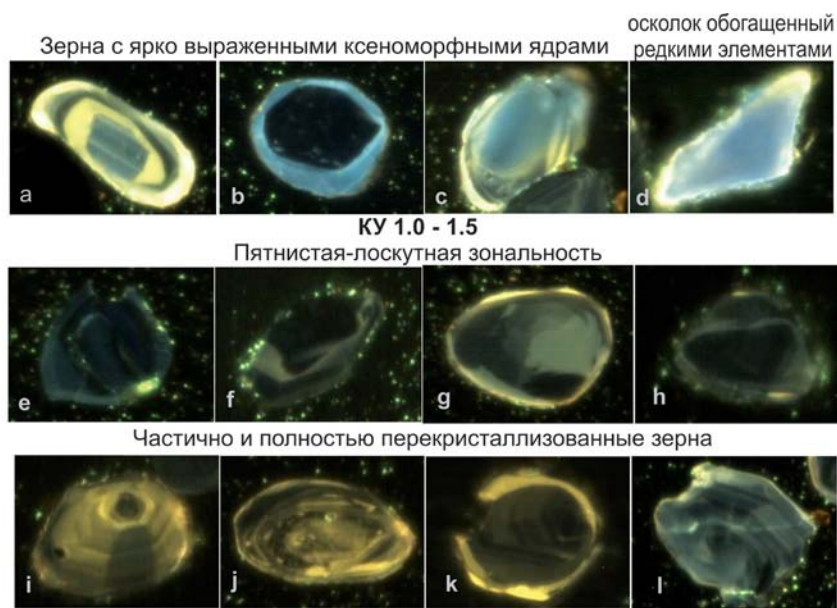


Рис. 3. CL-изображения полированных зерен циркона Бешпагирского месторождения (размер зерен 0,1-0,071 мм). Зерна f, l – осколки, отнесенные к данной морфологической группе по рисунку зональности. Зерно j, относится к группе с КУ 1,5-2,2 и приведено в качестве примера частичной перекристаллизации зерна.

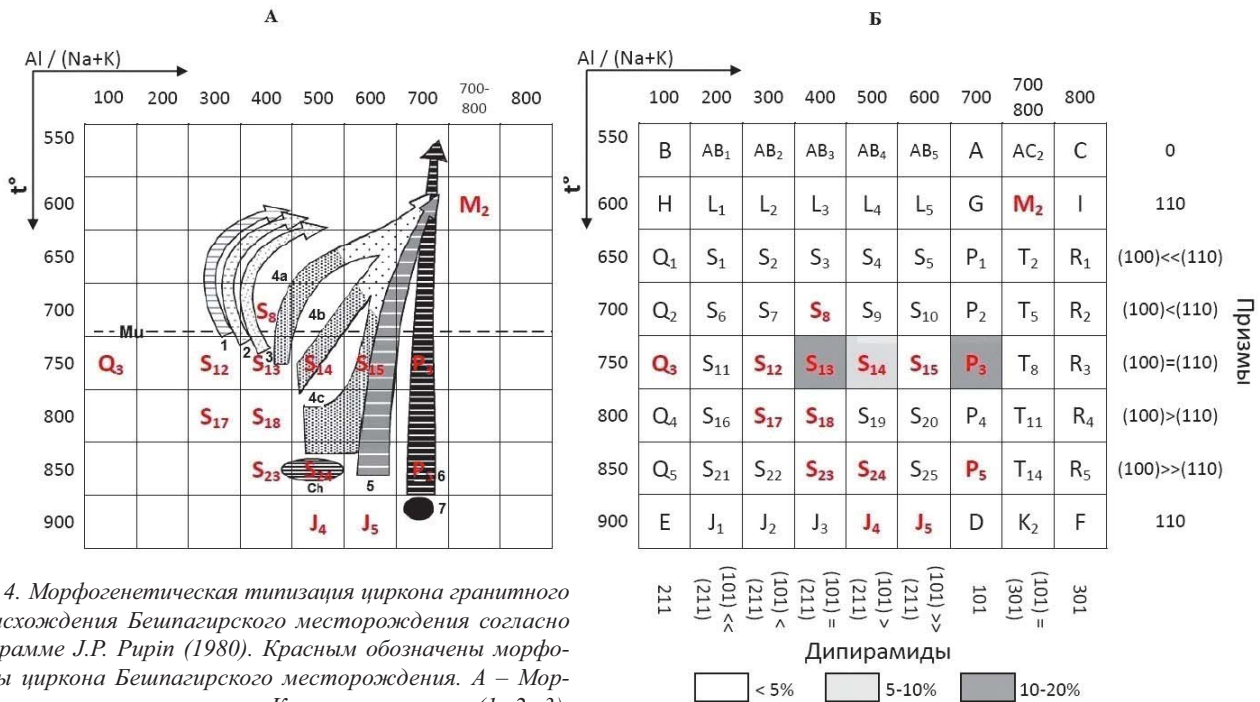


Рис. 4. Морфогенетическая типизация циркона гранитного происхождения Бешпагирского месторождения согласно диаграмме J.P. Pirip (1980). Красным обозначены морфотипы циркона Бешпагирского месторождения. А – Морфогенетическая типизация: Коровые граниты (1, 2, 3). Гибридные граниты корового +мантийного происхождения: 4 (а, b, с) – карбонатно-щелочные серии (темное поле-гранодиориты и монцограниты, светлое поле – монцограниты и щелочные граниты), 5 – субщелочные серии. Мантийные граниты: 6 – щелочные серии; 7 – толеитовые серии. Ch – магматические чарнокиты. Б – Статистика встречаемости морфологических типов циркона Бешпагирского месторождения с КУ 1,0-2,2.

зональность (40%), присутствие ксеноморфного ядра и регенерационной каймы (2%), окатанные осколки крупных кристаллов (5%).

Среди сохранившихся кристаллов с КУ 1-1,5 (3%), диагностируемых с помощью типологической диаграммы (Рис. 4), выделяется циркон морфотипов S<sub>8</sub> и S<sub>14</sub> (Рис. 2. 6-7), характерный для гранодиоритов и монцогранитов карбонатно-щелочной серии (S-граниты). Микроанатомический рисунок таких зерен (Рис. 3i) сохраняет черты первичной ростовой зональности и имеет следы наложенных процессов преобразования (темные пятна и смазанность первичных секторов).

Перечисленные типоморфные признаки зональности циркона с КУ 1-1,5 свидетельствуют в пользу того, что 52% зерен этой группы имеют метаморфический генезис, а 43% зерен первично магматические со следами наложенного метаморфического воздействия различной степени.

В группе с КУ 1,5-2,2 преобладают зерна, сохранившие облик кристаллов (65%). Среди установленных морфотипов кристаллов (Рис. 4) наибольшим распространением пользуются S<sub>13</sub> и S<sub>14</sub> (реже с S<sub>12</sub> и S<sub>8</sub>), характерные для S-гранитов карбонатно-щелочной серии, P<sub>3</sub> (с P<sub>5</sub>, J<sub>5</sub> и J<sub>4</sub> в подчиненном количестве), соответствующих I-гранитам щелочной и толеитовой серии. В незначительных количествах отмечены кристаллы циркона субщелочных гибридных гранитов (S<sub>15</sub>), магматических чарнокитовых зон (S<sub>24</sub>), трахеандезитов (S<sub>23</sub> и J<sub>4</sub>), тоналитов (S<sub>17</sub>, S<sub>18</sub>), щелочных гранитов (M<sub>2</sub>) и кислых гранитов (Q<sub>3</sub>).

Микроанатомические рисунки зональности кристаллов ростовые осцилляторные, затронутые в разной степени более поздними процессами изменения (Рис. 5). В 75% случаев отмечается умеренно равномерное размытие границ зональности. В 25% имеет место частичная перекристаллизация с появлением темных пятен и локально измененных участков кристаллов. В единичных случаях отмечены окатанные осколки кристаллов с анатомическими рисунками свойственными циркону с КУ более 2,2.

У окатанных зерен с КУ 1,5-2,2 (35%) отмечается шероховатая мелкоямчатая поверхность (Рис. 2. 11-16), а микроанато-

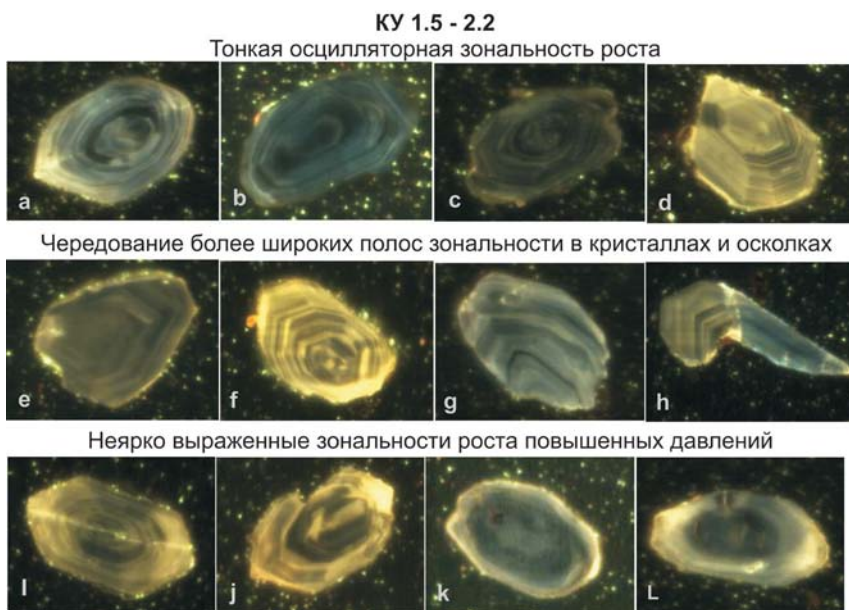


Рис. 5. CL-изображения полированных зерен циркона Бешпагирского месторождения (размер зерен 0,1-0,071 мм).

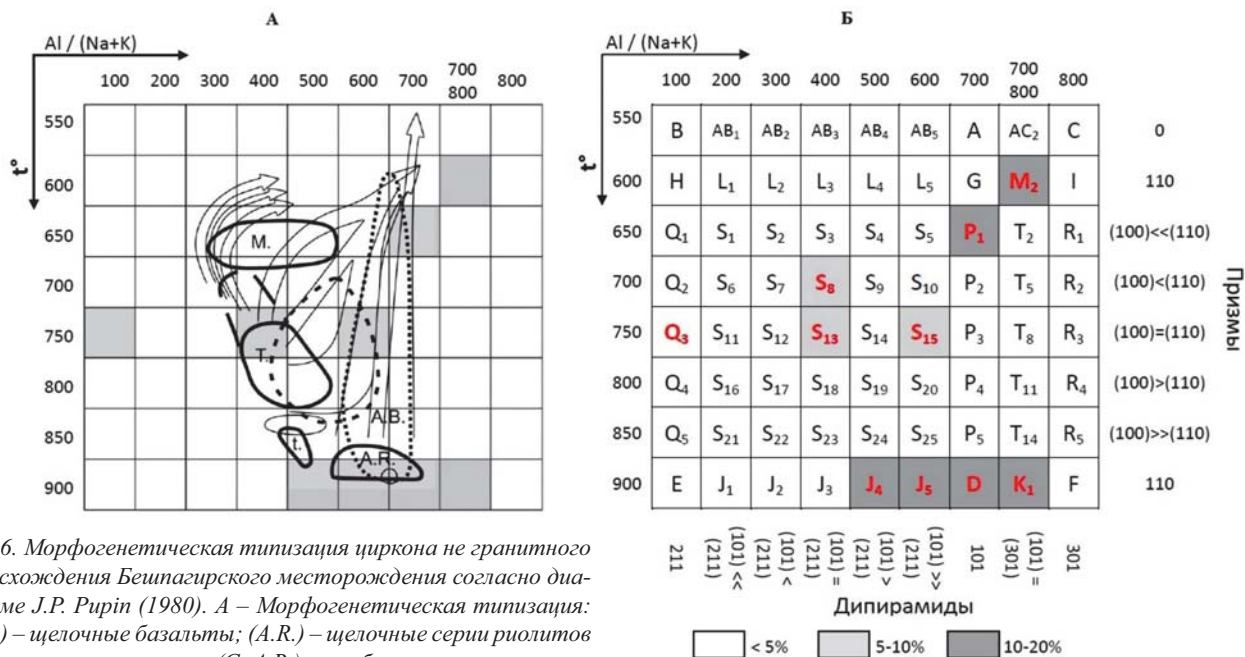


Рис. 6. Морфогенетическая типизация циркона не гранитного происхождения Бешпагирского месторождения согласно диаграмме J.P. Pirin (1980). А – Морфогенетическая типизация: (A.V.) – щелочные базальты; (A.R.) – щелочные серии риолитов анорогенных комплексов; (C. A.R.) – карбонатно-щелочные серии риолитов (орогенных); (M.) – мигматиты; (t.) – трахиандезиты; (T.) – тоналиты. Серым цветом обозначено местоположение типов циркона Бешпагирского месторождения с КУ более 2,2. Б – Статистика встречаемости морфологических типов циркона Бешпагирского месторождения с КУ более 2,2. Красным обозначены морфотипы циркона Бешпагирского месторождения.

мические рисунки носят признаки вторичных изменений ростовой зональности.

Из вышесказанного можно заключить, что группа зерен с КУ 1,5-2,2 имеет первично магматический генезис и состоит из кристаллов циркона S-гранитов известково-щелочной серии (70%), I-гранитов щелочной и толеитовой серии (27%) и гранитов переходных серий (3%). Зерна циркона всех типов имеют следы вторичных изменений магматической ростовой зональности различной степени интенсивности, а также тонкие регенерационные каймы, покрывающие поверхность кристаллов.

В группе зерен с КУ более 2,2 отмечены кристаллы с сохранившимися элементами огранки (60%), окатанные зерна (38%), удлинненно-призматические осколки (2%).

Среди морфологических типов распространены кристаллы с тетрагональными призмами {110} и дипирамидами {101} в сочетании с {211} и {301}, осложненных дополнительными элементами огранки, характерными для морфотипов J<sub>4</sub>-D-K (Рис. 2, зерна 26,

31, 32). Данный морфологический ряд, на наш взгляд, является эффузивным и согласно генетической диаграмме распределения циркона не гранитного ряда J.P. Pirin (1980) соответствует щелочной серии риолитов анорогенных комплексов (Рис. 6).

Вторым по распространенности является морфотип P<sub>1</sub> (Рис. 2. 30), соответствующий щелочным базальтам. К этому же типу можно отнести кристаллы циркона морфотипа M<sub>2</sub>. Наименьшим распространением в группе с КУ более 2 пользуются морфотипы S<sub>13</sub> и S<sub>15</sub> – известково-щелочных серий риолитов орогенных комплексов и морфотип Q<sub>3</sub>.

В группе зерен с КУ более 2,2 отчетливо выделяются кристаллы с перекристаллизованным ядром и с неясной зональностью (Рис. 7) из метаморфизованных пород (60%), с полосчатой зональностью возможно из вулканических пород среднего состава (40%).

Исследование циркона с помощью выборок по морфологическим и микроанатомическим типоморфным признакам позволило установить в Бешпагирской россыпи следующие типы описываемого минерала: метаморфогенный (5%), первично-магматический интрузивный (S-гранитов 55%, I-гранитов 15%), первично-магматический эффузивный (щелочных риолитов 15%, щелочных базальтов 10%). При этом 85 % изученных зерен циркона имеют следы вторичных изменений различной интенсивности, что может быть связано с метаморфизацией пород источника сноса.

Еще одной важной особенностью изученных зерен является отсутствие четко выраженных метаморфических регенерационных кайм, исключение составляют 4 зерна с контрастно выра-

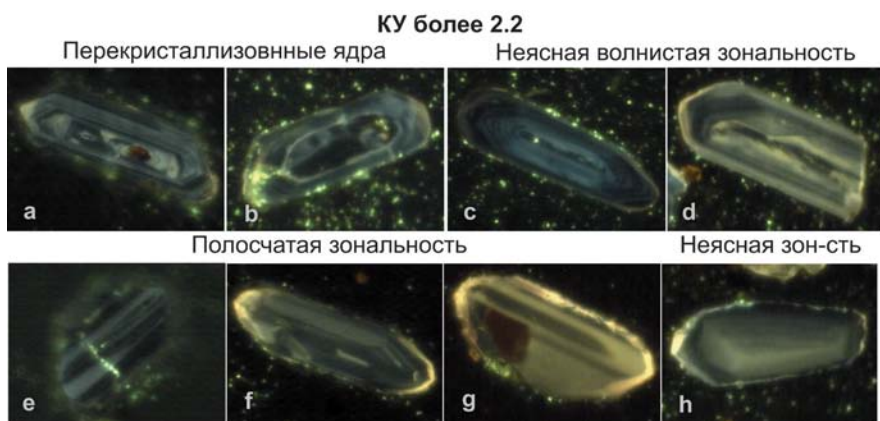


Рис. 7. Сl-изображения полированных зерен циркона Бешпагирского месторождения (размер зерен 0,1-0,071 мм). Зерно e – осколок, отнесенный к данной группе по рисунку зональности.

женными ксеноморфными ядрами и регенерационными каймами (Рис. 4. а-с, к). На поверхности 3 % зерен отмечены реликты тонких регенерационных кайм желтоватого цвета (Рис. 5. d, e; Рис. 7. d, f, g). Можно полагать, что часть зерен утратила регенерационные каймы в процессе транспортировки, о чем свидетельствуют сколы тонких кайм на поверхности кристаллов (Рис. 2. 8, 18, 26, 28).

U-Pb датирование метаморфогенных и регенерационных кайм циркона (SHRIMP II) Бешпагирского месторождения, осуществленное В.В. Кременецким с соавторами (2011), установило возраст регенерационных кайм в 310 млн. лет, что соответствует возрасту вариссийского метаморфизма на Кавказе. На Кавказ, как основной источник сноса терригенного материала при формировании Ставропольских неогеновых россыпей, указывают и палеогеографические реконструкции (Рис. 1). Это дает нам возможность условного сопоставления полученных данных с помощью петрогенетической типизации по циркону Бешпагира с теми условиями, в которых они могли быть сформированы на Кавказе.

### Обсуждение результатов

Основными критериями при определении источников сноса циркона явились температура кристаллизации и геохимическая принадлежность к гранитоидам S- и I-типа (Таблица). На Кавказе характер вариссийского гранитообразования четко коррелирует с типом коры: в пределах сиалической коры Бечасынской зоны и особенно Эльбрусской подзоны Главного хребта формировались S-граниты, в энсиматических зонах Передового хребта и Перевальной подзоны Главного хребта гранитоиды I- и IM-типа. В первом случае происходило переплавление сиалического метаосадочного материала, во втором – базитового. В обоих случаях контрастность составов подчеркивается и P-T условиями формирования метаморфических поясов этих зон: низкобарический-высокотемпературный в Главном хребте и высокобарический-среднетемпературный в Передовом (Большой Кавказ в альпийскую эпоху, 2007).

Анализ полученных данных указывает на преобладание в Бешпагирской россыпи среднетемпературного интрузивного циркона, тяготеющего к гранитам S-типа с признаками незначительных вторичных изменений. Граниты подобного типа широко развиты в зоне Главного хребта Кавказа, это син- и постметаморфические гранитоиды карбонатно-щелочной формации (Рис. 1).

Температуры кристаллизации данных гранитоидов оцениваются авторами (Сомин, 2000; Петрология..., 1991) в 700-750 °С. Еще одним источником циркона данного типа могут служить неравномерно метаморфизованные от биотитовой фации на севере до биотит-гранатовой фации на юге осадочные и вулканогенные образования карбонатно-щелочной серии Бечасынской зоны. К породам Бечасынского комплекса может быть отнесен и эффузивный циркон S-типа (Таблица).

В зоне Главного хребта широкое распространение имеет гнейс-мигматитовый метаморфический комплекс, с температурами близкими к гранулитовым. К породам этого комплекса могут быть отнесены зерна циркона с характерными метаморфическими микроанатомическими текстурами и высокотемпературный интрузивный циркон гранитов S-типа.

Вторым по распространенности в Бешпагирских россыпях является циркон I-гранитоидов. Его отличительной особенностью является развитие «гибридных» элементов огранки, свойственных сразу нескольким высокотемпературным морфотипам, а также повышение щелочности по мере остывания субстрата (Рис. 6). Выявленные особенности являются характерными для ассоциаций гранитоидов I-типа Передового хребта и Перевальной зоны Главного хребта (Рис. 1). Образование данных гранитоидов генетически связано с ранним этапом развития зоны субдукции в результате направленного изменения океанической коры и заключается в ее последовательном обогащении щелочами и смене магматизма толеитовой серии гранитоидными повышенной калиевой щелочности (Петрология..., 1991). Таким образом, источником высокотемпературного эффузивного и интрузивного циркона данного типа могли являться вулканы, генетически связанные с офиолитовыми ассоциациями Передового хребта, слагающими самостоятельную зону вариссийской структуры Большого Кавказа. Источником среднетемпературного циркона возможно были как глубинные, так и изверженные магматические расплавы повышенной щелочности, являющиеся продуктом переработки энсиматической коры. Это предположение может объяснить наличие ксеноморфных ядер и признаков вторичных изменений у некоторых зерен циркона с КУ более 2,2 (Рис. 7. а, b).

Без преувеличения можно отметить, что выявленные генетические типы циркона в общих чертах отражают картину геологической эволюции целого региона. Статистически, по преобладанию в россыпи того

или иного типа циркона, можно сделать вывод о вкладе той или иной структурной зоны Кавказа в качестве питающей провинции, при условии, что циркон как аксессуарный минерал содержится в этих породах в приблизительно равных концентрациях. Обращаясь к схематическому строению доальпийского основания Большого Кавказа (Рис. 1) можно условно выделить область сноса.

Исходя из того, что в изученных россыпях преобладает интрузивный циркон гранитов S-типа, можно полагать, что основной вклад в качестве источника сноса приходится на зону Главного хребта Большого Кавказа. В пределах этой зоны широким распространением

	Температура кристаллизации, С				Итого, %
	600-650	700-750	800-850	900	
<b>Метаморфогенный</b>	2,5	2,5	н.о.	н.о.	<b>5</b>
<b>Магматический интрузивный</b>					
S-типа	2,0	45,0	5,0	3,0	<b>55,0</b>
I-типа	н.о.	13,00	0,8	1,2	<b>15,0</b>
<b>Магматический эффузивный</b>					
S-типа	н.о.	2,0	н.о.	н.о.	<b>2</b>
I-типа	11,5	н.о.	н.о.	11,5	<b>23</b>
<b>Итого,%</b>	<b>16</b>	<b>62,5</b>	<b>5,8</b>	<b>15,7</b>	<b>100</b>

Табл. Петрогенетические типы циркона Бешпагирского месторождения редко-металльно-титановых россыпей согласно диаграмме Pirin (1980).

также пользуются выходы метаморфических пород гнейс-мигматитового комплекса, являющиеся по нашим оценкам источником метаморфогенного циркона, содержание которого в россыпи не велико (5 %). Обращаясь к схематическому строению выходов доальпийского основания Большого Кавказа (Рис. 1) можно обратить внимание, что породы гнейс-мигматитового метаморфического комплекса в большей части расположены в южной части этой зоны и могли являться площадью водосбора рек с южным направлением стока, в то время как бассейн россыпеобразования в средне-, верхнесарматское время располагался к северу от Большого Кавказа. Таким образом, породы этого комплекса, расположенные в южной части зоны Главного хребта не являлись в средне-верхнесарматское время источниками сноса для Ставропольских россыпей. В то время как в северной части площадь выходов метаморфических пород приблизительно соответствует доли метаморфогенного циркона в Бешпагирской россыпи.

Основными поставщиками обломочного материала с Кавказа могли являться палеореки с северным направлением стока, такие как палео-Малка (возможно палео-Баксан), палео-Кубань, палео-Теберда, палео-Зеленчуки. Руслу именно этих рек дренируют зону Главного хребта, сложенную магматическими и в меньшей степени высокотемпературными метаморфическими породами, зону Передового хребта с офиолитами и ассоциациями щелочных гранитоидов, и Бечасынскую зону с гранитами S- типа, различной степени метаморфического изменения. Площади выходов перечисленных структурных зон примерно соотносятся с долей циркона каждого генетического типа, определенного в Бешпагирской россыпи.

Участие стока палео-Лабы, дренирующей западную часть Главного хребта с преобладающим развитием гнейс-мигматитового метаморфического комплекса и примерно равную ей по площади выходов зону Передового хребта с метаморфическими комплексами и I-гранитоидами скорее всего не оказало существенного влияния на типовой состав циркона Бешпагирской россыпи, так как в продуктах ее стока должны присутствовать в примерно равных количествах циркон метаморфического генезиса и гранитов I-типа, при подчиненном участии циркона гранитов S-типа. Продуктами стока палео-Лабы скорее всего сложены россыпеобразования западной части Ставропольского россыпного района, такие как Синюхинское и, возможно, Невинномысское и Ташлинское (Рис. 1).

Безусловно, подобное сопоставление на данном этапе исследования носит гипотетический характер и требует изучения состава циркона на более тонком геохимическом уровне. Дальнейшие исследования позволят не только воспользоваться более надежными геотермометрами, но и с помощью спектров распределения редкоземельных элементов и набора микропримесей детализировать уже полученные результаты.

Результаты данного исследования дополняют и совпадают с данными, полученными при изучении рутила и гранатов Бешпагирского месторождения (Чефранова и др., 2015). Оптимизированная методика петрогенетической типизации циркона по морфологическим и микроанатомическим параметрам рекомендуется для применения на менее изученных россыпных объектах Таманского полу-

острова (Чефранова, Лаломов, 2013; Бойко, Коркошко, 2003), Ергеней и Дагестана (Мацапулин, Юсупов, 2009; Лаломов, Бочнева, 2006), составляющих неогеновый профиль Южно-Русской россыпной провинции.

## Финансирование

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ № 16-35-00180 мол\_а.

## Литература

- Бойко Н.И. Титан-циркониевые россыпи Ставрополя. *Литология и полезные ископаемые*. 2004. № 6. С. 523-530.
- Бойко Н.И., Коркошко А.В. Киммерийские титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова. *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 2007. № 1. С. 22-27.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Под ред. Ю.Г. Леонова. М: ГЕОС. 2007. 368 с.
- Кременецкий А.А., Веремеева Л.И., Архипова Н.А., Громалова Н.А. Экономическая модель рационального недропользования на примере Ставропольского Ti-Zr россыпного района. *Разведка и охрана недр*. 2006. № 9-10. С. 13-26.
- Кременецкий А.А., Громалова Н.А., Белоусова Е., Веремеева Л.И. Изотопно-геохимические особенности новообразованных кайм цирконов - критерий идентификации источников питания Ti-Zr россыпей. *Геология рудных месторождений*. 2011. № 6. С. 516-537.
- Лаломов А.В., Бочнева А.А. Предварительные результаты опробования чокрак-караганских отложений Дагестана и перспективы титан-циркониевой металлоносности. *Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН*. 2006. С. 47-48.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М: Недра. 1979. 296 с.
- Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И. Первые находки терригенного золота, платины в миоценовых отложениях Восточного Кавказа (Дагестан). *Доклады академии наук*. 2009. Т. 424. С. 792-795.
- Патык-Кара Н.Г. Минерагенция россыпей: типы россыпных провинций. М: ИГЕМ РАН. 2008. 528 с.
- Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. Под ред. Шенгелия Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. М: Наука. 1991. 232 с.
- Рудянов И. Ф. Условия формирования титан-циркониевых россыпей Ставропольского россыпного района. Проблемы геологии и геоэкологии Южнороссийского региона. Новочеркасск: Набл. 2001. С. 159-169.
- Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Каказа. *Доклады Академии наук*. 2000. Т. 375. № 5. С. 662.
- Чефранова А.В., Лаломов А.В., Борисовский С.Б., Григорьева А.В., Чефранов Р.М., Бочнева А.В. Геохимические особенности типоморфных метаморфических минералов Бешпагирского месторождения редкометалльно-титановых россыпей. *Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук*. 2015. № 10 (81). С. 46-52.
- Чефранова А.В., Лаломов А.В. Питающие провинции позднеплиоценовых редкометалльно-титановых россыпей Таманского полуострова. *Геология рудных месторождений*. 2013. Т. 55. № 1. С. 68.
- Benisek A., Finger F. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study. *Contrib Mineral Petrol*. 1993. 114. Pp. 441-451.
- Corfu F., Hanchar J., Hoskin P.W.O. and Kinny P. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. 53. Pp. 469-500.
- Fowler A, Prokoph A, Stern R, Dupuis C. Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kirawa, Quebec, Canada. *Geochim Cosmochim Acta*. 2002. 66. Pp. 311-328.
- Hanchar JM, Miller CF. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol*. 1993. 110. Pp. 1-13
- Hanchar JM, Rudnick RL. Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and ackscattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*. 1995. 36. Pp. 289-303.
- Koppel V, Sommerauer J. Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contrib Mineral Petrol*. 1974. 43. Pp. 71-82.
- Koschek G. Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon. *J Micros*. 1993. 171. Pp. 223-232.
- Pupin J.P. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol*. 1980. 73. Pp. 207-220.

## Сведения об авторах

*Чефранова Анна Викторовна* – кандидат геол.-мин. наук, научный сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Россия, 119017, Москва, пер. Старомонетный 35  
Тел: +7(499)230-84-27, e-mail: achefra@mail.ru

*Чефранов Роман Михайлович* – кандидат геол.-мин. наук, научный сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Россия, 119017, Москва, пер. Старомонетный 35

Статья поступила в редакцию 15.06.2016

# Classification on Morphological and Microanatomical Features of Zircon from Beshpagirsky Field of Rare Metal-Titanium Placers

*A.V. Chefranova, R.M. Chefranov*

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

**Abstract:** Such parameters as crystal shape, elongation factor and cathodoluminescent image zoning used as petrogenesis indicators helped us to establish the following types of zircon from Beshpagirsky field: metamorphic (5%), primary magmatic intrusive (S-granites of carbonate-alkaline series 55%, I-granites of tholeiitic and alkalic series 15%), primary magmatic effusive (alkaline rhyolite 15%, alkaline basalts 10%). At the same time 85% of the studied zircon grains show signs of secondary changes of varying intensity, which may be due to metamorphism of the rocks from the source area. The first acquaintance with the morphology and microanatomy of zircon from rare metal-titanium placers of Stavropol shows the effectiveness of the chosen method as evidenced by the high incidence of 'typomorphic' zoning for each morphological group. Genetic types of zircon allocated using this method were compared with indigenous species from source areas located in the Greater Caucasus, thus confirming paleogeographic reconstructions made earlier, but also we used their quantitative proportion for specification and contouring of distributive province.

**Keywords:** zircon, morphological classification, cathodoluminescent microanatomy, types of zoning, distributive province

## Acknowledgements

The authors acknowledge support by the Russian Fundamental Research Fund (Grant No. 16-35-00180 mol\_a).

## References

- Alpine History of the Great Caucasus. Ed. Yu.G. Leonov. Moscow: GEOS. 2007. 368 p. (In Russ.)
- Boiko N.I. Titanium-zirconium placers of Stavropol region. Lithology and Mineral Resources. 2004. No. 6. Pp. 523-529 (In Russ.)
- Boiko N.I., Korkoshko A.V. Kimmerian titanium-zirconium placers of Tamansky Peninsula. *Izvestiya VUZ. Geologia I Razvedka = News of the Institutions of Higher Learning, Geology and Prospecting*. 2007. No. 1. Pp. 22-27.
- Benisek A., Finger F. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study. *Contrib Mineral Petrol*. 1993. 114. Pp. 441-451.
- Corfu F., Hanchar J., Hoskin P.W.O. and Kinny P. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. 53. Pp. 469-500.
- Chefranova A.V., Lalomov A.V., Borisovsky S.B., Grigorieva A.V., Chefranov R.M., Bochneva A.V. Geochemical features of the typomorphic metamorphic minerals of the Beshpagirskoe rare-metal-titanium placer deposit. *Actual problems of the human and natural sciences*. 2015. No. 10 (81). Pp. 46-52 (In Russ.)
- Chefranova A.V., Lalomov A.V. Provenance of late Pliocene rare-titanium placers in the Tamansky Peninsula. *Geology of Ore Deposits*. 2013. Vol. 55. Pp. 59-69 (In Russ.)
- Fowler A., Prokoph A., Stern R., Dupuis C. Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochim Cosmochim Acta*. 2002. 66. Pp. 311-328.
- Hanchar JM, Miller CF. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol*. 1993. 110. Pp. 1-13
- Hanchar JM, Rudnick RL. Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and backscattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*. 1995. 36. Pp. 289-303.

Kremenetsky A.A., Veremeeva L.I., Arhipova N.A., Gromalova N.A. Economic model of the rational subsoil use by the example of Stavropol Ti-Zr placer region. *Prospect and protection of mineral resources*. 2006. no. 9-10. Pp. 13-26. (In Russ.)

Kremenetsky A.A., Gromalova N.A., Veremeeva L.I., Belousova E. Isotopic and geochemical features of newly formed zircon rims as a criterion for identification of feeding source of Ti-Zr placers. *Geology of Ore Deposits*. 2011. Vol. 53. No. 6. Pp. 455-473. (In Russ.)

Koschek G. Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon. *J. Microsc.* 1993. 171. Pp. 223-232.

Koppel V., Sommerauer J. Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contrib Mineral Petrol*. 1974. 43. Pp. 71-82.

Lalomov A.V., Bochneva A.A. Preliminary results of sampling of chokrak-karagan deposits of Dagestan and perspectives of the titanium-zirconium metal potential. *Proc. Institute of geology of Dagestan scientific center RAS*. 2006. Pp. 47-48. (In Russ.)

Lyahovich V.V. Rock accessory minerals. Moscow: Nedra. 1979. 296 p. (In Russ.)

Matsapulin V.U., Yusupov A.R., Cherkashin V.I. First occurrences of terrigenous gold and platinum in the Miocene sediments of the eastern Caucasus, Dagestan. *Doklady Akademii Nauk* [Proc. of the Academy of Sciences]. 2009. Vol. 425. No. 2. Pp. 223-225 (In Russ.)

Patyk-Kara N.G. Minerageny of placers: types of placer bearing provinces. Moscow: IGEM RAS. 2008. 528 p. (In Russ.)

Petrology of the metamorphic complexes of the Greater Caucasus. Ed. Shengelia D.M., Korikovskiy S.P., Chichinadze G.L. et al. Moscow: Nauka. 1991. 232 p. (In Russ.)

Pupin J.P. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol*. 1980. 73. Pp. 207-220.

Rudyaynov I.F. Conditions of formation of titanium-zirconium placers of Stavropol placer region. Problems of geology and geoecology of South-Russian region. Novochechensk: Nabla. 2001. Pp. 159-169 (In Russ.)

Somin M.L. Structure of axial zones in the Central Caucasus. *Doklady Akademii Nauk* [Proc. of the Academy of Sciences]. 2000. Vol. 375A. Pp. 1371-1374 (In Russ.)

**For citation:** Chefranova A.V., Chefranov R.M. Classification on Morphological and Microanatomical Features of Zircon from Beshpagirsky Field of Rare Metal-Titanium Placers. *Georesursy = Georesources*. 2016. V. 18. No. 3. Part 2. Pp. 228-235. DOI: 10.18599/grs.18.3.14

## Information about authors

*Anna V. Chefranova* – PhD (Geol. and Min.), research fellow, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (IGEM RAS)

Russia, 119017, Moscow, Staromonetny st. 35  
Phone: +7(499) 230-84-27, e-mail: achefra@mail.ru

*Roman M. Chefranov* – PhD (Geol. and Min.), research fellow, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (IGEM RAS)

Russia, 119017, Moscow, Staromonetny st. 35

Manuscript received June 15, 2016