

УДК 553.3 (470.5)

СПЕЦИФИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮВЕЛИРНОГО БЕРИЛЛА КАК ОСНОВА ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОГО КОМПЛЕКСА

© 2011 г. А. Ю. Кисин*, М. П. Попов*, С. В. Комащенко**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: kissin@igg.uran.ru

**Российский университет дружбы народов
117198, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 15
E-mail: sveta_komashenko@inbox.ru

Поступила в редакцию 03.03.2011 г.

Минерал берилл используется промышленностью в двух видах: рудный берилл и ювелирный берилл, что обуславливает совершенно разные требования к сырью. Это позволяет рассматривать их как различные полезные ископаемые. Прогнозно-поисковые признаки и критерии разработаны только для месторождений рудного берилла. В статье предлагаются прогнозно-поисковые признаки и критерии для месторождений ювелирного берилла, в которых учтена специфика генезиса ювелирных бериллов разных типов.

Ключевые слова: Урал, пегматиты, грейзены, самоцветы.

ВВЕДЕНИЕ

Берилл – основной рудный минерал бериллия, имеющего стратегическое значение для промышленности и обороноспособности страны. По этой причине, основные вопросы, связанные с генезисом берилла и его месторождениями, изучены достаточно хорошо. Разработанные в середине прошлого столетия поисковые признаки и критерии месторождений берилла показали высокую эффективность и выдержали испытания временем. Хорошо известны и ювелирные разновидности берилла (изумруд, аквамарин, гелиодор, морганит и др.), популярность которых не снижается на протяжении многих веков. Цены на них стабильно высокие и имеют тенденцию дальнейшего роста. Повышенный спрос стимулировал бурное развитие технологического синтеза и облагораживания основных ювелирных разновидностей берилла, что еще больше подняло интерес к природным камням. Ювелирные бериллы резко отличаются от рудного берилла условиями нахождения, стоимостью, способами разведки и добычи, кондициям и т.п. Это уже совсем другое полезное ископаемое. Поэтому разработанные ранее поисковые признаки и критерии месторождений **рудного берилла** нуждаются в усовершенствовании и дополнении, с учетом специфики месторождений **ювелирного сырья**, что и определяет актуальность исследований. Кроме того, проблема поисков и прогноза месторождений ювелирного берилла в России усугубляется почти полным сворачиванием государственных программ по приросту запасов минерального сырья. В связи с этим, те-

оретические основы прогнозирования месторождений приобретают особую актуальность.

Месторождения ювелирного берилла известны на всех континентах. Наибольшей изученностью характеризуются месторождения изумрудов в Колумбии, России, Бразилии, Индии, Афганистане, Пакистане, на Мадагаскаре и в странах Африки. Меньше изучены месторождения аквамарина, гелиодора и морганита, (Бразилия, США, о. Мадагаскар, Афганистан, Россия, Украина и др.). Согласно промышленно-генетической классификации [12], все ювелирные разновидности берилла в промышленных количествах встречаются в *гранитных пегматитах* и *грейзенах*. Поэтому ниже рассматриваются пегматитовые и грейзеновые, преимущественно уральские месторождения ювелирного берилла.

Научная литература по пегматитам и грейzenам, в т.ч. с драгоценными камнями, весьма обширна и многогранна. Среди отечественных геологов большую известность в этой области получили исследования А.Е. Ферсмана, А.И. Гинзбурга, Л.Н. Россовского, А.С. Таланцева, Б.М. Шмакина, В.Е. Загорского, В.М. Смертенко, Е.Я. Киевленко, К.А. Власова, Ф.Ф. Золотухина, И.И., Куприяновой, Е.И. Кукуковой, В.И. Жернакова и др.

Существует несколько классификаций пегматитов, основанных на тех или иных признаках. В нашей стране большой популярностью пользуется классификация, предложенная А.И. Гинзбургом и др. [4], основанная на признаках глубины формирования пегматитов. Они выделяют 4 формации пегматитов (от малоуглубинных к глубинным):

1) *хрусталеносные*, 2) *редкометальные*, 3) *слюдоносные* и 4) *пегматиты весьма больших глубин (редкоземельные)*. Промысленно-генетическую классификацию месторождений ювелирного берилла, основанную на факторе глубины формирования, разработали во Всесоюзном Шестом Производственном объединении (позднее ВПО “Союзкварцсамоцветы”) Мингео СССР [9–12, 19]. Однако глубину формирования пегматитов и месторождений ювелирного берилла в этих классификациях не следует принимать буквально. Они скорее отражают количество, состав и эволюцию летучих компонентов в гранитном расплаве, что хорошо видно на пегматитовых полях восточного склона Урала.

Ювелирные разности бериллов встречаются в пегматитах первых трех типов, но чаще всего – в редкометальных. Важнейшими геммологическими характеристиками ювелирных камней являются высокая прозрачность достаточно крупных участков кристаллов, отсутствие (или присутствие в небольших количествах) мелких включений и трещин, равномерность окраски и т.п. Ювелирные бериллы с подобными характеристиками синтезируют в автоклавах, отличающихся длительной стабильностью условий минералообразования. Такие условия иногда возникают и в природе, при кристаллизации минералов в полостях. Минерализованные полости, иногда с бериллом, обязательны для хрусталеносных (камерных) пегматитов; реже полости встречаются в редкометальных пегматитах (в этом случае называемых миароловыми). А.И. Гинзбург и др. [4] относят их также к *субформации редкометальных пегматитов с драгоценными камнями*.

По представлениям цитируемых исследователей, *хрусталеносные* пегматиты всегда связаны с постскладчатыми гранитоидными интрузиями (в качестве примеров называются пегматиты Украины и Казахстана); *редкометальные* пегматиты считаются посторогенными образованиями (Урал, Аппалачи, Памир и др.), а *слюдоносные* пегматиты отнесены к синорогенным (например, Мамские). С позиций господствующей в настоящее время геодинамической концепции, эти представления нуждаются в уточнении.

На генезис пегматитов к настоящему времени сложилось три основных точки зрения [4]:

1) как результат кристаллизации остаточных расплавов анхизвтектического состава, возникающих на конечных этапах становления гранитных массивов; пегматиты образуются в условиях замкнутой системы (природный автоклав), без существенного привноса вещества;

2) как результат перекристаллизации жильных гранитов под воздействием восходящих глубинных гидротермальных растворов;

3) как метаморфогенные образования, возникающие в результате ультраметаморфизма и метаморфической дифференциации.

Накопленный к настоящему времени фактический материал показывает, что все эти три точки зрения являются вполне объективными. В то же время, пегматиты разного генезиса кардинально различаются по минерагении. Представляется, что месторождения ювелирных бериллов могут быть связаны с пегматитами только первого варианта.

СВЕТЛИНСКОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ

Пегматитовый процесс исследователи обычно рассматривают в связи с гранитоидным магматизмом, орогенезом или основными фазами складчатости. Ниже, на примере Светлинского пегматитового поля, в рамках современной геодинамической концепции, рассматривается относительное время образования миароловых редкометальных пегматитов с драгоценными камнями. Данное пегматитовое поле расположено в Кочкарском антиклинории на восточном склоне Южного Урала. Геология антиклинория изучена достаточно хорошо, поскольку он богат различными полезными ископаемыми [2, 8, 13–15, 18, 20, 23 и др.]. В строении антиклинория принимают участие гранито-гнейсовые массивы, слагающие ядра куполовидных структур, явившихся центрами зонального динамотермального метаморфизма (рис. 1). Около- и межкупольное пространство сложено метаморфическими породами (кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами) с многочисленными дайками гранитоидов и пегматитов. В краевых частях антиклинория распространены известняки с *визейской* фауной, что является надежным возрастным репером.

Одним из авторов [13] здесь выделено три типа мраморов: 1) кальцитовый (преобладает), 2) Mg-кальцитовый (с рубинами) рассланцованный, и 3) метасоматический доломит-кальцитовый (с красной шпинелью) массивный. Мрамор 1 типа разбит трещинами кливажа субвертикального падения, которые контролируют участки мраморов других типов. На отдельных участках антиклинория доказывалось образование рубиноносных мраморов по органогенным визейским мраморам, что однозначно указывает на поствизейское время мраморизации [13, 14].

Установлено, что дайки гранитоидов и пегматитов секут мраморы всех трех типов без образования зон перекристаллизации и закалки, что указывает на высокую температуру среды во время внедрения гранитного расплава. На участках рассланцованного мрамора 2 типа – дайки массивные; а на участках массивного мрамора 3 типа – напротив, они сильно тектонизированные, с многочисленными зеркалами скольжения.

Таким образом, геологическими данными устанавливается весьма узкий отрезок времени внедрения гранитных даек и пегматитов в мраморную толщу: после образования Mg-кальцитового мрамора,

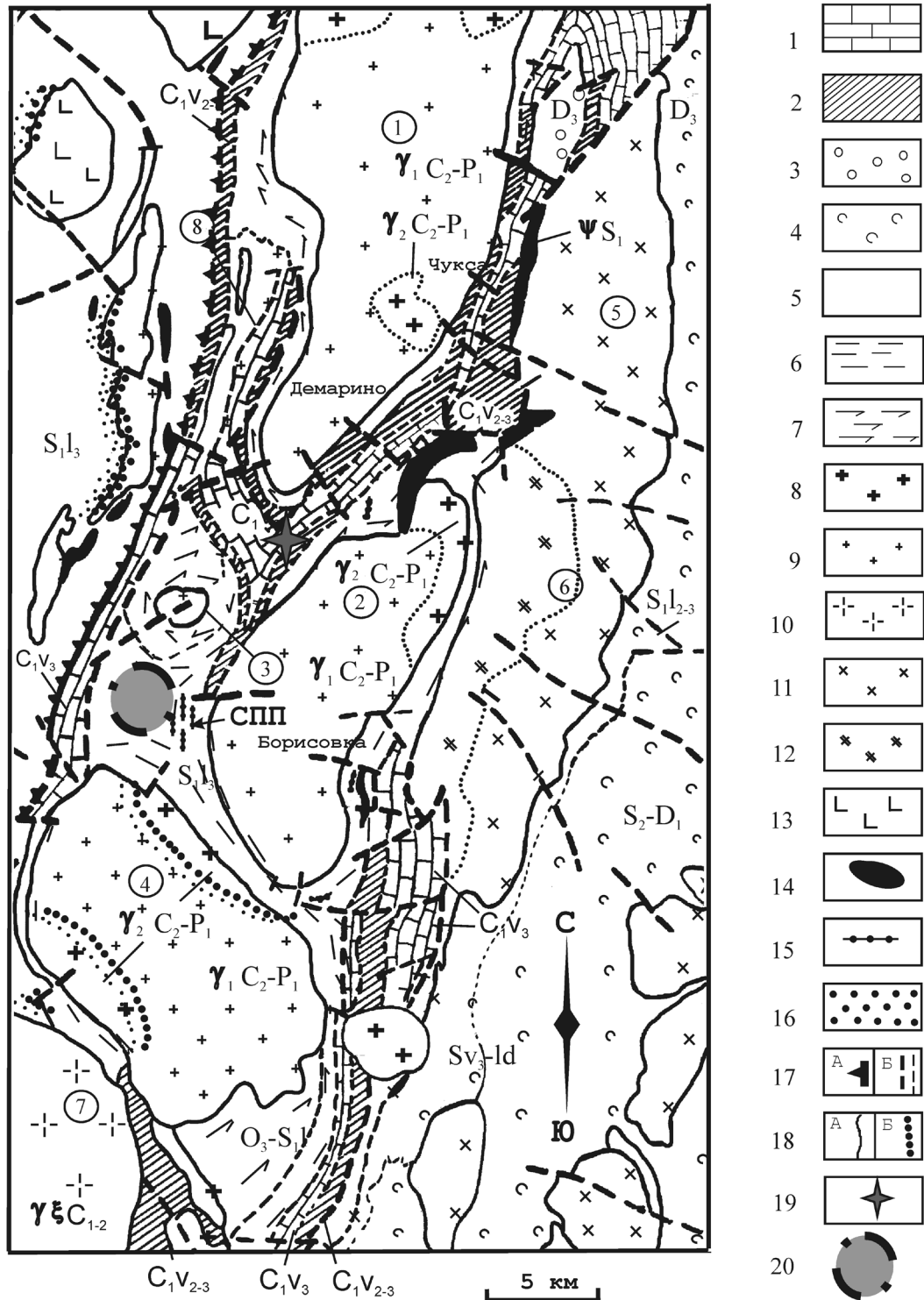


Рис. 1. Схематическая геологическая карта домезозойских образований Кочкарского метаморфического комплекса.

1 — мраморы, мраморизованные известняки (C_1V_3); 2 — алевролиты, филлиты, известняки ($C_1V_{2,3}$); 3 — порфиры базальтовые и андезит-базальтовые (D_3); 4 — туфиты, туфопесчаники, сланцы биотит-амфибол-полевошпатовые (S_2-D_1); туфы, порфиры липарит-дацитовые ($S_{1,2,3}$); 5 — алевролиты, гравелиты, туфы базальтового состава (S_1); 6 — кристаллические сланцы, иногда с кианитом, силлиманитом, ставролитом (S_1); 7 — гнейсы, амфиболиты, сланцы углисто-кремнистые (O_3-S_1); 8 — граниты двуслюдяные ($\gamma_2C_3-P_1$); 9 — граниты биотитовые, лейкократовые ($\gamma_1C_3-P_1$); 10 — сиениты, граносиениты, щелочные граниты ($\gamma_2C_{1,2}$); 11 — плагитограниты ($\gamma_2\delta D_3-C_1$); 12 — гранодиориты ($\gamma_1\delta D_3-C_1$); 13 — габбро (S_1); 14 — ультрабазиты серпентинизированные (ψS_1); 15 — пегматиты; 16 — контактовые рогики; 17 — надвиги (А), тектонические нарушения различных порядков (Б); 18 — геологические (А) и фациальные (Б) границы; 19 — Кучинское месторождение рубинов; 20 — Светлинская купольная структура. Цифры в кружках (массивы): 1 — Варламовский, 2 — Борисовский, 3 — Еремкинский, 4 — Санарский, 5 — Коелгинский, 6 — Пластовский, 7 — Степнинский, 8 — Котликовский. СПП — Светлинское пегматовое поле.

но до проявления магнезиального метасоматоза. Рассланцевание **Mg-кальцитового мрамора** объясняется условиями стрессовых напряжений *прогрессивного* этапа динамотермального метаморфизма, а образование доломит-кальцитового мрамора связывается с ранним регрессивным этапом, наступившим после снятия стрессовых напряжений [14, 15]. Следовательно, внедрение дайкового комплекса относится к поствизейскому времени, что полностью подтверждается данными их радиологических возрастов [2, 8, 18, 24, 25 и др.]. Таким образом, *время массового внедрения гранитных даек относится к границе прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма*. Время завершения позднепалеозойской уральской коллизии большинством исследователей отнесено к границе C_2 - P_1 . Низкая вязкость гранитного расплава обеспечивалась повышенным содержанием флюидов, что подтверждается результатами исследований Г.Б. Ферштатера и др. [24]. Отсутствие зон закалки объясняется высокими температурами среды в момент внедрения расплава, которые достигали 660–670°C [16].

Светлинское пегматитовое поле расположено между Светлинской (на западе) и Борисовской (на востоке) купольными структурами (рис. 1), что хорошо согласуется с представлениями других исследователей о структурном контроле редкометалльных миароловых пегматитов [4]. Первая из них небольшая, слабо эродированная. К ее апикальной части приурочено одноименное месторождение горного хрусталя, к настоящему времени полностью отработанного. Борисовская купольная структура 25 × 10 км сложена преимущественно гранито-гнейсами с многочисленными телами анатектических и жильных гранитов.

Ширина межкупольной структуры составляет около 2 км. Сложена она кристаллическими сланцами (преимущественно кварц-плагиоклаз-биотитовыми) и амфиболитами. Углы падения сланцеватости пород закономерно возрастают к центральной части структуры, вплоть до вертикальных, что характерно для всех межкупольных структур Кочкарского антиклинария. К центру межкупольной структуры уровень метаморфизма понижается до эпидот-амфиболитовой фации. Здесь картировано множество (более 20) гранитных даек, иногда содержащих тела пегматитов. Связь пегматитов с гранитоидами купольных структур достоверно не установлена, однако большинство даек тяготеет к Борисовской структуре. Относительно ее границы намечается и латеральная зональность дайкового комплекса (по мере удаления): биотитовые граниты–лейкократовые граниты–аплитовидные граниты с пегматитами.

Вблизи Светлинского купола известно гранит-пегматитовое тело № 4, представленное плитообразной дайкой лейкократовых гранитов, субмеридионального простирания, мощностью 1.5–3.0 м

и протяженностью около 1 км. Контакты дайки резкие прямолинейные с падением на запад (в сторону Светлинской купольной структуры) под углами 30–40°. Судя по морфологии контактов, дайка приурочена к крупной трещине скалывания, образовавшейся на восточном крыле купольной структуры в процессе ее роста. Все многочисленные линзовидные пегматитовые тела и гнезда этой дайки тяготеют к ее висячему боку (около 0.5–1 м от контакта). Пегматиты полно дифференцированные, миароловые с морионом, микроклином, альбитом, бериллом, лепидолитом, турмалином и др. В южной части дайка рассекается кварцевой жилкой с гнездами кристаллов дымчатого кварца. На расстоянии около 3 м от кварцевой жилы пегматиты в дайке отсутствуют полностью: трещина, выполненная кварцем, нарушила равновесие системы и спокойную кристаллизацию расплава, потерявшего здесь часть флюидов. Это наглядно показывает, какое большое значение имеют условия тектонического покоя для образования пегматитов с драгоценными камнями.

Гранит-пегматитовое тело № 2, расположено почти в центре межкупольной структуры и является приблизительно полной противоположностью тела № 4. Залегание дайки плащеобразное, крайне неровное (рис. 2). Мощность невыдержанная, около 10 м. Распределение пегматитов, минерализованных гнезд (миарол) и их минерализация **контролируются морфологией контактов дайки** [13, 15]. Есть гнезда с топазами, или с турмалинами (зеленый полихромный турмалин), или с аквамаринами; есть гнезда с гелиодорами и есть с гошеитами (бесцветный берилл), реже с воробьевитами (розовый берилл). Имеется также относительно крупное тело пегматитов, в которых кроме крупных кристаллов мусковита (до 30–40 см поперечником), другой полезной минерализации не обнаружено. Таким образом, дайка одна, химический состав ее не меняется, а минерализация пегматитов разная.

Суть такого контроля, на наш взгляд, заключается в следующем. Расплав лейкогранитов внедрился в разогретые породы, и температура его лишь незначительно превышала температуру среды (по Таланцеву [23]), внешняя зона мелкозернистого графического пегматита кристаллизовалась при $T \approx 575$ –650°C и давлении около 2.5 кбар). Этим обусловлено появление маломощных зон закалки (первые сантиметры). Возникновение зон закалки обусловило и появление первых трещин растяжения, субпараллельных плоскости контакта, к которым приурочены ранние прожилки пегматитов, мощностью до 10 мм, прослеживающиеся на десятки метров. Полезной минерализации они не содержат. Далее по времени идет медленная кристаллизация расплава с тенденцией накопления флюида в остаточной фазе. Здесь начинает функционировать эффект термостатирования, в результате которого расплав растворов накапливается на участках наиболее мед-

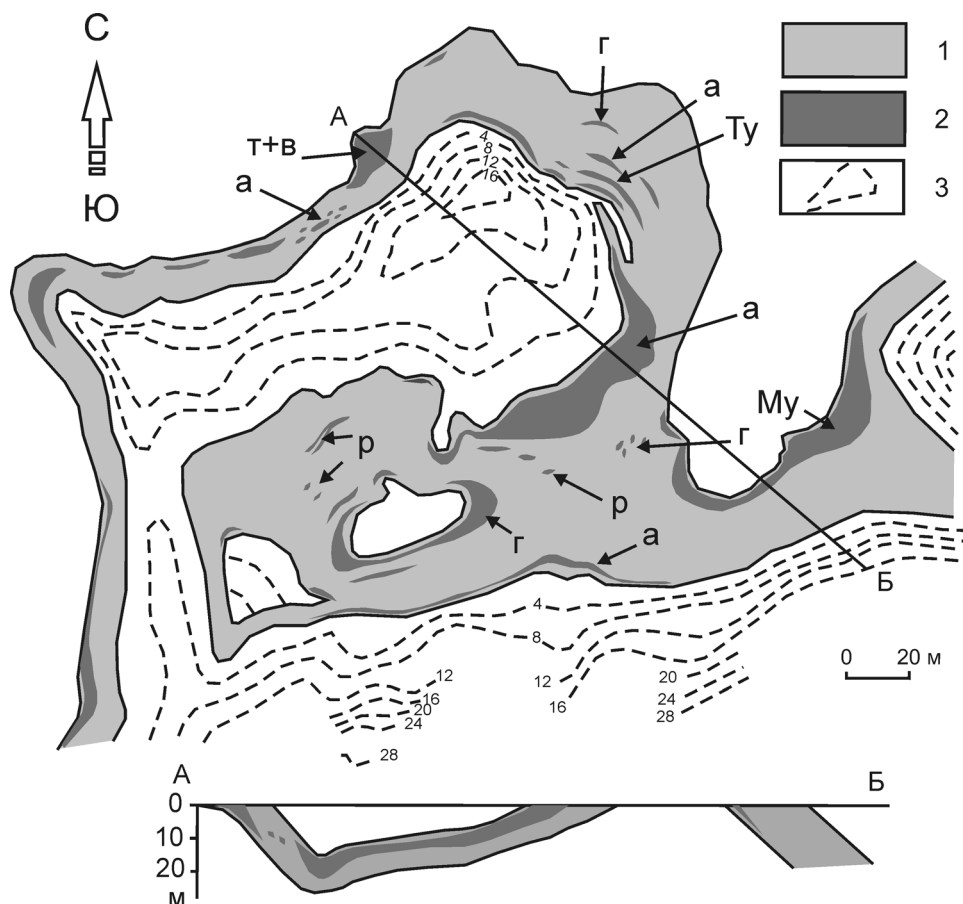


Рис. 2. Гранит-пегматитовое тело № 2 Светлинского пегматитового поля (составлено с использованием материалов Ларинской экспедиции, А.С. Таланцева [23] и А.Ю. Кисина [15]).

1 – лейкократовый гранит; 2 – пегматиты; 3 – изогипсы кровли поверхности тела, отрисованные по результатам колонкового бурения. Буквы около стрелок показывают минеральную специализацию пегматита: а – аквамарин, г – гелиодор, р – гошенит (ростерит), Ту – зеленый турмалин с лепидолитом, т+в – топаз с воробьевитом и клевеландитом, Му – мусковит.

ленного остывания. На выпуклых контактах дайки объем “холодных” вмещающих пород больше объема расплава и он охлаждается быстрее. Остаточный расплав-раствор накапливается на удалении от контакта. На вогнутых контактах дайки ситуация противоположная и расплав накапливается вблизи контакта. Одновременно идет медленная потеря флюида и его эволюция. При плащеобразном залегании дайки, осложненной многочисленными перегибами и раздувами, конечный состав флюида в ее разных частях становится различным. Этим и объясняется все разнообразие минерализации пегматитов.

В условиях замкнутой системы эволюция флюида в гранитном расплаве отразилась и на эволюции бериллиевой минерализации. Наиболее ранним является “фаршированный” берилл (бурый, непрозрачный, сильно трещиноватый, переполненный крупными минеральными включениями), который обычно приурочен к зоне блокового пегматита. Далее следует образование желтовато-зеленого зонального берилла: в основании кристалл поч-

ти непрозрачный, а к головке становится прозрачным. Причем граница между зонами обычно резкая. Этот берилл обычно приурочен к миаролам, расположенным под кварцевым ядром. Висячем боку дайки, на участке ее вогнутого контакта обычно наблюдается аквамарин в ассоциации с манганоколумбитом. В пегматитах лежащего бока дайки чаще встречается гелиодор. Морганит (воробьевит) также отмечен в лежащем боку дайки, но на участке ее резкого перегиба (с субвертикального падения – на субгоризонтальное залегание) в ассоциации с кварцем, клевеландитом и полихромным топазом. На участках пологого залегания дайки, в ее центральной части обычны пегматиты с бесцветным бериллом – гошенитом. Гошенит часто нарастает и на другие разновидности бериллов, а также участвует в регенерации сколов и трещин. Из всех разновидностей бериллов этого месторождения – гошенит является самым поздним.

Изучение морфологии тела, взаимоотношений с вмещающими породами, характера распределения

пегматитовых тел и их минерализации привели к выводу, что внедрение расплава произошло на раннем регрессивном этапе становления метаморфического комплекса, о чем свидетельствует длительная кристаллизация расплава-раствора в спокойной тектонической обстановке, с образованием минерализованных гнезд. Здесь были добыты кристаллы мориона до 0,6 м в длину, а кристаллы берилла достигали по весу 15 кг. Высокая подвижность расплава обусловлена высоким содержанием флюидов, впоследствии обеспечивших собственно пегматитовый процесс и минералообразование. Высокая флюидонасыщенность гранитного расплава в процессе его кристаллизации подтверждается следующим фактом. В борту карьера, в сланцах кровли дайки, на участке выхода субвертикальной трещины (без кварцевой жилы), наблюдалось пламевидное (по форме) изменение пород, выраженное в их резком осветлении на участке шириной около 1 м и высотой 1,5–2 м. В ближайшем к трещине интервале пегматиты полностью отсутствуют.

Таким образом, миароловые редкометалльные пегматиты Светлинского поля формировались на раннем регрессивном этапе метаморфизма, в постколлизийное время, в спокойной тектонической обстановке. Высокая насыщенность расплава флюидами, высокие температуры вмещающих пород и тренд их медленного понижения в условиях малых глубин обеспечили образование миарол и камнесамоцветной минерализации. На других месторождениях образование подобных пегматитов может отличаться в деталях, но общая картина схожая.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЙ КОМПЛЕКС

Положительного опыта прогнозирования месторождений ювелирных разновидностей берилла в нашей стране, да и за рубежом, судя по литературным данным, имеется не много. Месторождения ювелирных разновидностей берилла весьма разнообразны по генезису и, следовательно, универсальный прогнозно-поисковый комплекс (ППК), который был бы годен для всех их типов, вряд ли возможен в настоящее время. Поэтому, предлагаемый ниже ППК имеет ограничения в использовании и применим к коллизийно-складчатым поясам неогена, типа Урала. В отношении данного, весьма специфического сырья особенно важно разделение прогнозно-поисковых признаков на **региональные** и **локальные**, поскольку первые ответственны преимущественно за минерагеническую специализацию региональных структур, а вторые – за тип, размеры и минеральный состав конкретных рудных тел или месторождений.

Региональные поисковые признаки

Для образования любого эндогенного месторождения нужна энергия. Таким крупным источни-

ком энергии могут послужить коллизийные процессы в мобильных поясах, которые способны привести к образованию блоковой складчатости [15]. В результате перераспределения и фокусировки энергии возникает резко метастабильная система. В блоках положительного изгиба имеет место высокоградный метаморфизм, гранитизация, куполообразование, гранитный магматизм, перераспределением вещества и рудообразование. По границам блока развиваются зоны серпентинитового меланжа. Все месторождения берилла прямо или косвенно связаны с гранитным магматизмом (гранитные пегматиты, апогранитные грейзены, апогипербазитовые грейзены в контакте с гранитоидными массивами и т.п.). Однако далеко не все гранитные массивы несут берилловую минерализацию и поэтому могут потребоваться дополнительные исследования для уточнения их специализации.

В подавляющем большинстве случаев, месторождения ювелирных бериллов почти всех типов, за исключением красного берилла штата Юта в США, приурочены к крупным геологическим структурам, специализированным на камнесамоцветное сырье. Например, на Урале в Мурзинско-Адуйском антиклинории кроме ювелирных бериллов известны месторождения и проявления ряда других ювелирных камней: цветных турмалинов, рубинов, сапфиров, красной шпинели, александрита, аметиста, горного хрусталя, агат-переливца и т.п., что послужило основанием к выделению данной площади как “Самоцветной полосы Урала” и созданию Режевского минералогического заказника. Аналогичная картина наблюдается в Кочкарском, Джабык-Карагайском и Суундукском антиклинориях (Ю. Урал). Ярким примером подобного пространственного совмещения месторождений ювелирного берилла с месторождениями других самоцветов служат Танзания, Кения, Намибия, Мадагаскар, Бразилия, Мьянма (Бирма), Индия, Шри-Ланка и ряд других стран.

По литературным данным, рудовмещающие породы на месторождениях изумрудов как в черносланцевых толщах (Колумбийский тип), так и в апосерпентинитовых слюдитах (Уральский тип) характеризуются повышенными содержаниями бериллия, цезия и ассоциирующих с ним химических элементов [1, 4, 5, 12 и др.]. Некоторыми исследователями вмещающие породы рассматриваются как источники бериллия для формирования месторождений изумрудов [22]. Такой вариант полностью исключать нельзя, но реалистичнее будет считать, на наш взгляд, что повышенные содержания бериллия в этих породах обусловлены выносом его из более глубоких горизонтов сиалической коры при процессах гранитизации и накоплением во вмещающих толщах. Это не противоречит представлениям о генетической связи данных месторождений изумруда с пневматолито-гидротермальными (грейзе-

новыми) процессами [1, 5, 6, 27 и др.]. С этим хорошо согласуется и тот факт, что пространственно месторождения изумрудов сближены с другими месторождениями ювелирных бериллов: аквамарина, гелиодора, зеленого берилла, морганита, гошени-та. Например, Изумрудные копи Урала приурочены к Мурзинско-Адуйскому антиклинорию, с широко известными месторождениями ювелирного берилла в гранитных пегматитах. Известны находки изумрудов и в Кочкарском антиклинории.

Таким образом, крупные геологические структуры с гранитоидными массивами, на площади которых уже известны месторождения или проявления камнесамоцветной минерализации, являются наиболее надежным региональным поисковым признаком ювелирных разновидностей берилла. Ранее выдвинутый подобный тезис [9, 10, 12, 19, 23] касался только наличия месторождений ювелирного берилла, но не касался месторождений других драгоценных камней.

Локальные поисковые признаки и критерии

Эти признаки позволяют ориентировать поиски на конкретные типы ювелирного берилла, например, на аквамарины или изумруды. Здесь могут быть использованы многие критерии, обусловленные спецификой генезиса месторождений того или иного типа. Наиболее значимыми из них являются структурные, геологические, минералого-петрографические, геохимические и геофизические.

Структурные и геологические поисковые признаки обусловлены тем, что для образования эндогенного месторождения должны иметься рудогенерирующие (рудомобилизующие), рудоподводящие и рудолокализирующие структуры. Роль рудогенерирующей структуры для месторождений ювелирного берилла играет антиклинорий (блок положительного изгиба земной коры, по А.Ю. Кисину, [15], формирование которого сопровождается процессами гранитизации и куполообразования. Источником бериллия служит вся сиалическая кора, охваченная гранитизацией. Минерализованные растворы отжимаются вверх и накапливаются в ядрах купольных структур. При снятии стрессовых напряжений и переходе системы к регрессивному (постколлиззионному) этапу в ядрах апикальных частей купольных структур возникают анатектические граниты, а в околокупольном пространстве происходит становление дайкового комплекса, в т.ч. пегматитового [13, 17].

Наиболее благоприятные условия для образования полей редкометальных миароловых пегматитов с драгоценными камнями возникают в межкупольных структурах. Дайковый комплекс максимально приспособляется к уже имеющимся тек-

тоническим нарушениям (трещинам скалывания и растяжения на крыльях купольных структур). Продуктивность пегматитов напрямую зависит от объема тела и насыщенности расплава летучими компонентами. Такой расплав имеет пониженную вязкость и способен удаляться от магматического очага на значительные расстояния. Этим обеспечивается метаморфический контроль [4] миароловых пегматитов: чем ниже уровень метаморфизма вмещающих пород, тем выше продуктивность пегматита (например, Светлинское пегматитовое поле) [17]. Небольшая часть пегматитов формируется непосредственно в анатектических гранитах, в апикальной части купольных структур. Например, единичные мелкие пегматитовые тела с гелиодором и желто-зеленым бериллом в Борисовской, Еремкинской и Варламовской купольных структурах Кочкарского антиклинория. Породы надкупольной и апикальной частей купольных структур испытывают грейзенизацию, в результате которой в условиях небольших глубин также может формироваться гелиодор-аквамариновая минерализация.

Ярко выраженный структурный контроль характерен и для месторождений изумрудов слюдитового (Уральского) типа, которые приурочены к **зонам серпентинитового меланжа**, развитым на границах блоков положительного и отрицательного изгибов коры. Область сочленения этих структур характеризуется возникновением крупных разломов (тектонических швов), зон расщепления и дробления пород. Падение их всегда в сторону блока отрицательного изгиба коры. Поэтому зоны серпентинитового меланжа дренируют флюиды, мобилизованные гранитизацией, и флюиды, поступающие из нижней коры и верхней мантии [4]. Широким развитием на данных месторождениях пользуются дайки гранитных пегматитов с редкометальной специализацией и диоритов, нередко будинированные.

Минералого-петрографические поисковые признаки традиционно делятся на прямые и косвенные. К прямым поисковым признакам относятся находки бериллов ювелирного или околоювелирного качества, фрагменты кристаллов берилла, несущих признаки роста в свободном пространстве (для пегматитового типа), бериллов окрашенных в изумрудно-зеленый цвет, независимо от размеров, прозрачности и совершенства кристаллов (для изумрудов).

К косвенным минералогическим признакам относятся находки минералов-спутников той или иной ювелирной разновидности берилла (включая изумруды), хорошо описанных в научной литературе. К минералого-петрографическому признаку на месторождения изумруда (Уральского типа) относится наличие слюдитовых зон и жил, существенно (более 90%) флогопитового состава, с примесью

талька, актинолита и хлорита, содержащих фенакит, хризоберилл, Ве-маргарит. Фиолетовый флюорит также является хорошим признаком изумрудно-бериллиевого оруденения [21].

Геохимические и геофизические поисковые признаки для ювелирных бериллов могут быть эффективны, вероятно, только для месторождений изумрудов, и они хорошо известны [1, 3, 5, 6, 9, 12, 22, 26, 27 и др.]. Косвенно о наличии богатой бериллиевой минерализации свидетельствуют повышенные значения ВеО, фиксируемые химико-аналитическими или гамма-нейтронным методами. Из геофизических методов используемых для поисков изумрудосодержащих слюдитов могут быть полезны следующие:

– магниторазведка – применяется для поиска рудовмещающих (ультраосновных) пород; повышенные аномалии магнитной восприимчивости свидетельствуют о перспективности участка на слюдитовые тела;

– электроразведка – используется для поисков и оконтуривания потенциально продуктивных участков слюдитовых жил, свит, жильных зон, фиксируемых аномалиями повышенного электросопротивления;

– гамма-нейтронный метод – применяется для разбраковки рудных тел по степени продуктивности, выделении обогащенных участков жил и жильных зон; положительным признаком изумрудности является повышенное значение ВеО по данным каротожа.

Месторождения других ювелирных разновидностей берилла обычно мелкие по масштабам и по запасам. Они не создают контрастных геофизических аномалий. Поэтому эффективность этих методов поисков месторождений пегматитового типа недостаточно высока.

ВЫВОДЫ

1. Месторождения ювелирного берилла (аквамарина, зеленого берилла, гелиодора, морганита и гошенита) пегматитового типа отличаются небольшими размерами, резко выраженной индивидуальностью и сильной изменчивостью. Продуктивные пегматиты относятся к редкометальным и, частично, к смежным типам пегматитов, по классификации А.И. Гинзбурга и др. [4]. Специфика ювелирного сырья требует кристаллизации берилла в свободном пространстве (в миароле, камере) из остаточного раствора-расплава в малоглубинных, но стабильных *РТ*-условиях. Такие условия возникают в блоках положительного изгиба земной коры континентального типа на раннем постколлизиионном (регрессивном) этапе, когда снятие тектонических напряжений на фоне высоких температур вызывает становление дайкового комплекса и активную пневматолито-гидротермальную деятельность в над- и околокупольном пространстве [15]. Для со-

хранности качества ювелирного сырья необходим и последующий тектонический покой. Все это в полной мере отражено в геологии и минеральности Светлинского пегматитового поля на Южном Урале.

2. Прогнозно-поисковый комплекс на месторождения ювелирного берилла пегматитового типа определяется их генезисом. Наиболее надежным региональным поисковым признаком является наличие крупной положительной структуры (антиклинория), с гранитоидным магматизмом, и с уже известными рудопоявлениями и месторождениями камнесамоцветного сырья (рубина, сапфира, благородной шпинели, полихромного турмалина, топаза, хризоберилла и т.п.). Месторождения изумрудов в слюдитах (уральского типа) приурочены к границам тех же структур, фиксируемых зонами серпентинитового меланжа.

3. Из локальных поисковых признаков и критериев наиболее эффективными для месторождений ювелирного берилла пегматитового типа являются структурно-геологические и минералогические; а для изумрудов слюдитового типа – структурно-геологические, минералого-петрографические, геохимические и геофизические.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 329 с.
2. Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. СГИ. Вып. 91. 1973. С. 53–66.
3. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 251 с.
4. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
5. Жернаков В.И. Геохимия хрома на уральских месторождениях изумруда // Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985. С. 179–186.
6. Жернаков В.И. Изумрудные копи Урала: заметки о минералогии // Минералогический Альманах. Т. 14. Вып. 2. М.: Альтум, 2009. 128 с.
7. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
8. Кейльман А.Г., Болтыров В.Б., Бурьян Ю.И., Горюжанкин В.Т. К вопросу о структурной эволюции Кочкарского антиклинория // Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. СГИ. Вып. 91. 1973. С. 38–45.
9. Киевленко Е.Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Недра, 1980. 166 с.
10. Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М.: Изд. Земля. Ассоц. ЭКОСТ, 2000. С. 125–149.
11. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 328 с.

12. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.
13. Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 130 с.
14. Кисин А.Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90–108.
15. Кисин А.Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 2009. 454 с.
16. Кисин А.Ю., Таланцев А.С. Особенности формирования хондрит-тремолитовых прожилков в толще мрамора из района кочкарской гранитной интрузии // Записки ВМО. 1986. № 1. С. 93–99.
17. Комащенко С.В., Кисин А.Ю. Геодинамические обстановки формирования пегматитовых и грейзеновых месторождений ювелирных разновидностей берилла // Уральская минералогическая школа-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 91–92.
18. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю. Урал). Л.: ЛГУ, 1965. 164 с.
19. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Берилл и топаз. Вып. 7. М.: Мингео СССР, 1975. 70 с.
20. Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минералогия шовных зон Урала. Часть 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: УГГГА, 2004. 216 с.
21. Попов М.П., Ерохин Ю.В. Типоморфные особенности флюорита Мариинского месторождения бериллия (Уральские изумрудные копи) // Литосфера. 2010. № 4. С. 157–162.
22. Рудаков А.И. Геологическое строение, структура и минерогения Уральской изумрудоносной полосы // Геммология. Томск: Томский ЦНТИ, 2006. С. 101–108.
23. Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала // М.: Наука, 1988. 144 с.
24. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Раппопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 151 с.
25. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Холоднов В.В. Варламовский массив гнейсовидных гранитов на Южном Урале: возраст, геохимия, петрогенезис // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 288–292.
26. Чижик О.Е., Лекух З.В. О генезисе изумрудов месторождений слюдитового типа // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 158–174.
27. Шерстюк А.И. Слюдитовые комплексы и их классификация // Записки ВМО. 1965. Сер. 2. Т. 94, Вып. 1. С. 62–70.

Рецензент Ю.А. Поленов

Specifics of the gem beryl deposits as a base for prognostic and prospecting complex

A. Yu. Kissin*, M. P. Popov*, S. V. Komashchenko**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

**Peoples' Friendship University of Russia, Moscow

The mineral beryl is used by industry in two forms: ore beryl and gem beryl, that determines widely different requirements for raw material. It allows to treat them as different minerals. Prognostic and prospecting features and criteria are developed only for ore beryl deposits. This article proposes prognostic and prospecting features and criteria for gem beryl deposits, with take into account the specifics of the genesis of different types of gem beryl.

Key words: *Urals, pegmatite, greisens, gems.*