

УДК 551.2+552.33+553.04

## СЕЛЕНГИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СТРУКТУРНО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2019 г. И. В. Гордиенко<sup>1,\*</sup>, Р. А. Бадмацыренова<sup>1</sup>, В. С. Ланцева<sup>1</sup>, А. Л. Елбаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН  
Россия, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба  
\*E-mail: gord@pres.bsnet.ru

Поступила в редакцию 19.04.2018 г.

После доработки 28.05.2018 г.

Принята к публикации 27.02.2019 г.

На основе комплексных структурно-геологических, минерагенических и металлогенических исследований, с учетом ранее проведенных тематических, поисково-съёмочных, геолого-разведочных работ установлено, что в пределах рудного района широко развиты верхнепалеозойские и раннемезозойские тектоно-магматические структуры. Они связаны с развитием трансрегионального верхнепалеозойского Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса рифтогенного типа, а также с формированием раннемезозойской Западно-Забайкальской области внутриплитного магматизма. С магматической деятельностью позднепалеозойско-мезозойского этапа связаны основные промышленно-значимые ресурсы минерального сырья Селенгинского рудного района, которые сосредоточены в рудных узлах (Куналейском, Кижингинском, Черемшано-Ошурковском, Таширском и др.), а также за их пределами. Показано, что основными рудными полезными ископаемыми в пределах района являются молибден и бериллий, определяющие минерагенический облик исследованного рудного района. Получены новые вещественные характеристики верхнепалеозойских и раннемезозойских внутриплитных магматических комплексов и связанных с ними месторождений минерального сырья (Мо, Ве, Ti, кварцевое, флюоритовое и апатитовое сырьё), а также других перспективных объектов золотого, уранового и редкоземельно-барий-стронциевого оруденения. Выявлены геодинамические условия их формирования и главные возрастные рубежи проявления рудообразующих процессов, оценены перспективность добычи полезных ископаемых в Селенгинском рудном районе и вовлечения этого рудного потенциала в программу модернизации экономики региона.

*Ключевые слова:* геологическое строение, рудный район, стратегическое сырьё, структурно-минерагеническое районирование, генетические типы месторождений, перспективы освоения.

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-77706153-36>

### ВВЕДЕНИЕ

Селенгинский рудный район в административном плане относится к центральной части Республики Бурятия. Он занимает южную и юго-западную части Западного Забайкалья, общая площадь – 48000 км<sup>2</sup>. Тектоническое строение района определяется его расположением в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, в пределах Саяно-Байкальского складчатого пояса. Геологическое изучение этой обширной и легкодоступной территории, примыкающей с востока к озеру Байкал, имеет длительную историю от первых землепроходцев, академических экспедиций царской России и до наиболее активных работ в послевоенный период развития СССР и современной России. В 60-е и последующие годы прошлого столетия на территории Западного За-

байкалья, в том числе в пределах Селенгинского рудного района, был выполнен целый комплекс исследований по геологии, тектонике и минерагении. Их результаты рассмотрены в работах А.Д. Щеглова (1966), П.М. Хренова и др. (1966), В.В. Скрипкиной и др. (1982), Е.Е. Батуриной, Г.С. Риппа (1984), К.Б. Булнаева (1995), И.В. Гордиенко (1970, 1976, 1987, 1992, 2014), В.В. Ярмюлюка и др., (1998, 2001), В.И. Коваленко и др., (2003), В.И. Игнатовича (2007), Г.С. Риппа и др. (2000, 2013), В.И. Бахтина и др. (2007), В.С. Платова и др. (2009), Д.А. Лыхина и В.В. Ярмюлюка (2015) и других. На основании этих исследований, а также производственных поисково-съёмочных и разведочных работ в пределах Селенгинского рудного района был выделен ряд рудных узлов с различной минерализацией и ресурсным потенциалом.

Предварительные данные наших исследований были опубликованы в краткой форме в виде обзора без представления картографических материалов по геологическому строению конкретных месторождений и проявлений минерального сырья рудного района (Гордиенко и др., 2018<sub>1</sub>).

В представленной статье, наряду с характеристикой геологического строения и структурно-минералогического районирования Селенгинского рудного района, приводятся детальные материалы по строению, составу и потенциальным ресурсам более двадцати конкретных месторождений и крупных проявлений рудного и нерудного стратегического минерального сырья различных генетических типов (Mo, Be, Ti, кварцевое, флюоритовое и апатитовое сырье), а также других перспективных рудных объектов медного, золотого, уранового и редкоземельно-барий-стронциевого оруденения. Выявлены геодинамические условия их формирования и главные возрастные рубежи проявления рудообразующих процессов, оценены перспективность добычи полезных ископаемых в Селенгинском рудном районе и вовлечения этого рудного потенциала в программу модернизации экономики региона.

Наши исследования были направлены на изучение геологического строения, минералогического районирования, характеристику рудных узлов, генетических типов рудных месторождений, геодинамических условий их формирования, прогнозов и перспектив дальнейшего промышленного освоения Селенгинского рудного района Республики Бурятия.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Строение этой территории обусловлено развитием байкальских, каледонских, герцинских и мезозойских (киммерийских) структурно-формационных комплексов. Современные границы этих комплексов контролируются крупными разрывными нарушениями северо-восточного и субмеридионального простираний, имеющими в основном сдвиговую природу (фиг. 1).

Байкальские (неопротерозойские) структуры вскрываются в основном по побережью озера Байкал в хребтах Хамар-Дабан и Морской, а также на юге в Кяхтинском и Заганском выступах метаморфических пород. Они сложены осадочно-метаморфическими толщами хангарульской, селенгинской и кяхтинской серий, прорванных отдельными телами синколлизионных гранитоидов (заганский комплекс), возрастное положение которых в настоящее время точно не определено и колеблется от раннего протерозоя до девона включительно (Платов и др., 2009).

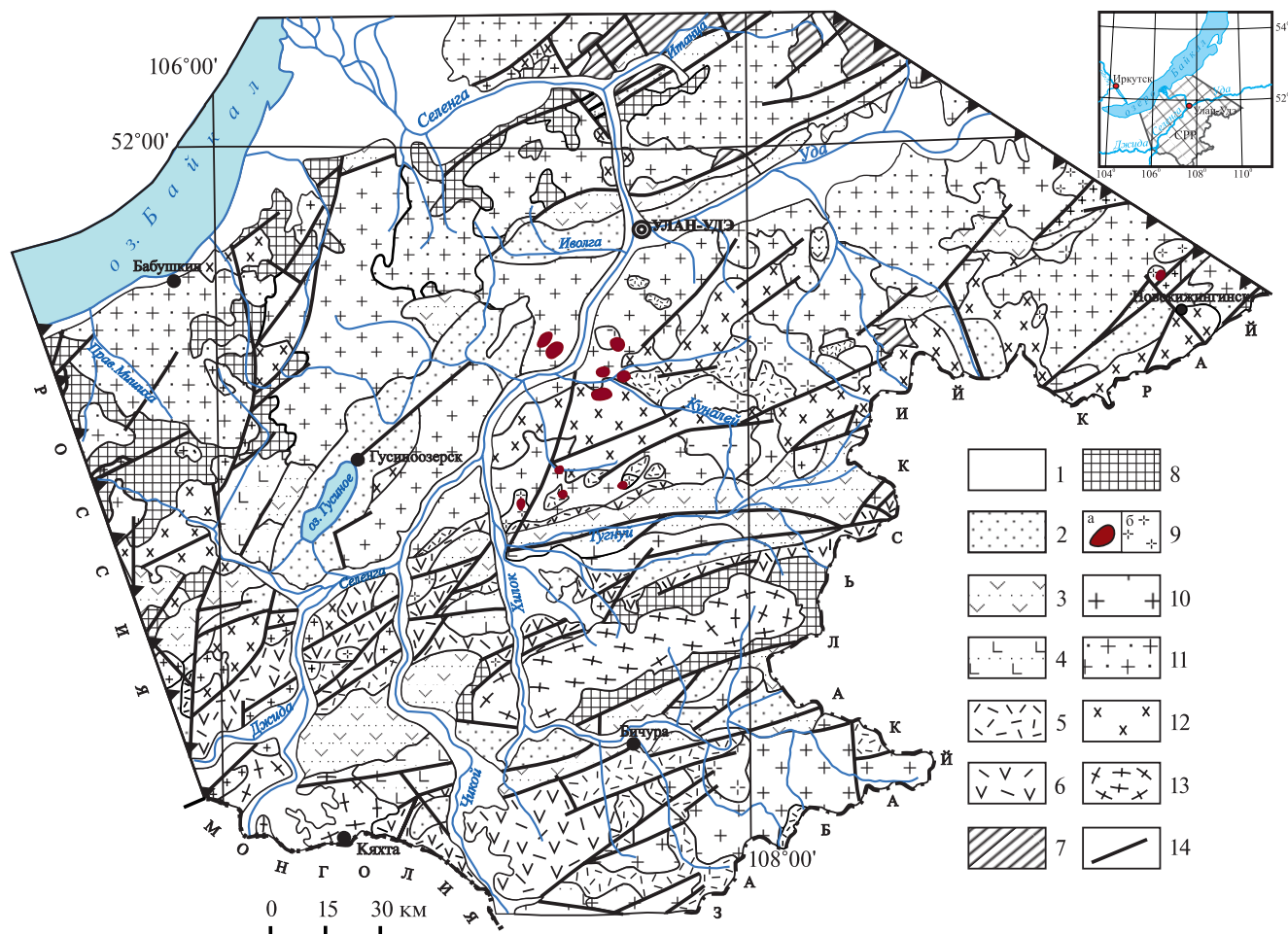
Каледонские (венд-раннепалеозойские) структуры в пределах Селенгинского рудного района

представляют фрагменты краевых осадочных бассейнов (темникская, астайская, куналейская свиты) Удино-Витимской и Джидинской островодужных систем, которые на территории рудного района имеют трансформное сочленение друг с другом по серии субмеридиональных сдвигов, фиксируемых западнее Гусиноозерской впадины. Геология и металлогения названных островодужных систем рассмотрена нами ранее (Платов и др., 2009; Гордиенко и др., 2010; Гордиенко, Нефедьев, 2015; Гордиенко и др., 2018<sub>2</sub>).

Наибольшее распространение в пределах Селенгинского рудного района имеют верхнепалеозойские (герцинские) и мезозойские (киммерийские) тектоно-магматические структуры. Они связаны с развитием трансрегионального верхнепалеозойского (C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>) Селенгино-Витимского (Монголо-Забайкальского) вулканоплутонического пояса рифтогенного типа, а также с формированием мезозойской (T<sub>2-3</sub>-K<sub>1</sub>) Западно-Забайкальской области рифтогенного (внутриплитного) магматизма (Гордиенко, 1976, 1987; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Ярмолюк и др., 2001, 2002, 2017).

Первые импульсы верхнепалеозойского магматизма на изученной территории были связаны с заложением Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса и представлены мощным трахиандезит-базальт-риолитовым вулканизмом и туфогенно-терригенным осадконакоплением в рифтогенных структурах (гунзанская, унгуркуйская, сурхэбтинская свиты – C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>), а также внедрением интрузий известково-щелочных коровых гранитоидов баргузинского комплекса (330–290 млн лет), а затем после небольшого перерыва – субщелочных и нормальной щелочности гранитоидов зазинского и бичурского комплексов с возрастом от 305 до 285 млн лет. Именно с этим этапом было связано массовое формирование гранитоидов Ангаро-Витимского ареал-плутона (батолита). При этом гранитоиды баргузинского комплекса ранней стадии формирования (325–290 млн лет) Ангаро-Витимского батолита проявились на огромной площади (около 150000 км<sup>2</sup>) Западного Забайкалья и являлись “сшивающими” для раннекаледонских комплексов Удино-Витимской островодужной системы. Влияние гранитоидов батолита, особенно зазинского комплекса, распространялось от верховий реки Витим до бассейна реки Селенги и далее на территорию Джидинского рудного района (Гордиенко и др., 2018<sub>2</sub>; Цыганков и др., 2017).

В дальнейшем, практически без перерыва, вновь начались активные магматические процессы, особенно на территории Селенгинского рудного района, связанные с формированием крупных вулканических полей верхнепермского возраста (алентуйская, тамирская свиты) и вулканотектонических структур, насыщенных коагматичными субщелочными и щелочными гранитоида-



**Фиг. 1.** Схема геологического строения Селенгинского рудного района.

Составлена с использованием Геологической карты Юга Восточной Сибири и Северной части МНР (1980), Государственной геологической карты Российской Федерации (Платов и др., 2009), геолого-съёмочных работ ПГО «Бурятгеология» с дополнением авторов.

**Стратифицированные осадочные отложения и вулканогенные образования:** 1 – неоген-четвертичные терригенные и вулканогенные образования – Ng–Q; 2 – раннемеловые осадочные и вулканогенные образования, карбонатиты в рифтогенных впадинах (гусиноозерская серия, хилокская свита, халютинский комплекс) – K<sub>1</sub>; 3 – юрские осадочные отложения и вулканогенные образования в рифтогенных впадинах (тугнуйская, ичетуйская, байкальская свиты) – J; 4 – средне-позднетриасовые осадочные и вулканогенные образования (черноярковская и цаган-хунтейская свиты) – T<sub>2,3</sub>; 5 – позднепермские вулканогенные образования (алентуйская, тамирская свиты) – P<sub>2</sub>; 6 – позднекаменноугольно-раннепермские вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования (гунзанская, унгуркуйская свиты) – C<sub>3</sub>–P<sub>1</sub>; 7 – девон-каменноугольные терригенно-карбонатные отложения (татауровская, удунгинская свиты) – D–C; 8 – неопротерозой-кембрийские осадочно-метаморфические толщи (темникская, астайская свиты) – NP–Є. **Интрузивные комплексы:** 9 – средне-позднетриасовый соготинский и позднекуналейский комплексы лейкократовых гранитов, гранит- и сиенит-порфиоров, эксплозивных брекчий –  $\gamma$ - $\gamma$ л- $\epsilon$ л T<sub>2,3</sub> (а); позднепермский-раннетриасовый куналейский комплекс субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов –  $\gamma$ - $\epsilon$  P<sub>2</sub>–T<sub>1</sub> (б); 10 – ранне-позднепермский бичурский и зазинский комплексы гранитов, лейкогранитов и кварцевых сиенитов с базитами –  $\gamma$ - $\epsilon$  P<sub>1-2</sub>; 11 – средне-позднекаменноугольный баргузинский комплекс авто- и аллохтонных гранитов –  $\gamma$  C<sub>2,3</sub>; 12 – раннепалеозойский джидинский комплекс аккреционно-коллизиионных гранитоидов –  $\gamma$  PZ<sub>1</sub>; 13 – протерозойский гранитно-метаморфический комплекс (заганский комплекс) –  $\mu$  PR; 14 – разрывные нарушения: сбросы, сдвиги, надвиги.

На врезке показано положение Селенгинского рудного района (СРР).

ми, в поздней перми, раннем и позднем триасе (куналейский, позднекуналейский, соготинский комплексы). Именно в это время сформировался крупнейший Селенгино-Витимский (Монголо-Забайкальский) магматический ареал, непосредственно примыкающий к Селенгинскому рудному району. Ядро ареала составляет Хэнтэй-Даурский ба-

толит с возрастом от 230 до 195 млн лет (Коваленко и др., 2003). В связи с формированием Хэнтэй-Даурского зонального ареала в Юго-Западном Забайкалье происходили активные вулканические процессы формирования черноярковской, цаган-хунтейской и ичетуйской вулканогенных толщ, сложенных преимущественно бимодальными

трахибазальт-трахириолитовыми сериями пород и комагматичными им щелочными гранитоидами (Гордиенко и др., 2018<sub>2</sub>; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Ярмолюк и др., 2002).

Начиная с позднего триаса, юры, раннего мела, вся территория рудного района была связана с развитием Западно-Забайкальской области рифтогенного (внутриплитного) магматизма. Эти процессы привели к образованию многочисленных впадин и горстообразных поднятий с мощными трахибазальтовыми излияниями, формированием стратовулканов и бимодальных трахибазальт-трахириолит-комендитовых вулканических серий в ассоциации с разнообразными базитами и гранитоидами. Многие исследователи, изучавшие позднекарбон-пермо-триасовый щелочно-гранитный магматизм Западного Забайкалья, указывают на необычную длительность (около 120 млн лет) этих магматических процессов в пределах относительно небольшого региона (Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2001; Цыганков и др., 2010; Jahn *et al.*, 2009; Reichow *et al.*, 2010).

В это время в пределах Селенгинского рудного района возникли крупные вулканоплутонические структуры площадью до 2000 км<sup>2</sup>, в строении которых различаются поля вулканитов щелочно-бимодальных ассоциаций (цаган-хунтэйская, черныяровская свиты) и массивы щелочных гранитов и сиенитов позднекуналейского и соготинского комплексов с возрастом 230–210 млн лет (Хамбинский, Цаган-Дабанский хребты, Тугнуйская впадина и др.) (Гордиенко, Климук, 1995; Ворон-

цов, Ярмолюк, 2007; Андрющенко и др., 2010). Широкое распространение плутонических и вулканических пород средне-позднетриасового этапа в виде протяженной полосы, большие мощности вулканических толщ, сложенных трахибазальтами, трахитами, трахириолитами, комендитами, наличие рифтогенных грабенных, базальт-комендитовых дайковых поясов большой протяженности с участием щелочных гранитоидов свидетельствуют о связи этого внутриплитного магматизма с плюмовыми источниками (Гордиенко и др., 2018<sub>2</sub>; Ярмолюк и др., 2017; Цыганков и др., 2010; Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014).

В позднем мезозое в связи с внедрением позднеюрских субщелочных гнейсо-гранитов (Мангиртуйский и другие массивы) и образованием Тугнуйской и Чикой-Хилокской рифтогенных впадин произошла эксгумация протерозойской утолщенной коры с формированием гранитно-метаморфических ядер кордильерского типа в пределах Заганского хребта и Кяхтинского поднятия (Donskaya *et al.*, 2008). Кроме того, в это же время в пределах Западно-Забайкальской области в разломных структурах пулл-апарт, ограничивающих позднеюрско-раннемеловые впадины, образовались вулканические и субвулканические щелочные и субщелочные магматические породы и связанные с ними залежи карбонатитов, возраст которых – 115–130 млн лет (Никифоров и др., 2000, 2002; Рипп и др., 2000).

Считается, что именно с магматической деятельностью позднепалеозойско-раннемезозойско-

**Фиг. 2.** Схема структурно-минерагенического районирования и размещения рудных узлов, месторождений и проявлений в пределах Селенгинского рудного района. Составлена по результатам геолого-съемочных и тематических работ Бурятского геологического управления, с изменениями и дополнениями авторов.

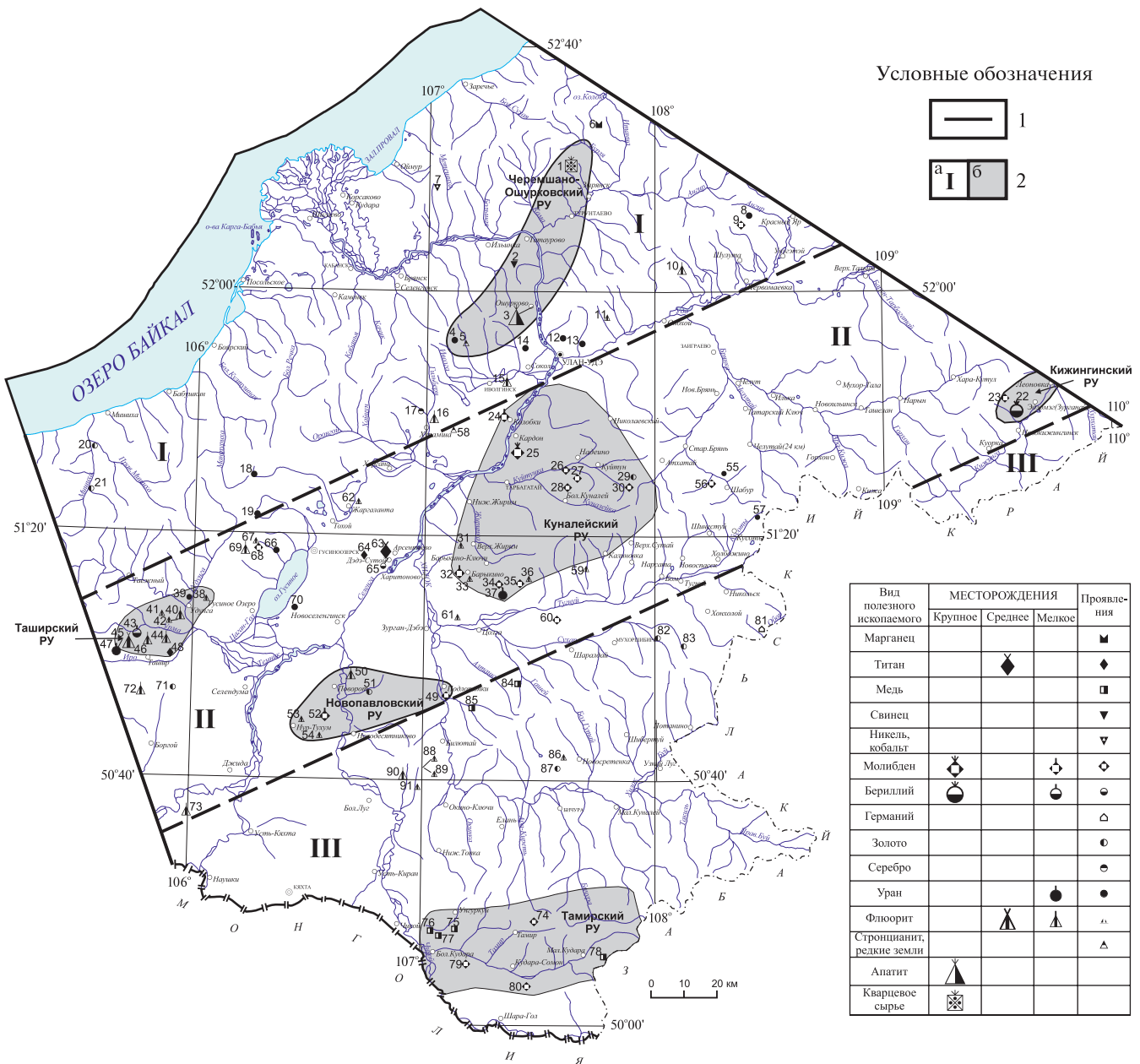
1 – границы Селенгинского рудного района; 2 – структурно-минерагенические зоны (а) и рудные узлы (б): I – Прибайкальская (Черемшано-Ошурковский), II – Селенгино-Витимская (Куналейский, Новопавловский, Кижингинский, Таширский), III – Чикой-Ингодинская (Тамирский). Месторождения и проявления: **зона I:** 1 – Черемшанское (кКв); 2 – Ловцовское (пPb); 3 – Ошурковское (кАр); 4 – Шалутай (пУ); 5 – Халютинское (пSg + Ва); 6 – Усуйское (пMn); 7 – Метешихинское (пNi,Co); 8 – Ангырское (Горное) (пУ); 9 – Шибирка (пMo); 10 – Первомайское (мFl); 11 – Эрхирикское (пFl); 12 – Березовское (пУ); 13 – Удинское (пУ); 14 – Гурульбинское (пУ); 15 – Иволгинское (мFl); 16 – Третьяковское (мFl); 17 – Малый Мыкерт (Санжиевское) (пAg,Pb); 18 – Верхне-Убукунское (пУ); 19 – Васильевское (пУ); 20 – Осередыш (пAu); 21 – Изгиб (пAu); **зона II:** 22 – Ермаковское (кВе); 23 – Зун-Шибирское (пMo); 24 – Колобковское (мMo); 25 – Жарчихинское (кMo); 26 – Надеинское (пMo); 27 – Куналей III (пMo); 28 – Куналей I и II (пMo); 29 – Вершинное (пAu); 30 – Леоновское (пMo); 31 – Одицарское (пFl); 32 – Харитоновское (мMo); 33 – Барыкинское (пFl); 34 – Шено-Байдал (мMo); 35 – Шалоты (пMo); 36 – Сахын-Булагское (пFl); 37 – Журавлиное (мУ); 38 – Галтайское (пFl); 39 – Хангайское (пУ); 40 – Хэлтэгейское (мFl); 41 – Таежное (пFl); 42 – Проявление 6 (пFl); 43 – Урминское (мУ + Ве); 44 – Ара-Таширское (мFl); 45 – Наранское (сFl); 46 – Убур-Таширское (мFl); 47 – Сланцевое (мУ); 48 – Иройское (пTi); 49 – Подлопатинское (пMo); 50 – Нижне-Чикойское (мFl); 51 – Вирхэ (пAu); 52 – Новопавловское (мMo); 53 – Шинистуйское (пFl); 54 – Новопавловское I (пFl); 55 – Брянское (пУ); 56 – Брянское (Колтыгейское) (пMo); 57 – Кусотинское (пУ); 58 – Аршанское (пTR); 59 – Номто-Шибирское (пFl); 60 – Майсотское (пMo); 61 – Цолгинское (пFl); 62 – Манжинское (пFl); 63 – Арсентьевское (сTi); 64 – Верхне-Зуйское (пTi); 65 – Сутойское (пВе); 66 – Борота (пУ); 67 – Верхне-Сангинское (пFl); 68 – Хамбинское (пMo); 69 – Шаральдато (мFl); 70 – Холболдзинское (пУ); 71 – Торь (пAu); 72 – Барун-Ульское (мFl); 73 – Харасунское (мFl); **зона III:** 74 – Тамирское (пMo); 75 – Егоровское (пCu); 76 – Могой (пCu); 77 – Одинокая Сосна (пCu); 78 – Кударинское (пCu + Mo); 79 – Ивановское (Улан-Ганга) (пMo); 80 – Гуджертуйское (пMo); 81 – Верхне-Оборское (пGe); 82 – Черемуховое (пAu); 83 – Участок Салтановский (пAu); 84 – Алтачейское (пCu); 85 – Сибильдуйское (пCu,Mo); 86 – Гочитское (пFl); 87 – Петропавловское (пAu); 88 – Водораздельное (пFl); 89 – Урто-Гуинское (пFl); 90 – Светлана (мFl); 91 – Хольтское (пFl). Типы и масштабы месторождений и проявлений показаны в таблице 1 и в скобках в подрисунковых подписях: к – крупное, с – среднее, м – мелкое месторождения, п – проявление.

го этапа связаны основные промышленно-значимые ресурсы стратегического минерального сырья Селенгинского рудного района.

**СТРУКТУРНО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ**

Селенгинский рудный район был выделен после проведения детальных геолого-съёмочных и металлогенических работ на юге Западного Забайкалья (Батурина, Рипп, 1984). В дальнейшем он стал частью крупной Селенгино-Витимской структурно-минерагенической зоны (Игнатович, 2007), которая связана с развитием трансрегионального верхнепалеозойского Монголо-Забайкальского вулcano-плутонического пояса

рифтогенного типа (Гордиенко, 1987; Гордиенко, 1992). Селенгино-Витимская зона в пределах рудного района занимает центральное место и на северо-западе граничит с Прибайкальской, а на юго-востоке – с Чикой-Ингодинской структурно-минерагеническими зонами Селенгинского рудного района. Профилирующим оруденением для Селенгино-Витимской зоны является молибденовое, бериллиевое и флюоритовое, содержащееся в Куналейском, Кижингинском, Новопавловском и Таширском рудных узлах. Сходные процессы рудообразования происходили в Тамирском рудном узле Чикой-Ингодинской зоны. В Прибайкальской зоне сосредоточены в основном месторождения нерудного сырья (кварциты, апатит) и карбонатитов (фиг. 2).



Вид полезного ископаемого	МЕСТОРОЖДЕНИЯ			Проявления
	Крупные	Среднее	Мелкое	
Марганец				■
Титан		◆		◆
Мель				□
Свинец				▼
Никель, кобальт				▽
Молибден	⊙		⊙	⊙
Бериллий	⊙		⊙	⊙
Германий				△
Золото				●
Серебро				●
Уран			●	●
Флюорит		▲	▲	▲
Стронцианит, редкие земли				▲
Апатит	▲			
Кварцевое сырье	⊠			

Таблица 1. Структурно-минералогическое районирование, типы месторождений и прогнозные ресурсы Селенгинского рудного района

Геолого-генетический тип	Формационный тип	№ на карте (см. фиг. 2)	Месторождение (проявление), вид сырья	Рудные тела	Главные рудные компоненты	Запасы, ресурсы	Вмещающие породы / возраст	Источник
<b>Прибайкальская структурно-минералогическая зона</b>								
Черемшано-Ошурковский рудный узел								
Метаморфогенно-осадочный	кварцитовый	1	Черемшанское месторождение, кремнеземное сырье	пласты и линзы	кварц	$V - 2397$ , $C_1 - 10443$ , $C_2 - 2275$	кварциты итанинской песчано-сланцевой свиты / девон	Ауржанасва, Минина, 2018
Плутогенно-гидротермальный	апатит-диорит-габброидный	3	Ошурковское месторождение, фосфорное сырье	гнезда, жилы, прожилки	апатит	$A + B + C_1 - 108.6$ млн т $P_2O_5$	габброиды и диориты халютинского комплекса / 126–117 млн лет	Рипп и др, 2013
Карбонатитовый	редко земельный	5	Халютинское проявление, барий стронций, барий и редкие земли	пласто- и дай-кообразные тела	кальцит, барит, то-целестин, стронцианит, магнетит, апатит, флогопит	$P_1 + P_2 + P_3 - 11.1$ млн т, $Ba - 9.9$ млн т, $TR - 275$ тыс т	карбонатиты халютинского комплекса / $130 \pm 1$ млн лет	Рипп и др, 2009
Плутогенно-гидротермальный	кварц-золоторудный	16	Третьяковское месторождение, комплексное, золото, серебро, флюорит	жилы, зоны окварцевания и штокерковые зоны	молибденит, пирит, арсенопирит, флюорит, азурит	$P_2 - 3.3$ т золота, 7.7 т серебра	дайки диабазовых порфиритов и биотитовые сиениты бичурского комплекса	Ивченко, 1968ф
<b>Селенгино-Витимская структурно-минералогическая зона</b>								
Кижингинский рудный узел								
Плутогенно-гидротермальный	берtrandит-фенакит-флюоритовый	22	Ермаковское месторождение, бериллий	пластообразные залежи, штокерки	берtrandит, фенакит, лейкофан, флюорит	$C_2 - 19985$ т $BeO$ и 362 тыс. т $CaF_2$	щелочные граниты и сиениты соготинского дайкового и позднекуналейского комплексов / 226 и $227 \pm 1.5$ млн лет	Лыхин, Ярмолюк, 2015
Плутогенно-гидротермальный	молибден-порфировый	24	Колобковское месторождение, молибден	штокверк	молибденит, пирит, магнетит, гематит, флюорит	$C_1 - 20$ тыс. т, $P_1 - 8$ тыс. т	граниты соготинского комплекса	Платов и др., 2000ф
Плутогенно-гидротермальный	молибден-порфировый	25	Жарчихинское месторождение, молибден	прожилки, тонкая вкрапленность в цементе брекчий	молибденит, пирит и флюорит	$C_1 + C_2 - Mo_{общ.} - 61.2$ тыс. т	лейкограниты, порфиритовидные граниты, кварцевые сиениты с базитами бичурского, куналейского, соготинского комплексов / 285–286 млн лет	Хубанов и др., 2016

Плутогенный гидротермальный	молибден-порфировый	26	Надеинское проявление, молибден	штокверк	молибденит	$P_1$ – 58 тыс. т	экзоконтакт гранит-порфиров с гранитами соготинского комплекса	Карбаинов и др., 1979ф
Плутогенный гидротермальный	молибден-порфировый	32	Харитоновское месторождение, молибден	штокверк	молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, шеелит	$P_1$ руды – 82 млн т, молибдена – 55 тыс. т	лейкограниты, гранит-порфиры и автомагматические брекчии соготинского комплекса / 194–195 млн лет	Хубанов и др., 2016
Таширский рудный узел								
Грейзеновый	берtrandит-фенакит-флюоритовый	43	Урминское месторождение, бериллий	жилы, линзы	гельмин, берtrandит	$P_1$ – 9 тыс. т	гранитоиды повышенной щелочности таширского комплекса	Лыхин, Ярмолюк, 2014
Жильный эпитермальный	флюоритово-кварцевый	45	Наранское месторождение, флюорит	жилы и минерализованные зоны дробления	флюорит	$A + B + C_1$ – 1621 тыс. т	гранитоиды таширского комплекса	Булнаев, 1995
Новопапловский рудный узел								
Плутогенный гидротермальный	молибден-порфировый	52	Новопапловское месторождение, молибден	штокверк	молибденит	$P_1$ – 57 тыс. т	гранит-порфиры соготинского комплекса	Лушуков и др., 1960ф
Ликвационный	апатит-титаномагнетитовый	63	Арсентьевское месторождение, титан	линзы, жилы	магнетит, ильменит	299 207 тыс. т	габбро первой фазы бичурского комплекса / 279 ± 2 млн лет	Бадмамырнова и др., 2011
<b>Чикой-Ингодинская структурно-минерогенная зона</b>								
Тамирский рудный узел								
Плутогенный гидротермальный	молибден-кварцево-грейзеновый	74	Тамирское проявление, молибден	жилы, прожилки	молибденит, пирит, рутил	$P_2$ – 185 тыс. т	Дайки усть-тамирского субвулканического комплекса в гранитоидах бичурского комплекса	Кузнецова, 1973ф
Плутогенный гидротермальный	молибден-кварцево-грейзеновый	79	Ивановское проявление, молибден	штокверк	молибденит, пирит, халькопирит, вольфрамит	$P_1$ – 177 тыс. т	Усть-тамирский субвулканический комплекс $T_{2-3}$	Кошкин и др., 2000ф
Плутогенный гидротермальный	молибден-медно-порфировый	78	Кударинское проявление, медь и молибден	штокверк	молибденит, халькопирит, пирит, ильменит, рутил	$P_1$ меди – 3087 тыс. т, молибдена – 52 тыс. т	гранитоиды бичурского комплекса	Ефимов, 2010

Выявлением и изучением месторождений и проявлений Селенгинского рудного района в течение длительного времени, начиная с 1960–1980-х годов, занимались многие коллективы геологов-съемщиков и разведчиков Бурятского геологического управления (Д.Д. Сагалуев, В.А. Новиков, О.В. Соколов, А.А. Карбаинов, А.К. Извеков, В.Е. Леонов, Л.И. Лешуков, В.С. Платов, В.В. Кошкин, В.В. Скрипкина, Е.Е. Батурина, В.Л. Верник, В.Ф. Барский, Ю.П. Гусев и др.), а также научно-исследовательских, а в последнее время и коммерческих организаций. В результате этих работ в пределах Селенгинского рудного района был выделен ряд рудных узлов с различной минерализацией и ресурсным потенциалом. На площади рудного района выявлено 24 месторождения, около 70 проявлений и более 70 минерализованных точек. Как видно из схемы на фиг. 2, основными полезными ископаемыми в пределах района являются бериллий, молибден, титан, кварцевое, флюоритовое и апатитовое сырье. Менее распространено медное, золотое, урановое и редкоземельно-барий-стронциевое оруденение. Месторождения сосредоточены в крупных рудных узлах (Куналейский, Кижингинский и Черемшано-Ошурковский), а перспективные недоразведанные рудопроявления – в небольших рудных узлах (Таширский, Новопавловский, Тамирский и др.) и за их пределами.

В результате активных внутриплитных (рифтогенных) процессов на территории Селенгинского рудного района образовался ряд эндогенных месторождений редких металлов, титана, золота и редкоземельных элементов, а также нерудного сырья постмагматического и гидротермально-метасоматического генезиса. В этих процессах главную роль играли мантийные плюмы и потоки глубинных трансмагматических растворов (флюидов), которые концентрировались в верхних горизонтах рудно-магматических систем, в зонах развития даек и разрывных нарушений. Действие плюмов, по-видимому, продолжалось длительное время, от позднего палеозоя до мезозоя включительно, и имело пульсирующий характер. Этим обусловлена разновозрастность магматизма и рудообразующих процессов практически на всех рудных объектах Селенгинского рудного района.

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В настоящее время установлено, что молибденовое и бериллиевое оруденение определяет металлогенический облик исследованного рудного района, поэтому в данной статье мы остановимся более подробно на этих месторождениях и проявлениях минерального сырья. Крупные месторождения нерудного стратегического сырья (Черем-

шанское кварцитовое, Ошурковское апатитовое и многочисленные месторождения флюорита) в настоящее время хорошо изучены, и по ним существует большое количество доступных опубликованных материалов. Они в статье упоминаются кратко и заслуживают в дальнейшем отдельного всестороннего анализа. Основные их параметры помещены в табл. 1.

**Молибден.** Месторождения и проявления молибдена относятся к плутоногенно-гидротермальному генетическому типу. Источниками молибденового оруденения являются высокощелочные вулканоплутонические ассоциации верхнего палеозоя–раннего мезозоя Селенгинского рудного района. При этом выделяются следующие формационные типы: 1) молибден-порфировый: Жарчихинское, Харитоновское, Колобковское, Леоновское, Надеинское, Новопавловское и ряд других; 2) молибден-кварцево-грейзеновый: Ивановское, Тамирское, Хамбинское, Шено-Байдал, Шалоты, Гуджертуйское и другие более мелкие проявления; 3) медно-молибден-порфировый: Мало-Кударинское и Кударинское. Большинство молибденосодержащих объектов относятся к молибден-порфировому типу и сосредоточены в Куналейском рудном узле.

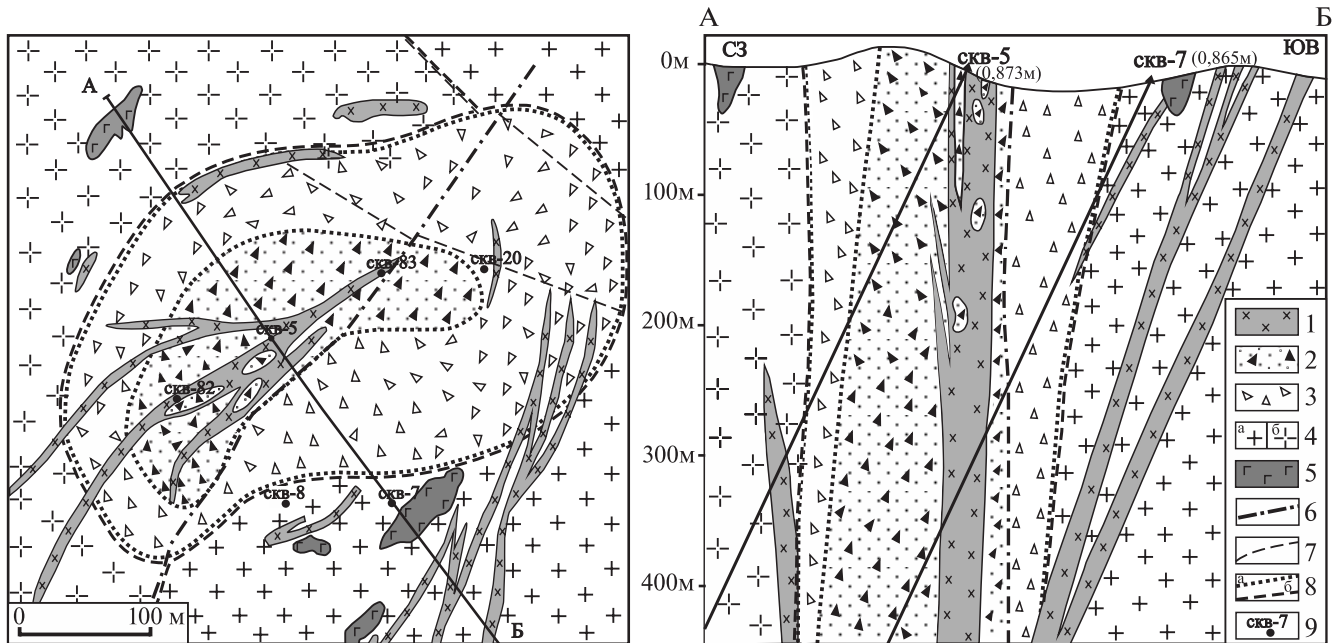
*Жарчихинское месторождение* молибдена было открыто в 1978 году в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (Карбаинов и др., 1979ф<sup>1</sup>). В 1979–1983 гг. здесь были последовательно проведены поисково-оценочные и разведочные работы, геолого-структурные, петролого-геохимические и геоэкологические исследования (Верник и др., 1983ф; Верник, Танцырев, 1990ф; Гусев и др., 2008ф). Подробное описание этого месторождения можно найти в опубликованных работах (Покалов и др., 1985; Игнатович, Филько, 1978; Скрипкина и др., 1982; Верник, Рипп, 1995; Игнатович, 2007; и другие).

В геологическом строении месторождения (фиг. 3) принимают участие в основном интрузии бичурского комплекса (лейкограниты, порфировидные граниты, кварцевые сиениты с базитами) с U-Pb возрастом по цирконам 285–286 млн лет (Хубанов и др., 2017) и куналейского комплекса поздней перми – раннего триаса (субщелочные и щелочные граниты и сиениты, которые прорывают верхнепермские вулканогенные образования алентуйской свиты (трахиты, трахириолиты, игнимбриты, трахиандезито-базальты и их туфы).

Позже них формировались позднекуналейские интрузии субщелочных лейкократовых гранитов и

<sup>1</sup> Здесь и далее буквой «ф» помечены неопубликованные (рукописные) отчеты, хранящиеся в Бурятском филиале ФБУ «Территориального фонда геологической информации (ТФГИ) по Сибирскому федеральному округу».





**Фиг. 3.** Схема геологического строения Жарчихинского молибденового месторождения и разрез по разведочному профилю А-Б. По (Верник и др., 1983ф) с дополнениями и изменениями авторов.

1–3 – соготинский субвулканический комплекс среднего-позднего триаса: 1 – рудоносные дайки порфировидных гранитов и гранит-порфиров, 2 – эруптивные существенно полимиктовые брекчии по гранитам, кварцевым сиенитам и альбитизированным сиенитам с дайками трахириолитов, трахитов и микросиенитов, 3 – взрывные мономиктовые брекчии по граносиенитам и сиенитам калишпатизированным; 4 – гранитоиды: а) раннепермского бичурского комплекса (лейкограниты, порфировидные граниты, кварцевые сиениты), б) позднепермско-раннетриасового куналейского комплекса (субщелочные и щелочные граниты, сиениты); 5 – ксенолиты монцонитов и диоритов первой фазы бичурского комплекса; 6 – линия осевого разлома; 7 – прочие разрывные нарушения; 8 – условные границы распространения: взрывных брекчий Жарчихинской кольцевой структуры (а) и гранитоидов бичурского и куналейского комплексов (б); 9 – скважина и ее номер.

сиенитов, а также гранит-порфиров соготинского субвулканического комплекса среднего-позднего триаса, на завершающем этапе которого сформировалась собственно Жарчихинская рудно-взрывная структура.

Она представлена концентрически-зональным телом полимиктовых и мономиктовых брекчий с кольцевыми и коническими дайками, ассоциирующими с брекчиевым сооружением. Становление ее происходило в три этапа: 1) взрывные, существенно мономиктовые брекчии по граносиенитам и сиенитам калишпатизированным; 2) периферические брекчии по боковым породам, дайки трахириолитов, трахитов, микросиенитов; 3) эруптивные, существенно полимиктовые брекчии по гранитам, кварцевым сиенитам, альбитизированным сиенитам. Выход рудоносных брекчиевых пород на поверхность имеет эллипсоидную форму  $670 \times 300$  м, вытянутую на северо-восток. По данным бурения, рудоносные брекчии прослеживаются до глубины 800 м. Отмечается отчетливая приуроченность этой трубчатой структуры к узлу пересечения разнонаправленных разрывов. До 15% объема постройки слагают дайки. Они имеют в основном гранитный и сиенитовый

состав. Большинство даек ориентировано на северо-восток. Дайки преимущественно дорудные. Ранние из них представлены микросиенитами, микрограносиенитами и трахириолитами. Позднее сформировались дайки порфировидных гранитов, риолитов и пегматитов. Установлены также мало мощные дайки щелочных гранитов, образовавшиеся после молибденовых, кварц-флюоритовых и кварц-пиритовых прожилков.

Месторождение представлено почти вертикальным трубообразным телом минерализованных эруптивных брекчий соготинского комплекса. Оруденение практически совпадает с телом брекчий. Минерализация представлена молибденитом, пиритом и флюоритом. Молибденит сосредоточен в молибденит-кварцевых и молибденитовых прожилках, а также в виде тонкой вкрапленности в цементе брекчий. Содержание его в штокверке варьирует от тысячных долей до 1% при среднем содержании 0.088%. Содержание флюорита в рудном теле варьирует от десятых долей до 2–5%, редко достигая больших значений. В целом флюорит распространен на всем месторождении. Некоторое увеличение количества флюорита фиксируется в участках повышенной бериллиенности.

**Таблица 2.** Запасы и прогнозные ресурсы Жарчихинского молибденового месторождения (Платов и др., 2009)

Запасы, ресурсы	Мо руда, млн т	Общее сод. Мо, тыс. т / сод.,%	Мо сульф., тыс. т / сод.,%	Кэфф. руд.	Сера пиритная, млн т / сод.,%	CaF <sub>2</sub> , млн т / сод.,%
Запасы C <sub>1</sub> + C <sub>2</sub>		61.2 / 0.091	56.1 / 0.08	0.76		
Забалансовые запасы		19.6 / 0.085	18.3 / 0.08	0.63		
Прогнозные ресурсы P <sub>1</sub>	60	50 / 0.078	48.1 / 0.078		1.2 / 0.6	1.4 / 1.52

Примечание. Сульф. – сульфидный, сод. – содержание, кэфф. руд. – коэффициент рудоносности.

Наличие бериллиевой минерализации флюорит-фенакит-бертрандитового типа является характерной особенностью данного месторождения. Бериллий неравномерно распределен на месторождении. Основная его масса была сформирована в предрудный этап. На месторождении проведена детальная разведка, его запасы и прогнозные ресурсы приведены в табл. 2.

Следует отметить, что около 30% запасов составляют богатые руды с содержанием Мо 0.153%. При этом по результатам бурения на глубинах 400–600 м отмечено увеличение концентрации Мо до 0.5%. Горнотехнические условия благоприятны для открытой отработки месторождения. Флотационно-гидрометаллургическим обогащением первичных руд возможно извлечение до 91%, а подземным выщелачиванием окисленных руд – до 70–80% молибдена. Месторождение подготовлено к эксплуатации, но в настоящее время пока законсервировано (Платов и др., 2009; Бахтин и др., 2007).

*Харитоновское месторождение* молибдена открыто геолого-съёмочными работами 1:50000 масштаба (Карбаинов и др., 1976ф). Оно приурочено к штоку лейкогранитов, гранит-порфиоров и автомагматических брекчий соготинского комплекса среднего-верхнего триаса – ранней юры (фиг. 4).

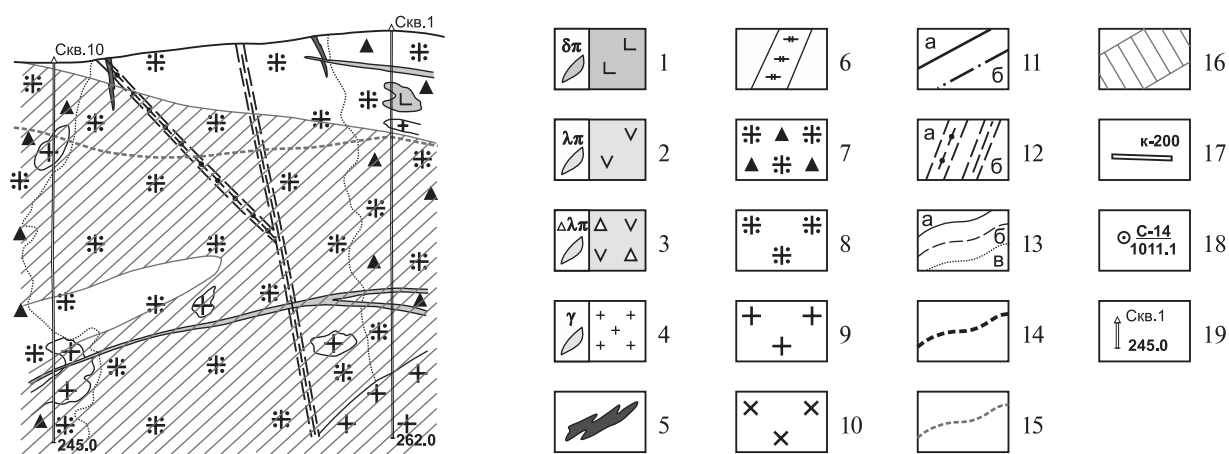
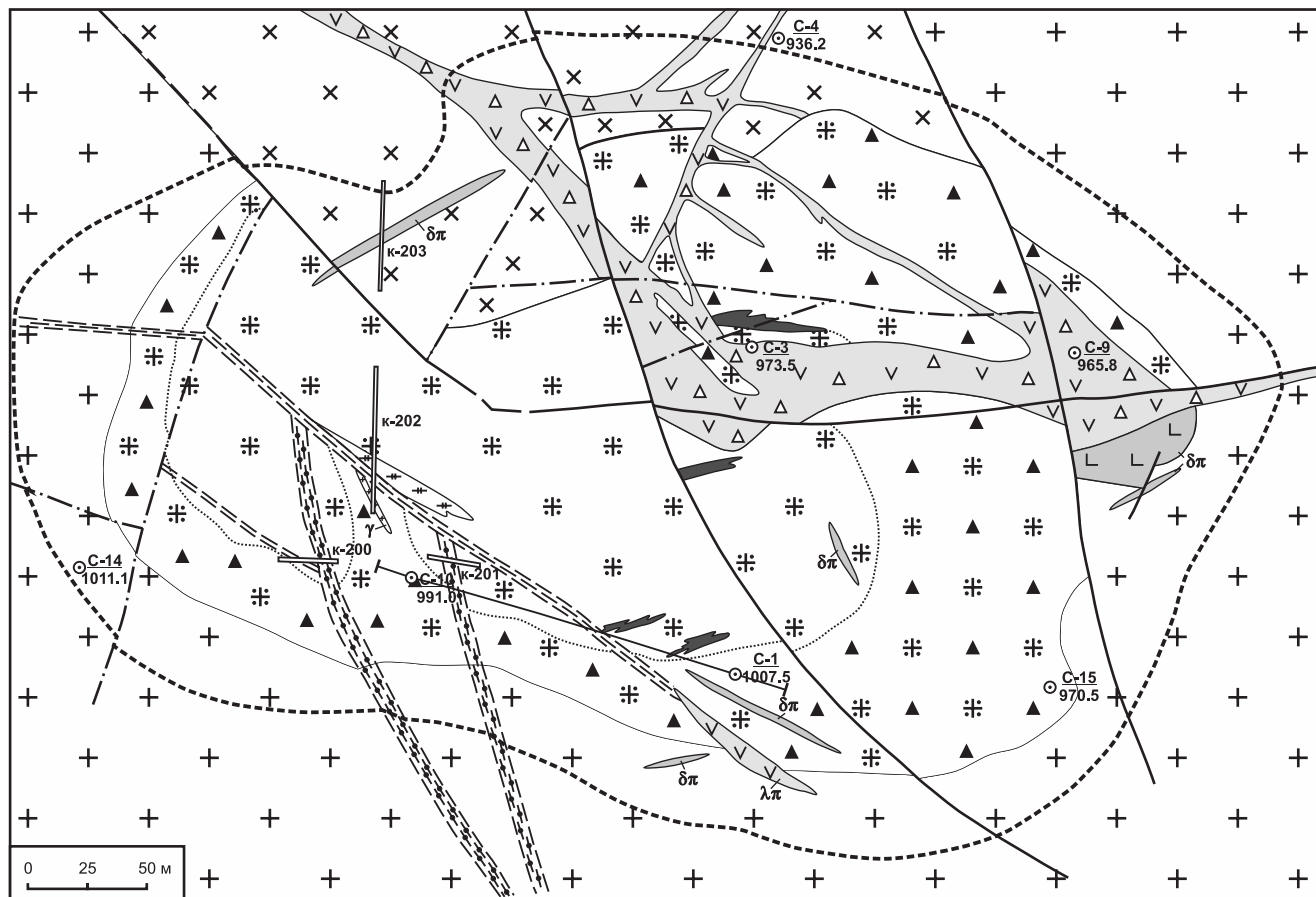
U-Pb возраст лейкогранитов соготинского комплекса по циркону составляет 194–195 млн лет (Хубанов и др., 2017). Они прорывают щелочные граниты и сиениты позднекуналейского комплекса с возрастом 230–229 млн лет (Reichow *et al.*, 2010; Хубанов и др., 2017). Размеры штокверка в плане – 800 × 1100 м, на глубину прослежено более 500 м. Наиболее оруденелая часть штокверка, совпадающая с контуром тела магматических брекчий (Извеков и др., 1972ф), имеет с поверхности размер 400 × 700 м. Зона окисления на месторождении распространена до глубины 6–70 м (Игнатович, Филько, 1978).

Сложен штокверк кварц-молибденитовыми, молибденитовыми, пиритовыми, кварц-пиритовыми прожилками. В прожилках в небольшом количестве установлены халькопирит, сфалерит, галенит, шеелит. Плотность прожилков неравномерная, выделено 4 рудных тела. Они располагаются вдоль южного контакта штока гранит-порфиоров. Пред-

полагаемая длина первого тела – 760 м, протяженность по падению – более 500 м, мощность – 9.3 м, среднее содержание молибдена – 0.053 %, коэффициент рудоносности – 1.0; второго – соответственно 360, 550 м, мощность – от 58.9 до 76.6 м, при содержании – 0.043% и коэффициенте от 0.26 до 0.43; третьего – 730 и 800 м, мощность от 86.7 до 137.7 м, содержание 0.062% и коэффициент 1.0; четвертого – 860, 760 и мощность 53.4 м, содержание 0.052%, коэффициент от 0.34 до 1.0 (Игнатович, 2007). В рудах содержится шеелит (содержание триоксида вольфрама – 0.03–0.04%). Указанные содержания молибдена занижены из-за установленного интенсивного избирательного истирания зерна при бурении. Это не позволило отнести часть запасов месторождения, изученных наиболее детально, к категории C<sub>2</sub>. Однако, если учесть, что фактическое содержание в рудах значительно выше определенного по дефектному керновому опробованию, а также благоприятные географо-экономические условия месторождения, то есть основания выделить прогнозные ресурсы, которые будут отвечать требуемым кондициям. Поэтому на месторождении необходимо провести дополнительное изучение фактического содержания молибдена в рудах (Кошкин и др., 1999ф).

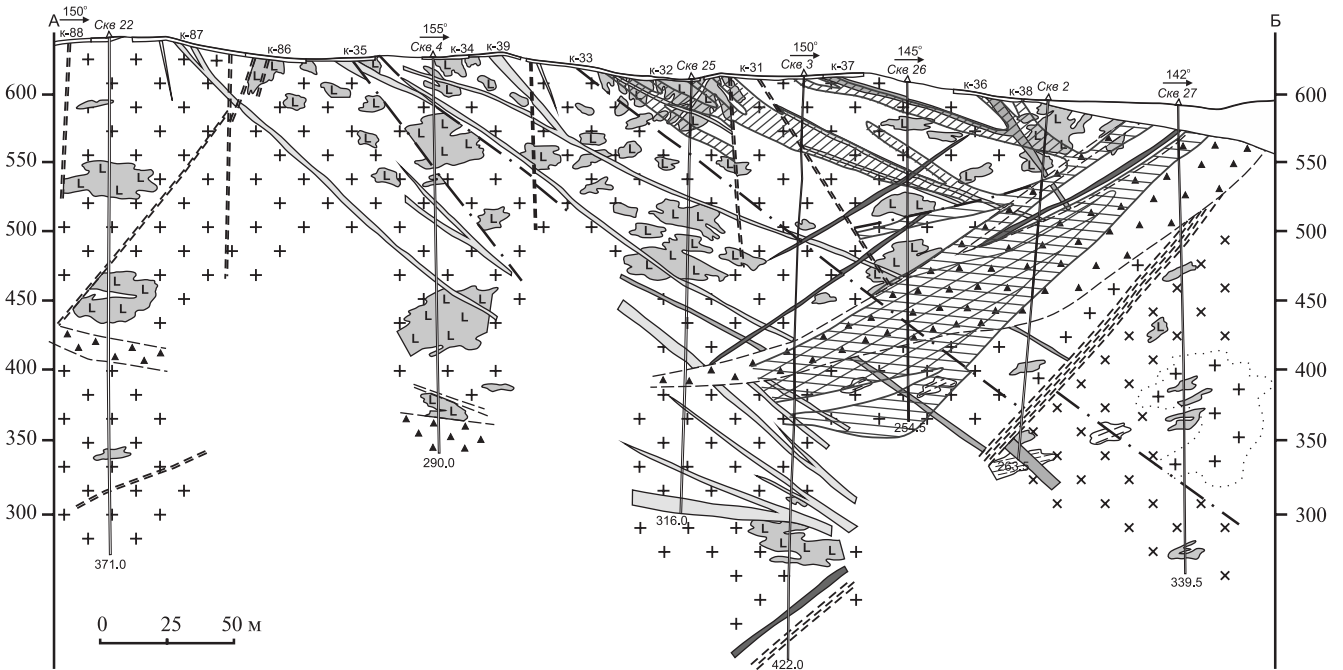
*Колобковское месторождение* молибдена изучено на стадии предварительной разведки (Барский, Коледенко, 1981ф). Представляет собой линейную штокверковую зону субмеридионального простирания в поле гранитов соготинского комплекса среднего-верхнего триаса (фиг. 5). Штокверковая зона размером 1000 × 50 м в плане изучена на глубину до 400 м. Минерализация представлена молибденитом, пиритом, магнетитом, гематитом и флюоритом. Околорудные изменения – пиритизация, хлоритизация и эпидотизация. Запасы молибдена приведены в табл. 2). Горнотехнические условия благоприятны для открытой отработки (Платов и др., 2000ф).

В Куналейском рудном узле выявлен ряд крупных проявлений молибдена, которые после проведения соответствующих работ могут быть переведены в ранг месторождений. Это, прежде всего, Леоновское и Надеинское. *Леоновское проявление молибдена* приурочено к контакту гранит-порфиоров соготинского комплекса среднего-верхнего



**Фиг. 4.** Схема геологического строения Харитоновского молибденового месторождения и разведочный разрез по линии скважин 1–10. По (Барская и др., 1984ф) с некоторыми изменениями.

Соготинский субвулканический комплекс среднего-верхнего триаса – ранней юры: 1 – диоритовые порфиры, 2 – андезитовые порфиры, 3 – автомагматические брекчии андезитовых порфиритов, 4 – мелкозернистые лейкограниты, 5 – кварцевые жилы, 6 – пегматитовые жилы, 7 – эруптивные брекчии гранит-порфиров, 8 – гранит-порфиры. Позднекуналейский комплекс поздней перми – раннего триаса: 9 – средне-мелкозернистые граниты, 10 – среднезернистые сиениты. 11 – разрывные нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б); 12 – зоны: катаклаза (а) и милонитизации (б); 13 – границы геологических образований: достоверные (а), предполагаемые (б), между фациальными разновидностями пород (в); 14 – граница зоны интенсивного штокерного окварцевания, 15 – граница зоны окисления, 16 – рудные тела с содержанием Mo > 0.03%, 17 – линии канав, 18 – скважины и их номера, 19 – скважина, ее номер и глубина на разрезе.



**Фиг. 5.** Схема геологического строения Колобковского молибденового месторождения и разведочный профиль по линии А-Б. По (Барскому и Колоденко, 1981ф), с изменениями и дополнениями.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2–5 – соготинский субвулканический комплекс: 2 – дайки диоритовых порфиров, 3 – дайки фельзитов, фельзит-порфиров, 4 – дайки сиенит-порфиров, 5 – дайки и мелкие штоки мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров; 6,7 – куналейский интрузивный комплекс поздней перми – раннего триаса: 6 – лейкократовые сиениты, 7 – порфиоровидные граниты; 8 – биотитовые диориты и монцониты бичурского комплекса ранней перми; 9 – биотит-пироксен-плагиоклазовые роговики, биотитовые, ороговикованные сланцы докембрия; 10 – тектонические брекчии; 11 – зоны милонитизации и брекчирования; 12 – зоны дробления и катаклаза; 13 – разрывные нарушения; 14 – первичный ореол с содержанием Мо > 0,001%; 15 – рудные тела с содержанием Мо > 0,03%; 16 – рудные тела с содержанием Мо > 0,1%; 17 – канава и ее номер; 18 – скважина, ее номер и глубина; 19 – линия разведочного профиля.

триаса с породами алентуйской свиты верхней перми. Субизометричный в плане штокверк размером  $170 \times 175$  м прослежен на глубину до 300 м. Минерализация представлена молибденитом, пиритом, халькопиритом, галенитом и флюоритом. Молибденит сосредоточен в молибденит-кварцевых прожилках, реже — в виде вкрапленности. Прогнозные ресурсы по категории  $P_1$  составляют 4.05 тыс. т молибдена при среднем содержании 0.071%. Леновское проявление по качеству руд вполне сопоставимо с Жарчихинским и Колобковским месторождениями (Барская и др., 1984ф; Платов и др., 2000ф). *Надеинское проявление молибдена* изучено поисковыми работами (Карбаинов и др. 1979ф). Оно приурочено к эндо-и экзоконтактам гранит-порфиров с гранитами соготинского комплекса среднего-верхнего триаса. Представляет собой штокверк размером  $1500 \times 1200$  м в плане и до 130 м на глубину. По опробованию выделяются два рудных тела. Первое (верхнее) в основном эродировано. Минерализация его представлена вкрапленностью крупночешуйчатого молибденита, редко молибденитовыми и молибденит-кварцевыми прожилками. Во втором (нижнем) сосредоточены основные ресурсы проявления. Его размеры в плане —  $900 \times 600$  м. Рудный штокверк представлен молибденит-кварцевыми, молибденит-пирит-кварцевыми и молибденитовыми прожилками, реже — вкрапленностью молибденита. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  — 58 тыс. т молибдена при среднем содержании 0.066 % и коэффициенте рудоносности 0.77. Несмотря на низкие содержания молибдена в рудах, по ресурсам Надеинское проявление вдвое превосходит Колобковское месторождение (Платов и др., 2000ф).

В Новопапавловском рудном узле обнаружены и изучены Новопапавловское молибденовое месторождение и Подлопатинское проявление, а также ряд флюоритовых и золоторудных объектов (Лешуков и др., 1960ф).

*Новопапавловское месторождение* приурочено к штоку гранит-порфиров соготинского комплекса среднего-верхнего триаса (Лешуков и др., 1960ф; Карбаинов и др., 1977ф; Батурина, Рипп, 1984). С поверхности шток картируется в виде удлиненного в северо-восточном направлении эллипсоидного тела размером  $1 \times 0.5$  км и сложен гидротермально измененными гранит-порфирами и мелкозернистыми лейкогранитами (фиг. 6).

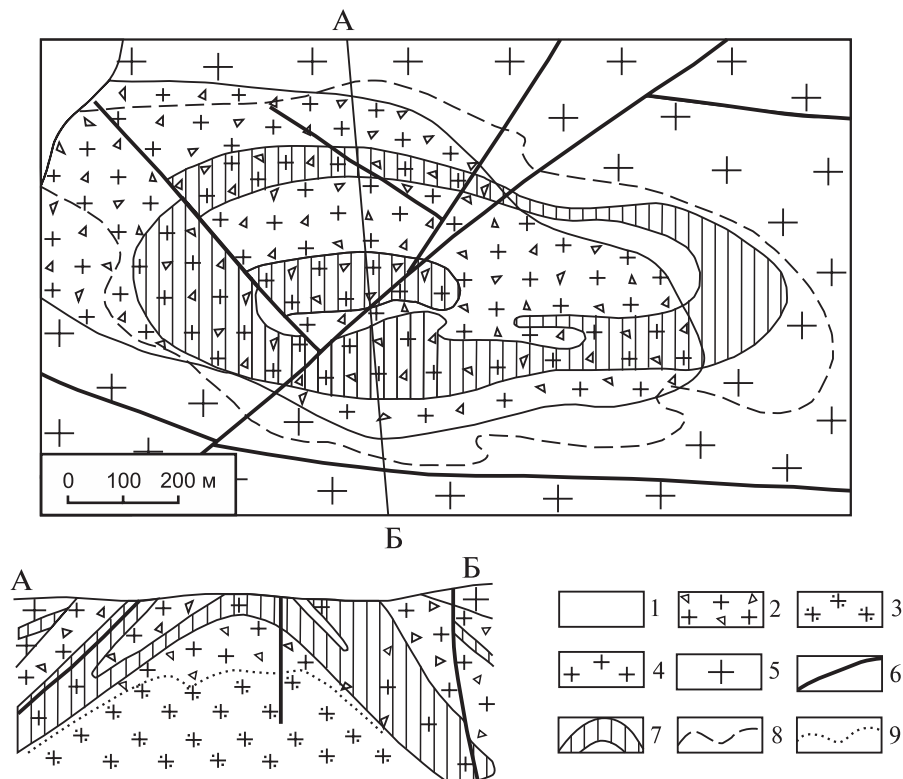
Месторождение относится к плутоногенно-гидротермальному типу и представлено выходящей на поверхность залежью промышленных молибденовых руд, приуроченной к штоку гранит-порфиров. В плане залежь имеет форму замкнутого кольца шириной от 30 до 180 м, погружающегося от центра наподобие симметричной антиклинальной складки. Мощность ее составляет от 70 до 100 м. В пределах залежи выделены два рудных

тела (верхнее и нижнее), залегающих в виде крутопадающих ( $35^\circ$ – $55^\circ$ ) полос оруденелых пород, разделенных безрудным интервалом мощностью от 50 до 70 м. Максимальная глубина подсечения рудных горизонтов составляет 290 м. Оруденение приурочено к интенсивно трещиноватым и дробленным породам, содержание молибдена варьирует от 0.012 до 0.28%. Молибденовые руды преимущественно вкрапленные, однако наблюдаются и рудные прожилки. Наиболее богатые руды с содержанием молибдена до 0.2–1% связаны с кварц-молибденитовыми, кварц-молибденит-пиритовыми прожилками. Общее количество таких руд не превышает 5–7%. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  подсчитаны только по нижнему рудному телу, они составляют 57 тыс. т в рядовых и бедных рудах, в том числе — 18 тыс. т в богатых рудах (Кошкин и др., 2002ф).

В Чикой-Ингодинской структурно-минерагенетической зоне выделен перспективный Тамирский рудный узел с молибденитовыми и медно-молибденитовыми крупными проявлениями: Тамирское, Ивановское, Кударинское.

*Тамирское молибденовое проявление* относится к жильному морфологическому типу и расположено в поле развития среднезернистых биотитовых гранитоидов бичурского интрузивного комплекса перми (Яблоков и др., 1955ф; Новиков и др., 1973ф). В пределах рудопроявления широко развиты средне-верхнетриасовые дайки гранит-порфиров, реже аплитовидных гранитов, которые занимают около 30% площади. Дайки имеют выдержанное субширотное простирание. Углы падения даек, как правило, крутые, близкие к вертикальным ( $80^\circ$ – $90^\circ$ ). Протяженность их колеблется в широких пределах от 30 до 500 м при мощности от нескольких сантиметров до 6 м. К дайкам гранит-порфиров пространственно тяготеют кварцевые жилы, в которых локализуется молибденовое оруденение. В кварцевых жилах кроме молибденита присутствуют в незначительном количестве пирит, гюбнерит, рутил и нерудные — берилл, турмалин, мусковит. Кварцевые жилы образуют три жильные зоны — западную, восточную и центральную, разделенные интервалами около 150 м (фиг. 7).

В зонах жилы имеют сближенное кулисообразное расположение. Мощность жил 0.1–0.3 м, длина 30–40 м, единичные жилы протягиваются до 50–150 м. Простирание жил субширотное, с падением на север. Кварц, слагающий жилы, молочно-белый, светло-серый мелко-среднезернистый, иногда крупнокристаллический, представлен одной генерацией, относится к высокотемпературным разностям. Молибденит мелкочешуйчатый, образует в зальбандах жил гнезда и прожилки, частично окислен — ферримолибдит. Вмещающие породы вблизи кварцевых жил (10–20 см)



**Фиг. 6.** Схема геологического строения и разрез по линии А-Б Новопавловского месторождения. По (Батурина, Рипп, 1984) с дополнениями.

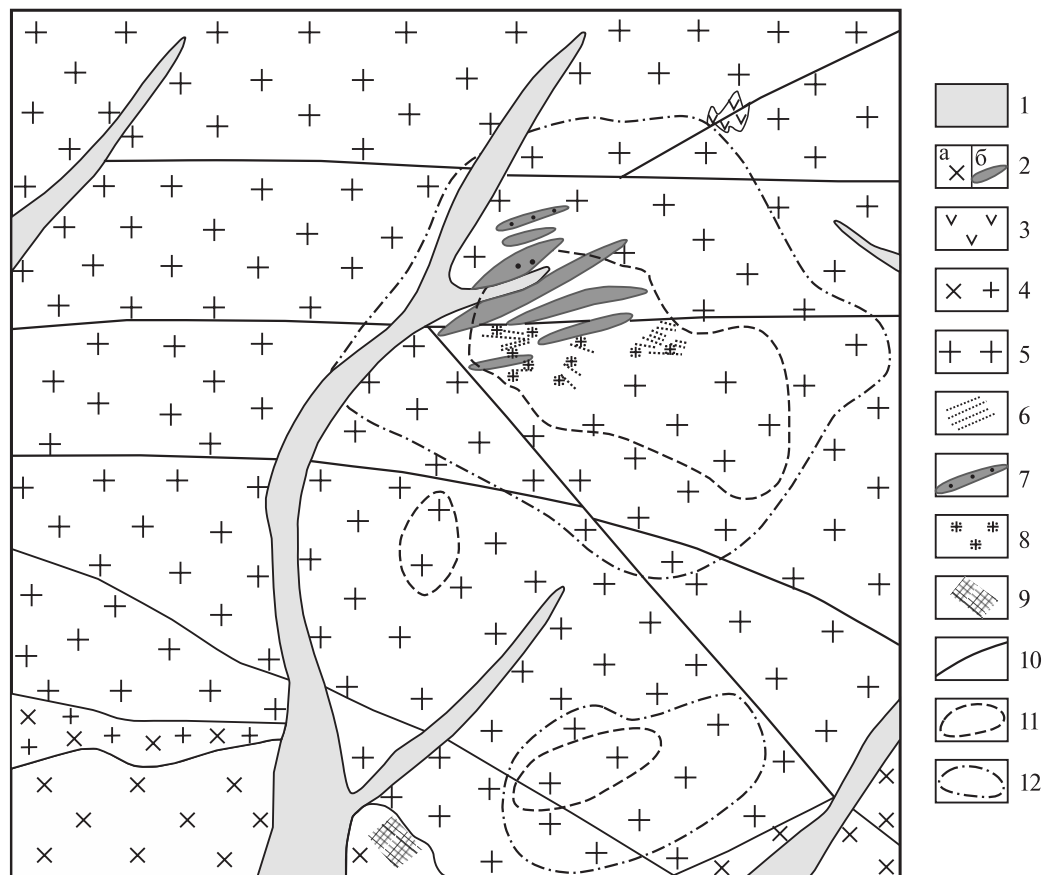
1 – четвертичные отложения. Соготинский субвулканический комплекс среднего – позднего триаса: 2 – эруптивные брекчии гранит-порфиров, 3 – порфировидные граниты и гранит-порфиры, 4 – мелкозернистые лейкократовые граниты; 5 – субщелочные граниты, граносиениты, сиениты и кварцевые сиениты куналейского интрузивного комплекса поздней перми – раннего триаса; 6 – разрывные нарушения; 7 – рудная залежь; 8 – контуры эндогенного ореола молибдена; 9 – предполагаемая геологическая граница гранит-порфиров и эруптивных брекчий.

грейзенизированы, в них молибденит присутствует в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Содержание молибдена колеблется от 0.003 до 0.3 %. Прогнозные ресурсы молибдена категории  $P_2$  – 185 тыс. т (Кошкин и др., 2000ф). По нашему мнению, крупное Тамирское рудопроявление молибдена требует дальнейшей детальной разведки и доизучения, с целью перевода его в разряд месторождения.

*Ивановское проявление молибдена* представлено кварц-молибденитовым штокверком, локализованным в бимодальных базальт-риолитовых вулканитах тамирской свиты верхней перми, прорванных дайками микродиоритов, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров усть-тамирского субвулканического комплекса  $T_{2-3}$  (Гордиенко, 1980). Рудоконтролирующей структурой является Чикой-Кударинская зона разломов. Штокверк овальной формы, вытянутый в субширотном направлении, площадью 2.7 км<sup>2</sup>. Включает ядро площадью 1.5 км<sup>2</sup> со средним содержанием молибдена до 0.05 %, окаймленное прожилково-жилковыми зонами с содержанием молибдена до 0.03 % (Яблоков и др., 1955ф). На глубине выявлено

несколько рудных зон с содержанием молибдена 0.03–0.05 % мощностью 6–250 м. Минеральный состав прожилков: кварц, калиевый полевой шпат, в незначительных количествах – турмалин, берилл, мусковит и флюорит; рудные – молибденит, пирит, халькопирит, гематит, магнетит, вольфрамит, шеелит, галенит, сфалерит, халькозин, повеллит, станнин, ковеллин, киноварь, теннантит, тетраэдрит, висмутин. Вторичные изменения вмещающих пород: калишпатизация, березитизация, вторичные кварциты. По распределению рудных элементов в первичных ореолах предполагается, что проявление сформировано в надинтрузивной зоне и имеет незначительный эрозионный срез. Прогнозные ресурсы молибдена категории  $P_1$  оцениваются в 177 тыс. т (Кошкин и др., 2000ф).

*Кударинское медно-молибденное рудопроявление* штокверкового типа расположено в осевой части Кударинской гривы в зоне Чикой-Кударинского разлома (Новиков и др., 1973ф; Ефимов, 2010). Основное рудное поле сложено габброидами и гранитоидами бичурского комплекса верхней перми, включающими ксенолиты сланцев катаевской свиты неопротерозоя и кислых вулканокла-



**Фиг. 7.** Схематическая геологическая карта Тамирского рудопроявления молибдена, масштаба 1:10000. По (Новиков и др., 1973ф; Кузнецова, 1973ф), с дополнениями и изменениями.

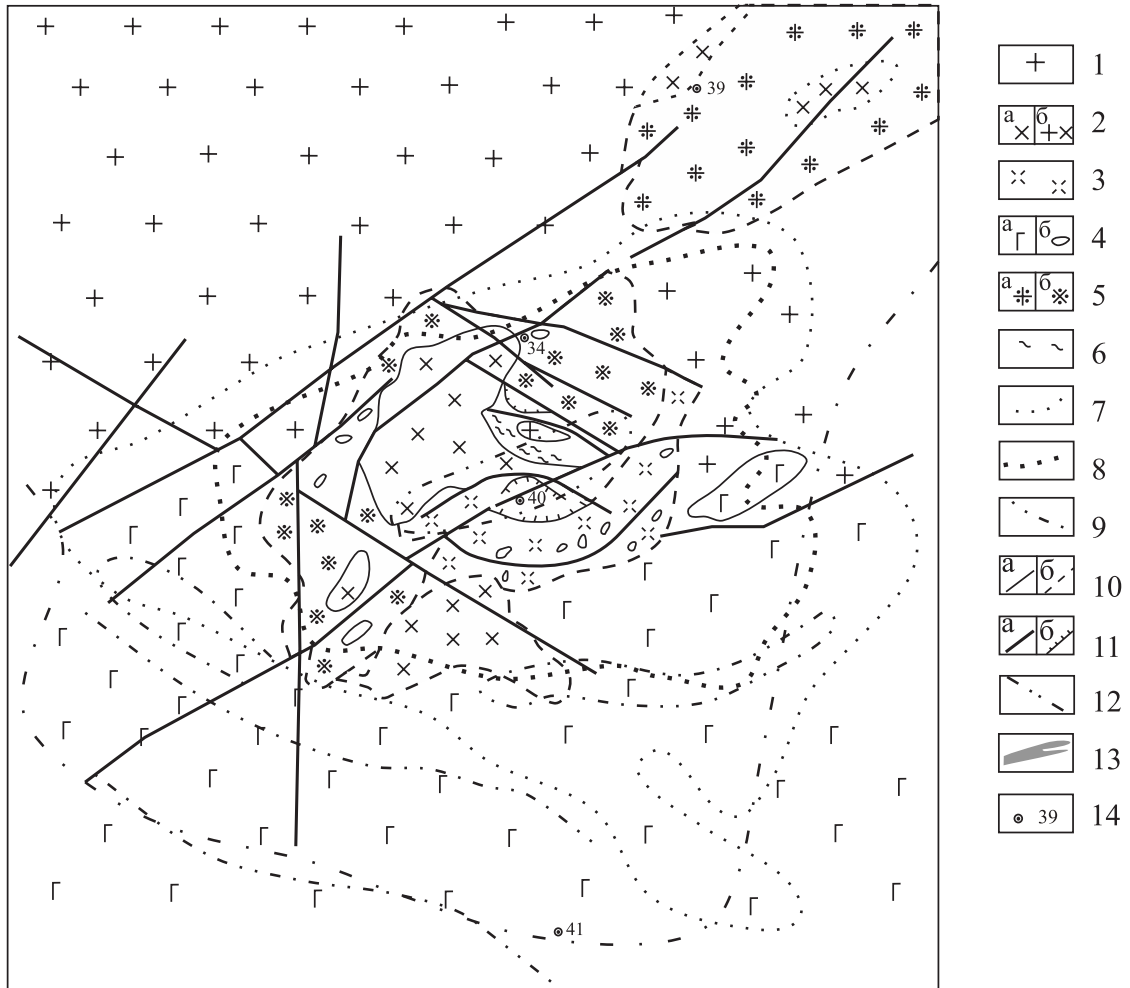
1 – четвертичные отложения. Усть-Тамирский субвулканический комплекс средне-верхнего триаса: 2 – штоки и дайки сиенит-порфиров (а) и гранит-порфиров (б); 3 – кластолавы трахириолитов и андезитов тамирской свиты верхней перми. Бичурский интрузивный комплекс перми: 4 – биотитовые мелкозернистые граносиениты (апикальная фация), 5 – биотитовые и биотит-роговообманковые среднезернистые граниты. Другие условные обозначения: 6 – кварцевые жилы с молибденитом; 7 – вкрапленность молибденита в гранит-порфирах; 8 – грейзенизация; 9 – аргиллизация; 10 – тектонические нарушения. Ореолы рассеяния молибденита: 11 – первичные (до 0.3%), 12 – вторичные (до 0.001%).

ститов тамирской свиты ( $P_2$ ). В центральной части участка в местах пересечения основных разрывов субширотного направления с субмеридиональным разломом гранитоиды бичурского комплекса прорваны дайками и небольшими штоками гранит-порфиров усть-тамирского субвулканического комплекса. Рудопроявление приурочено к штокам гранитоидов, в апикальных частях которых оконтурины два рудоносных штокверка – Северный и Южный.

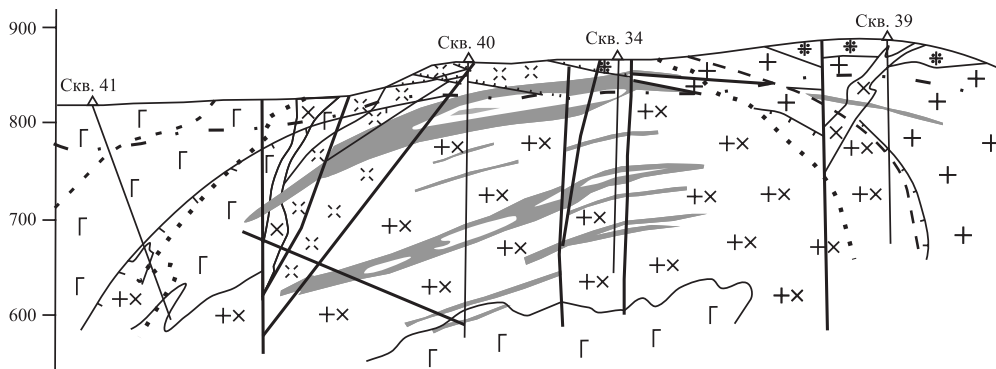
Северный штокверк имеет изогнутые округлые очертания, несколько удлинен в северо-восточном направлении. Размеры штокверка – 1300 × 800 м. Нижняя граница находится на глубине 280 м. Южный штокверк (500 × 200 м) расположен в 1.5 км южнее Северного. Породы в пределах штокверков прокварцованы, альбитизированы, участками калишпатизированы, биотитизированы и в значительной степени грейзенизированы. Оруденение представлено первичными и вторичными прожил-

ково-вкрапленными рудами, распространенными в основном в центральной части Северного рудного штокверка (фиг. 8).

По периферии рудных штокверков в пределах основных рудоконтролирующих структур и первичных ореолов рассеяния отмечаются слабо минерализованные породы с преимущественно прожилковым характером оруденения. Главными рудными минералами зоны первичных руд являются молибденит, халькопирит (1–2%), пирит (1–3%), ильменит (до 1%), рутил (до 1%), реже встречаются магнетит, гематит, халькозин, борнит, ковеллин, сфалерит, галенит. В числе нерудных минералов главные – кварц, полевой шпат и серицит, составляющие до 90–95% массы руды. Сопутствующими полезными компонентами руды являются серебро (до 1 г/т) и золото (0.05–0.1 г/т). Первичные руды халькопиритовые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, среднее содержание меди – 0.3%, молибдена – 0.01%. Прогнозные



Разрез по линии скважин 41, 40, 34, 39



**Фиг. 8.** Схема геологического строения Северного штока Кударинского медно-молибденового рудопроявления, масштаб 1:2000 и разрез по линии скважин № 41, 40, 34, 39. По (Ефимов, 2010), с дополнениями и изменениями.

Усть-Тамирский субвулканический комплекс среднего-верхнего триаса: 1 – граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 2 – плагииграниты (а), кварцевые диориты, сиенито-диориты (б). Бичурский интрузивный комплекс верхней перми: 3 – гранодиориты; 4 – габбро-диориты (а) и диориты (б), 5 – грейзенизированные разности гранитоидов (а) и грейзены кварц-мусковитовые (б). Другие условные обозначения: 6 – зоны дробления и рассланцевания; 7 – первичные ореолы рассеяния с содержанием меди от 0.03 до 0.09%; 8 – оруденелые породы основного состава с содержанием меди от 0.1 до 0.3%; 9 – контуры штока измененных оруденелых пород по данным магниторазведки; 10 – границы интрузивных контактов: достоверные (а) и предполагаемые (б); 11 – тектонические нарушения: крутые (а) и пологие (б); 12 – первичный ореол рассеяния с содержанием молибдена от до 0.01%; 13 – оруденелые породы штокверка с содержанием меди от 0.3 до 0.6%; 14 – скважины, их номера.



ресурсы Кударинского рудопроявления приведены в табл. 1. По генетическому типу оно относится к перспективной медно-порфировой формации и сопоставляется с месторождением Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии (Ефимов, 2010). По нашему мнению, Кударинское рудопроявление, представленное двумя крупными штокверками, требует дальнейшего детального изучения и перевода его в разряд богатого комплексного месторождения.

**Бериллий.** В пределах Селенгинского рудного района уникальным по крупности объектом стратегического минерального сырья является Ермаковское бериллиевое месторождение. Оно было выявлено Г.А. Ермаковым в 1964 г. в результате геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200000 в северо-западной части Кижингинской мезозойской впадины. В последующем в результате детальной разведки, петролого-геохимического изучения месторождения, промышленной оценки этого уникального объекта и в целом Кижингинского рудного узла и прилегающей территории Западного Забайкалья большую роль сыграли работы сотрудников Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Геологического института СО РАН и других организаций. В итоге была выделена крупная Западно-Забайкальская бериллиеносная провинция, которая входит в состав регионального Селенгино-Витимского металлогенического пояса. Опубликованные монографические работы и многочисленные статьи по всесторонней характеристике Ермаковского и других месторождений бериллия Западно-Забайкальской провинции (Гинзбург и др., 1969; Рипп, 1995; Булнаев, 1996; Коваленко и др., 2003; Лыхин и др., 2004; Куприянова и др., 2009; Куприянова, Шпанов, 2011; Лыхин, Ярмолюк, 2015 и др.) избавляют нас от необходимости приводить детальную характеристику этих хорошо изученных объектов.

Кижингинский рудный узел находится в юго-восточной части Селенгинского рудного района в пределах Кижингино-Кудунской металлогенической зоны северо-восточного простирания (длиной 170–180 км при максимальной ширине 20 км), где разведано два уникальных месторождения бериллия: Ермаковское фенакит-берtrandит-флюоритовое и Оротское берtrandитовое.

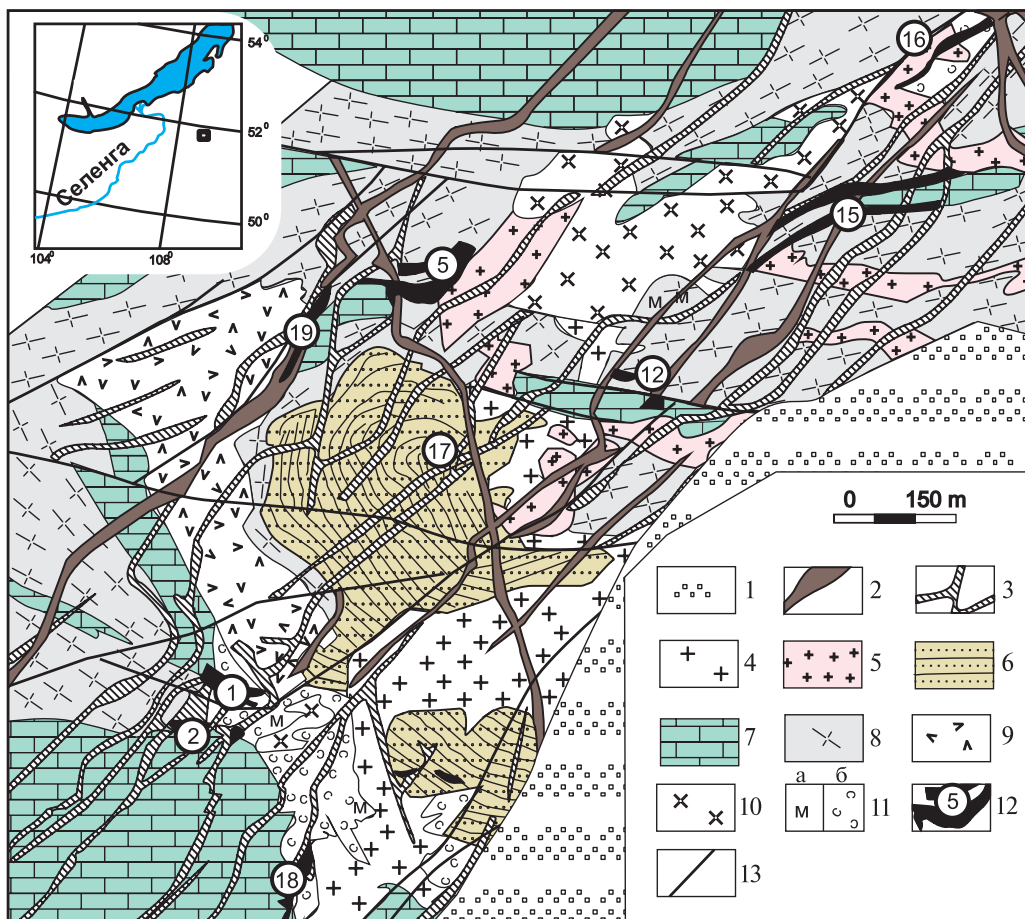
*Ермаковское фенакит-берtrandит-флюоритовое месторождение* располагается в северо-западном приподнятом борту Кижингинской мезозойской рифтогенной впадины, контролируемой северо-восточными региональными разломами. По данным Д.А. Лыхина и В.В. Ярмолюка (2015) и геолого-разведочных работ, месторождение приурочено к крупному ксенолиту метаморфизован-

ных терригенно-карбонатно-доломитовых пород неопротерозоя, прорванных в дорудную стадию габброидами ( $332 \pm 1$  млн лет), дайками и интрузиями гранитов зазинского комплекса с возрастом  $325 \pm 3$ ,  $316 \pm 2$  и  $302,5 \pm 10$  млн лет. Оруденение генетически связывается с соготинским дайковым и позднекуналейским интрузивным комплексом щелочных гранитов и сиенитов с U-Pb возрастом 226 млн лет (массив “Шток”) и  $227 \pm 1.5$  млн лет (массив “Сиенит”) (фиг. 9).

Ермаковское месторождение относится к берtrandит-фенакитовой рудной формации и промышленному типу берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (Куприянова и др., 2009). На месторождении установлено 24 рудных тела линзовидной формы, образующих 19 рудных зон протяженностью от 20 до 170 м и мощностью от 0.5 до 23 м (см. фиг. 9, табл. 3). Рудные тела представляют собой метасоматические залежи и зоны прожилковой минерализации в скарнированных породах. Главные рудные минералы – берtrandит, фенакит, флюорит. Фенакит (на его долю приходится около половины запасов BeO по месторождению) образует радиально-лучистые сростки размером до 4 см в диаметре.

Берtrandит слагает агрегаты в виде веерообразных, сноповидных сростков. Флюорит образует обособления размером до 10 см в поперечнике. Руды – комплексные флюорит-бериллиевые. Утвержденные запасы категории C<sub>2</sub> (табл. 1) составляют 19985 т BeO и 362 тыс. т CaF<sub>2</sub>. На 1 января 1997 отработано 37% от общих запасов металла на месторождении (Пехтерев и др., 2012). Однако оставшиеся в недрах запасы позволяют рассматривать месторождение как высокорентабельный объект мирового уровня. В настоящее время Ермаковское месторождение подготавливается к дальнейшему освоению и промышленной эксплуатации (Таханова, 2017).

*Оротское берtrandитовое месторождение* расположено в 28 км к северо-востоку от Ермаковского месторождения, в верховье пади Орот (фиг. 10). Оно было открыто в 1977 году Н.В. Ривлиным и М.В. Кудриным в процессе детальных поисковых работ 1 : 10000 масштаба. Месторождение связано с формированием Оротского палеовулкана центрального типа с хорошо выраженной кальдерой в диаметре около 4 км (Гордиенко, 1987). Кальдера оконтурена кольцевыми разломами, выявленными при дешифрировании аэрофотоснимков. Сложной формы неkk, вытянутый в меридиональном направлении (на 800 м) вдоль восточного края кальдеры, сформирован на месте выводного канала и заполнен трахириолитовой лавой с многочисленными обломками боковых пород (эруптивная брекчия). Неkk окружен ореолом околожерловой брекчии, которая представляет собой раздробленные боковые породы,



**Фиг. 9.** Схема геологического строения Ермаковского месторождения. По (Гальченко и др., 1967ф).

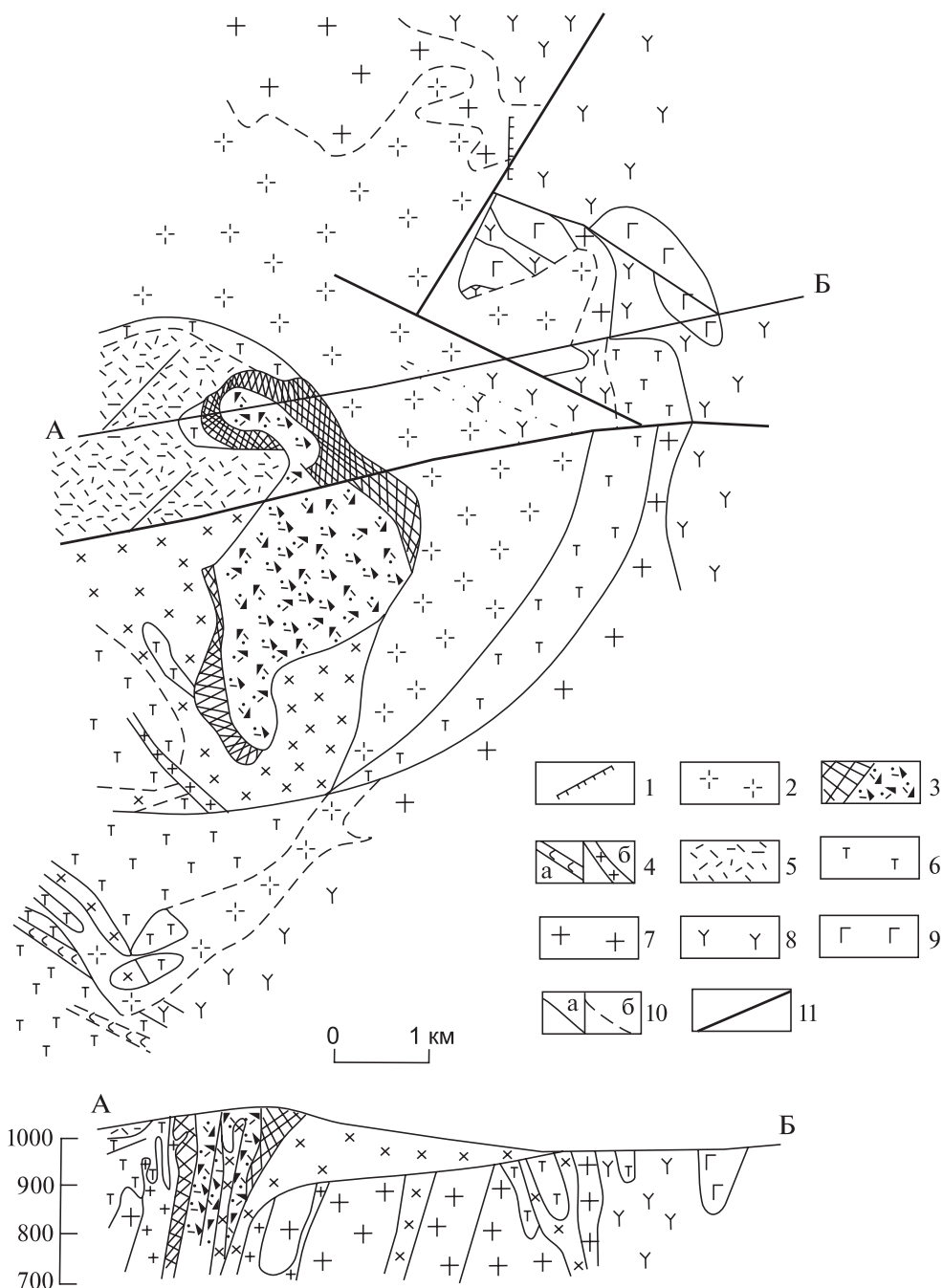
1 – меловые отложения (конгломераты, гравелиты, песчаники). Соготинский дайковый и позднекуналейский интрузивные комплексы верхней перми – позднего триаса: 2 – дайки фельзит-порфиров и сиенит-порфиров; 3 – дайки сиенит-диоритовых и диоритовых порфиров; 4 – лейкократовые субщелочные граниты, кварцевые сиениты; 5 – мелкозернистые лейкократовые граниты. Неопротерозойские метаморфизованные отложения: 6 – песчаники с прослоями известняков и сланцев, 7 – доломиты. Зазинский интрузивный комплекс среднего–позднего карбона–ранней перми: 8 – граниты, гранодиориты; 9 – габбро и габбро-диориты; 10 – кварцевые сиениты. Другие условные обозначения 11 – а) микроклины, б) везувиан-гранат-диопсидовые скарны; 12 – рудные зоны (цифры в кружочках); 13 – тектонические нарушения.

**Таблица 3.** Позиция и параметры рудных зон Ермаковского месторождения (по Куприянова, Шпанов, 2011)

Рудные зоны	Положение в складчатой структуре	Среднее содержание, мас.%		Запасы, %
		флюорита	ВеО	
1	Южное крыло	24.4	1.34	66.6
2	Южное крыло	8.9	0.77	4.9
5	Северное крыло	26.5	1.38	5.2
12	Северное крыло	26.1	1.16	10.8
15	Северное крыло	22.7	0.75	2.6
16	Северное крыло	22.5	0.78	2.5
17	Пологая мульда складки	18.3	0.86	6.4
18	Северное крыло	29.7	0.92	0.5

подвергшиеся гидротермально-метасоматическим преобразованиям с наложением рудной минерализации. Интрузия порфировидных гранитов куналейского комплекса имеет форму кольцевой дайки, переходящей в односторонний лакколит, развитый с северо-восточной стороны кальдеры, и располагается в зоне ограничивающего лакколит разлома. Дайки выполняют дугообразные трещины.

В формировании Оротского палеовулкана выделено несколько стадий. 1) Зарождение палеовулканической постройки, связанное с внедрением субвулканических интрузий крупнопорфировых сиенит-порфиров и трахит-трахириолитов. Их эруптивные контакты с раннепермскими вулканитами суженской свиты и гранитами куналейского комплекса наблюдались неоднократно. 2) Формирование нека эруптивных брекчий



**Фиг. 10.** Схема геологического строения Оротского палеовулкана и связанного с ним бертрандитового месторождения. Составил И.В. Гордиенко (1987) с использованием материалов В.В. Скрипкиной и Л.И. Рейф (ПГО “Бурятгеология”).

Соготинский субвулканический комплекс среднего-верхнего триаса: 1 – дайки сиенит-порфиров; 2 – лакколитоподобное тело мелкозернистых порфировидных гранитов; 3 – эруптивные брекчии трахириолитовых порфиров жерловой и околожерловой фаций; 4 – дайки и штоки трахириолитовых порфиров (а) и сиенит-порфиров (б). Алентуйская свита верхней перми: 5 – трахириолиты с обломками подстилающих пород. Суженская свита нижней перми: 6 – трахибазальты, трахириолиты, трахиты и андезитбазальты, их туфы и туфопесчаники с флорой кордаитов. Куналейский и бичурский интрузивные комплексы верхней перми: 7 – среднезернистые порфировидные граниты; 8 – средне- и крупнозернистые сиениты; 9 – средне- и крупнозернистые габбро-сиениты. Другие условные обозначения: 10 – границы между разновозрастными подразделениями: установленные (а), предполагаемые (б); 11 – разрывные нарушения.

(жерловая фация). Эруптивные брекчии содержат обломки пород первой стадии. 3) Формирование кольцевой интрузии порфиroidных гранитов. Ее внедрение связано с процессом кальдерообразования, о чем свидетельствует пространственная приуроченность гранитов к дуговым разломам, ограничивающим кальдеру. Порфиroidные граниты секут эруптивную брекчию. 4) Образование разнообразных даек. Бериллиевое оруденение в основном сосредоточено в порфиroidных щелочных (с эгирином) лейкократовых гранитах, которые на месторождении образуют полукольцевую интрузию, а также в околожерловых брекчиях и вулканитах.

Кроме вулканических пород жерловых фаций, вокруг Оротского палеовулкана широко распространены покровные фации вулканитов алентуйской ( $P_2$ ) и суженской ( $P_1$ ) свит, впоследствии объединенных в цаган-хунтейскую толщу поздней перми – триаса. Во второй половине триаса в Оротскую вулканическую постройку внедрились гранитоиды позднекуналейского и соготинского комплексов –  $224.8 \pm 1.3$  млн лет (Гордиенко, 1987; Лыхин, Ярмолюк, 2015). Формирование бериллиевой минерализации на месторождении произошло в результате взаимодействия производных щелочно-гранитных магм с вмещающими вулканогенными породами (Лыхин, Ярмолюк, 2015).

При изучении флюидов в минералах гранитоидов установлено, что Ермаковское и Оротское месторождения связаны с массивом щелочных (эгириновых) гранитов позднекуналейского комплекса. При этом отделение рудоносных флюидов произошло вначале на Ермаковском месторождении, а затем – на Оротском. В связи с этим рудопроductивность Ермаковской интрузии была в пять раз выше, чем при формировании Оротского месторождения (Рейф, 2007). На месторождении в полосе шириной 350–400 м, прослеживающейся в северо-западном ( $320^\circ$ – $330^\circ$ ) направлении на расстояние до 700 м, выявлено 7 рудных тел мощностью от 5 до 30 м, длина 60–90 м, протяженность по падению 70–160 м. Рудные тела группируются в две зоны общей мощностью 45–65 м и протяженностью по горизонтали и вертикали 150–180 м, отстоящие друг от друга на 65–75 м и прослеженные скважинами на глубину 250 м. Распределение  $BeO$  в рудах крайне неравномерное, его содержание изменяется от 0.005 до 1–2%. Рудные тела не имеют четких контактов с вмещающими породами и оконтуриваются по данным опробования (Куприянова, Шпанов, 2011).

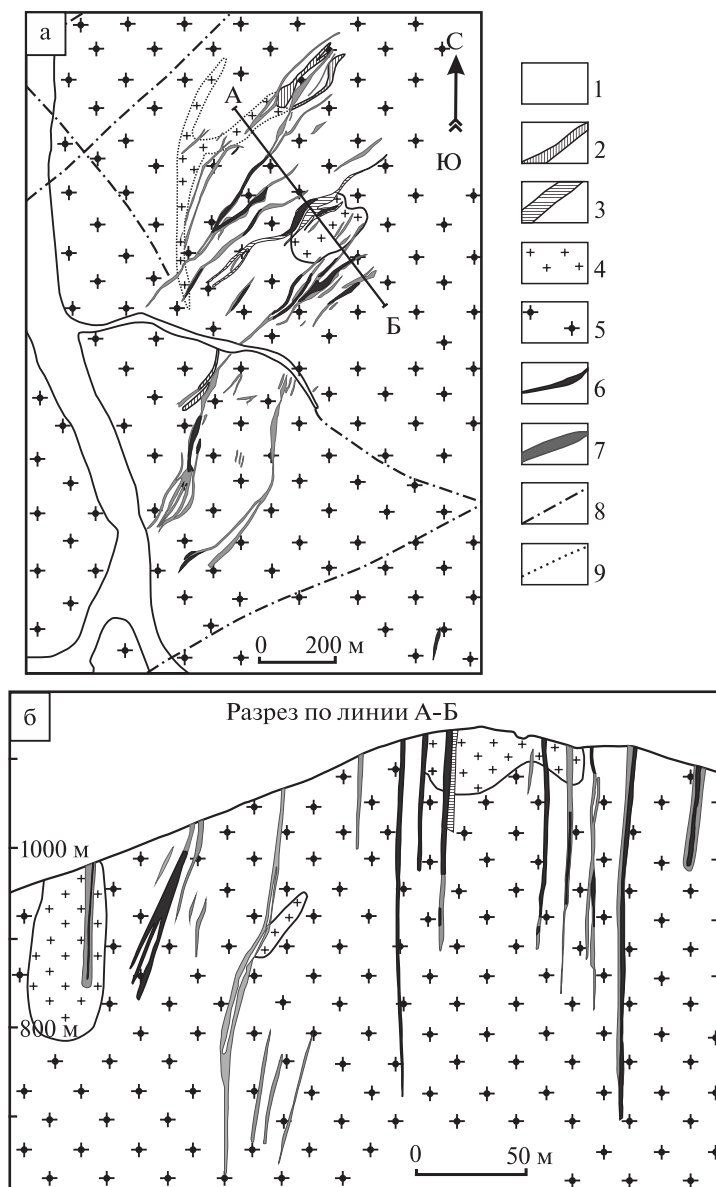
В целом Оротское месторождение принадлежит берtrandитовой формации, промышленному типу берtrandит-аргиллизитовых метасоматитов. Считается, что магматические породы и руды Оротского месторождения образовались с участием мантийных источников N-MORB и EM-II с до-

бавлением континентальной коры, на что указывают положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T) = +2.4$  (Лыхин и др., 2004).

Кроме Кижингинского рудного узла с промышленным типом бериллиевых месторождений на территории Селенгинского рудного района выявлен Таширский рудный узел, включающий Нарынское и Таежное флюоритовые месторождения, а также среднее по масштабам Урминское месторождение бериллия.

*Урминское гельвин-берtrandитовое месторождение* открыто в 1970 году и детально изучено геологами Бурятского геологического управления и ВИМСа. Оно находится в восточной части хребта Малый Хамар-Дабан в узле пересечения крупных разломов и включает несколько рудопроявлений: Убур-Таширское, Левобережное и Нижнее Орелокское (фиг. 11). Месторождение тяготеет к гранитоидам повышенной щелочности, принадлежащим раннемезозойскому таширскому интрузивному комплексу, аналогу позднекуналейских гранитоидов (Куприянова и др., 2011; Лыхин, Ярмолюк, 2014).

Бериллиевая минерализация локализуется в пределах Убур-Таширского массива, сложенного лейкогранитами, щелочными гранитами и щелочными сиенитами (Куприянова, Шпанов, 2011). Дайки в его строении распространены незначительно и по составу отвечают диоритовым порфирирам и сиенит-порфирам. Минерализация, представленная гельвином и берtrandитом, накладывается на гранитную матрицу. Рудные участки на месторождении – это зоны микроклинизации и альбитизации гранитоидов, сопровождаемые бериллиевой и сульфидной минерализацией (Новикова, Заболотная, 1988). Рудные зоны на месторождении контролируются крутопадающими сбросо-сдвигами и трещинами сколового характера. Эти разломы и трещины служили каналами для гидротермальных растворов, вызвавших метасоматические и рудные процессы. В рудных зонах развиты кулисообразно расположенные рудные тела жильной, линзовидной и неправильной формы, простирающиеся преимущественно в северо-восточном направлении ( $10^\circ$ – $45^\circ$ ) с падением под углом  $50^\circ$ – $70^\circ$  на СВ. Выявлено 23 рудных тела, протяженность их – 50–200 м, средняя мощность – 0.6–3.14 м. Отдельные рудные тела прослежены на глубину более 200 м. На верхних горизонтах преимущественно развит берtrandит, на глубине – гельвин (Лыхин, Ярмолюк, 2015). Среднее содержание окиси бериллия в рудных телах варьирует от 0.131 до 0.852 %. В то же время в участках, обогащенных флюоритом, бериллий присутствует в небольших количествах. С целью промышленной оценки месторождения необходимо проведение детальных геолого-разведочных работ и исследований вещественного состава и возраста руд.



**Фиг. 11.** Схема геологического строения Урминского гелвинит-берtrandитового месторождения и разрез по линии А-Б. По (Новикова, Заболотная, 1988; Лыхин, Ярмолюк, 2014).

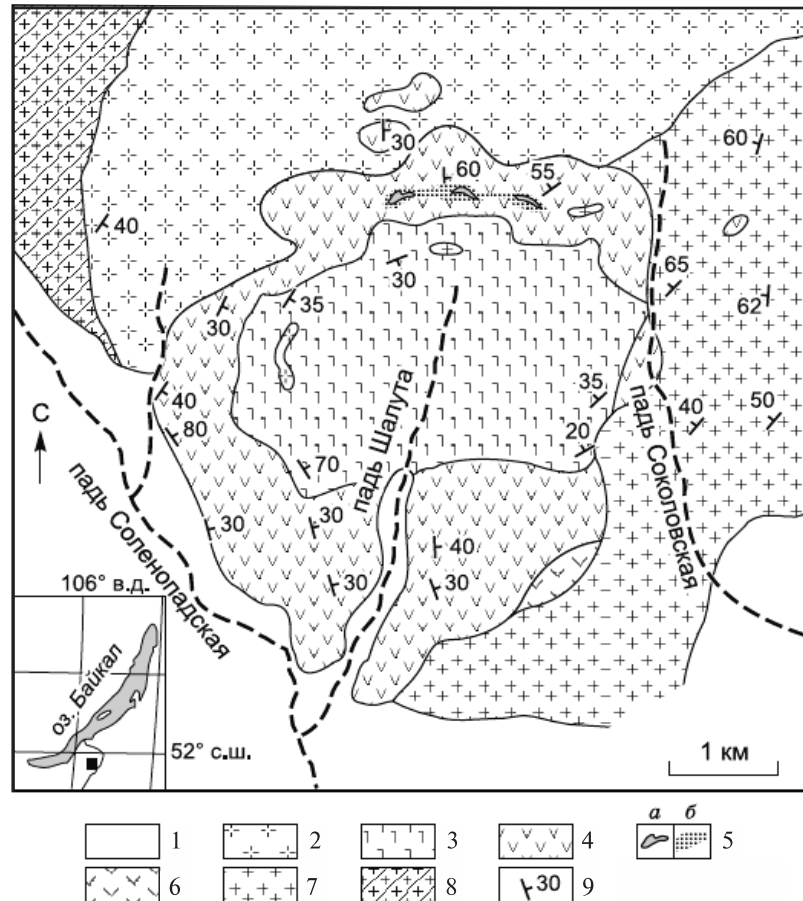
1 – четвертичные отложения; 2–5 – раннемезозойский таширский интрузивный комплекс: 2 – дайки мелкозернистых сиенитов, сиенит-порфиров, 3 – дайки андезитов, трахиандезитов, диоритов, 4 – мелко- и неравнозернистые лейкократовые граниты, 5 – среднезернистые лейкократовые граниты; 6, 7 – кварц-полевошпатовые метасоматиты с гелвинитом и берtrandитом: 6 –  $\text{VeO}$  более 0.1%, 7 –  $\text{VeO}$  от 0.06 до 0.1%; 8 – разломы; 9 – предполагаемые границы мелкозернистых лейкократовых гранитов.

**Титан.** К западу от Куналейского рудного узла расположены Арсентьевское месторождение и Верхне-Зуйское проявление титана, связанные с габброидами первой фазы бичурского комплекса ранней–верхней перми. По генезису титановое оруденение относится к магматическому типу, принадлежит к апатит-титано-магнетитовой габбро-анортозитовой формации.

*Арсентьевское месторождение титана* расположено в Моностойском хребте и приурочено

к центральной части одноименного габбро-анортозитового массива (фиг. 12). Основными рудными минералами являются магнетит и ильменит, в небольших количествах присутствуют сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит, марказит и пентландит. Постоянно отмечаются апатит и зеленая шпинель (Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011).

По горным выработкам и данным магниторазведки выделено 17 рудных зон мощностью 11–300 м и протяженностью 132–1040 м, удаленных



**Фиг. 12.** Схематическая карта Арсентьевского габбро-анортозитового массива. По (Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011).

1 – четвертичные отложения; 2 – сиениты; 3 – анортозиты и лейкогаббро; 4 – трахитоидные оливиновые габбро, монцидиориты; 5 – ильменит-титаномагнетитовые массивные (а) и вкрапленные (б) руды; 6 – габбро, керсутитовые габбро, пироксениты; 7 – диориты, гранодиориты, монциониты; 8 – гранито-гнейсы; 9 – элементы залегания трахитоидности.

друг от друга на расстояние от 30 до 190 м. По падению они изучены на глубину 144–354 м. Простираение зон северо-восточное  $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$ , падение на юго-восток под углом  $20^{\circ}$ – $60^{\circ}$ . Оконтурирование их проведено по бортовому содержанию двуоксида титана 4%. Внутри зон выделено более 90 рудных тел с вкрапленными, густовкрапленными и сливными рудами линзовидной, жилообразной или неправильной формы с параметрами  $3$ – $10 \times 50$ – $60$  м. Количество рудных минералов в сливных рудах –  $80$ – $90\%$ , густовкрапленных –  $40$ – $60\%$  и вкрапленных – до  $40\%$ . Содержание апатита – от  $3$  до  $25\%$ , зеленой шпинели – до  $15\%$ , пирита – до  $7\%$ , халькопирита – до  $2\%$ , пирротина – до  $16\%$ . На глубине количество сульфидов несколько возрастает. Количественные соотношения магнетита и ильменита в рудах обычно равны, лишь в сливных и отчасти богатовкрапленных рудах преобладает магнетит, иногда в  $2$ – $3$  раза. Наиболее распространены вкрапленные руды. Средние содержания варьируют:  $TiO_2$  –  $4.09$ – $6.37\%$ , сумма окислов железа –  $14.68$ – $27.96\%$ ,  $P_2O_5$  –  $1.61$ – $3.1\%$ ;

$V_2O_5$  –  $0.02$ – $0.075\%$ . Месторождение относится к крупным. Запасы  $TiO_2$  при бортовом содержании  $4\%$  составляют  $299207$  тыс. т (Гусельников, 1959ф; Смирнов и др., 1958ф). Возраст габбро Арсентьевского месторождения определен уран-свинцовым методом (SHRIMP II) по циркону (Бадмацыренова и др., 2011), составляет  $279 \pm 2$  млн лет.

Верхне-Зуйское проявление приурочено к одноименному габброидному массиву, расположенному в осевой части Моностойского хребта. Массив сложен лейко- и оливиновыми габбро, реже – габбро-анортозитами и анортозитами. Среднее содержание  $TiO_2$  по массиву –  $2.84\%$ . Наиболее оруденелыми являются лейкогаббро, содержащие  $TiO_2$  от  $3$  до  $7.74\%$ . Оливиновые габбро и габбро-анортозит характеризуются значительно более низкими содержаниями  $TiO_2$  – соответственно  $1.71$  и  $1.95\%$ . Рудная минерализация распределена неравномерно и представлена ильменитом и титаномагнетитом. Выделяется три типа оруденения: бедновкрапленное, вкрапленное и реже богатовкрапленное. Бедновкрапленные руды харак-

теризуются содержанием  $TiO_2$  в количестве 3–5%, вкрапленные руды – 5–7%. Выделено три рудных зоны:  $2250 \times 254$ ,  $2270 \times 261$  и  $1120 \times 229$  м. По ним подсчитаны запасы  $TiO_2$  по категории  $C_2$  в количестве 317.3 млн т (Гусельников, 1959ф).

**Золото.** Богатых золоторудных объектов на территории Селенгинского рудного района пока не обнаружено. Отдельные проявления рудного золота представлены золото-кварцевой и золото-серебро-сульфидной формациями и относятся к гидротермально-постмагматическому плутоногенному генетическому типу (Третьяковское месторождение, проявления Алтачейское, Вирхе, Вершинное, Осередыш и Изгиб). Выявленные объекты, по официальным данным, не эксплуатируются.

*Третьяковское комплексное золото-флюорит-серебряное месторождение* представляет собой кварц-флюоритовые жилы с золотом, зоны окварцевания и штокверковые зоны (фиг. 13). Относится к кварц-флюорит-золоторудному формационному типу.

Оруденение локализуется в зонах дробления северо-восточного простирания субвертикального падения, оперяющих Аршанский разлом в бассейне реки Халюты. На участке  $4 \times 1.5$  км выявлено пять сближенных кварц-флюоритовых жил протяженностью от 100 до 1150 м, при мощности жил от 0.05 до 3.1 м. Пять зон окварцевания с золото-серебряной минерализацией протяженностью от 150 до 200 м, мощностью от 0.2 до 3.0 м. Золоторудные зоны изучены с поверхности и местами по керну скважин на глубину. Содержание золота в них изменяется от 0.3 до 19.5 г/т, среднее – 3 г/т; серебра – от 1.9 до 18.6 г/т, среднее – 7 г/т. Намечается вертикальная зональность в распределении минерализации. На глубоких горизонтах в кварц-флюоритовой жиле № 2 сульфиды образуют обильную вкрапленность в кварце, составляя до 20% объема, и представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, станнином. В ряде скважин с глубиной наблюдается увеличение содержания золота и мощности рудных тел. Промышленное значение может иметь лишь жила № 2, прослеженная на 1150 м по простиранию при средней мощности 1.04 м. По золоту и серебру по жиле № 2 определены прогнозные ресурсы категории  $P_2$ , составляющие 3.3 т золота и 7.7 т серебра. При комплексном освоении проявление может оказаться рентабельным.

Проявление Алтачейское приурочено к зоне Северо-Заганского разлома. Бурением вскрыты участки штокверкового окварцевания с медно-молибденовой (малахит-халькопирит-молибденит) и золотой минерализацией (Очиров и др., 1992ф). По результатам бороздового опробования канав, содержание меди 0.006–1%, молибдена 0.0008–0.02%, серебра 0.1–30 г/т, золота 0.002–0.02 г/т, кернового опробования скважин – меди

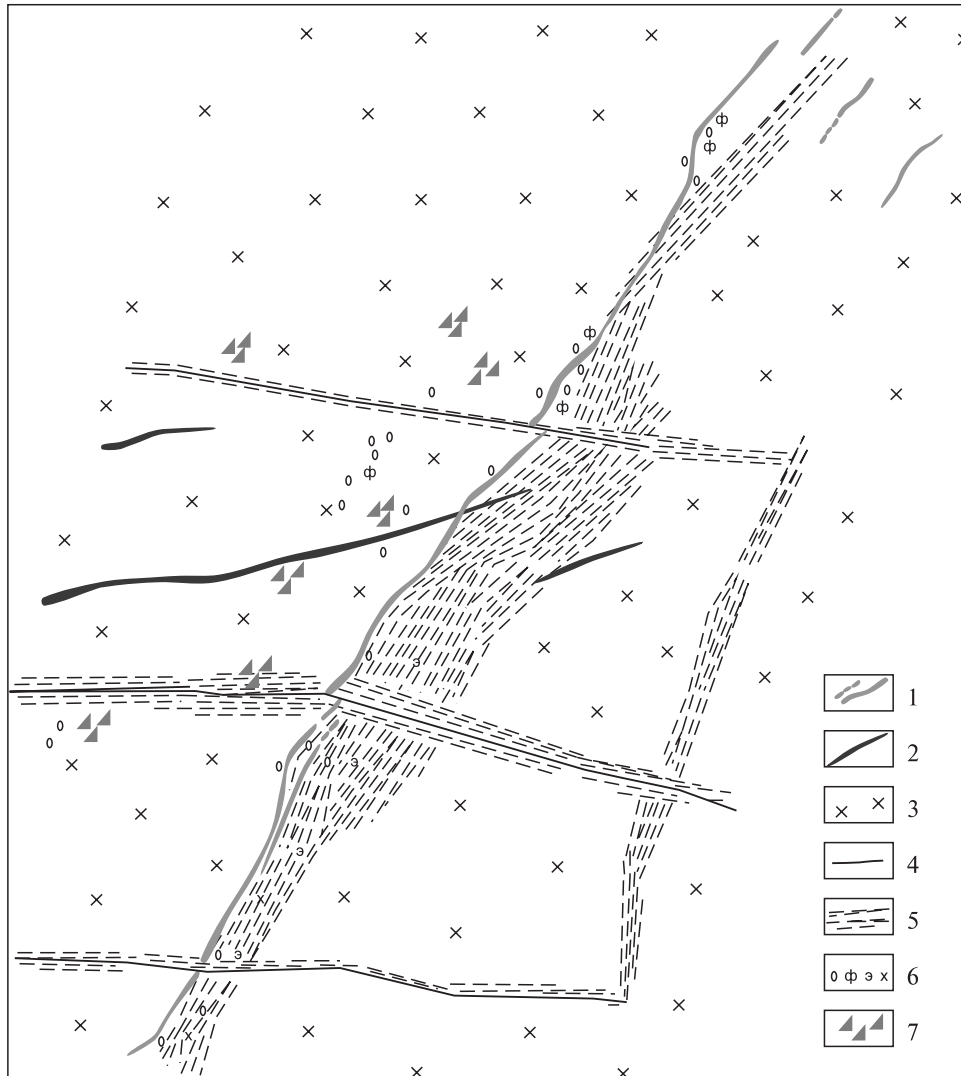
0.01–0.3%, молибдена 0.0003–0.01%. В протоколках обнаружены малахит, халькопирит, лимонит, магнетит, гематит, шеелит, блеклая руда, апатит, в знаках – молибденит, пирит, арсенопирит, флюорит, азурит. Проявление комплексное медно-молибденовое и золото-серебряное, требует дальнейшего изучения.

На участке Вирхе Новопавловского рудного узла средневзвешенное содержание золота составляет 0.1405 г/т. Здесь в пределах расланцованных вулканитов кислого-среднего состава аленгуйской свиты ( $P_2$ ) установлены зоны аргиллизации, окварцевания, пиритизации и флюоритизации пород, мощностью 50–100 м. По результатам бороздового опробования содержание золота в этих зонах не превышает 1–1.5 г/т (обычно десятые и сотые г/т), лишь в одной пробе установлено золото в количестве 50 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_2$  составляют 10150 кг (Кошкин и др., 2002ф).

**Уран.** Урановая минерализация в Селенгинском рудном районе представлена двумя месторождениями и девятью проявлениями (Воронов, 1999ф). Выделяется два генетических типа: гидротермальный постмагматический плутоногенный и гидрогенный. Гидротермальная урановая минерализация развита в пределах мезозойских вулканотектонических депрессий и представлена Журавлиным и Сланцевым месторождениями, а также Хангайским, Верхне-Убукунским, Васильевским проявлениями. Оруденение относится к урановорудной формации в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулканотектонических структур, обычно приурочено к зонам дробления пород. Вторичные изменения отмечаются в виде окварцевания, калишпатизации, аргиллизации, флюоритизации, пиритизации и хлоритизации. Месторождения и проявления характеризуются сходными чертами геологического строения (Заицев, 2013).

**Флюорит.** На территории Западного Забайкалья выявлено около 150 месторождений и рудопроявлений флюорита. В пределах Селенгинского рудного района известно 1 среднее по запасам, 11 малых месторождений и 16 проявлений флюорита. Месторождения и проявления относятся к гидротермальному постмагматическому генетическому типу, к флюорит-кварцевой аргиллитовой рудной формации и характеризуются близкими чертами геологического строения, качеством и технологическими свойствами руд (Булнаев, 1995). Наибольшее количество месторождений и проявлений флюорита Селенгинского рудного района расположены в Таширском (Наранское месторождение) и Новопавловском (Нижне-Чикойское месторождение) рудных узлах.

*Наранское месторождение* относится к эпitherмальному типу и располагается в юго-западной



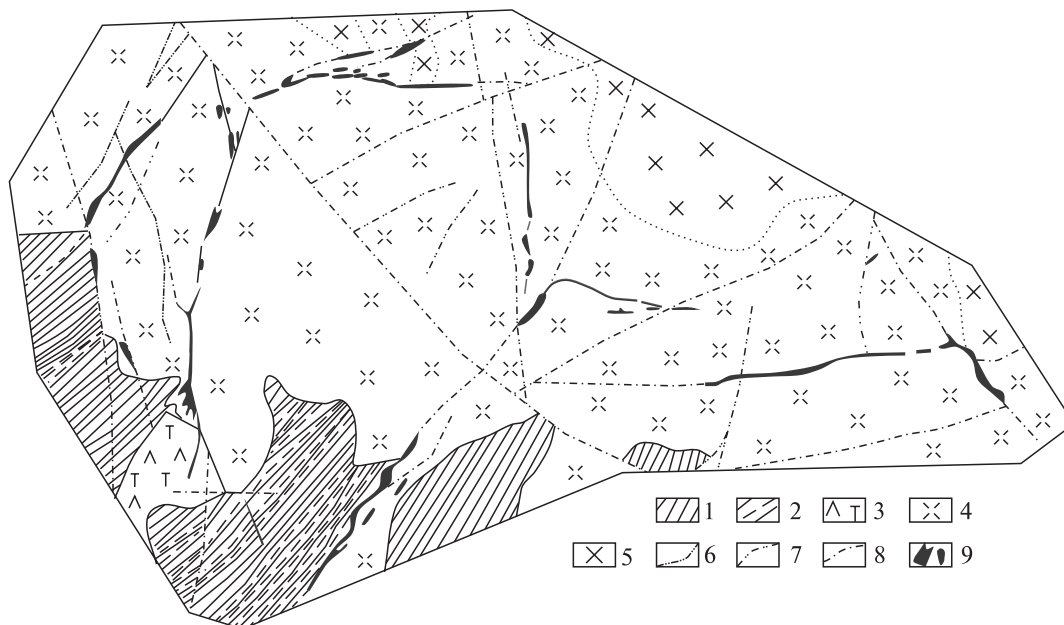
**Фиг. 13.** Схема геологического строения Третьяковского комплексного месторождения, масштаба 1:10000. По (Ивченко, 1968ф).

1 – кварц-флюоритовые жилы с золотом. Бичурский интрузивный комплекс ( $P_{1-2}$ ): 2 – дайки диабазовых порфиров, 3 – биотитовые сиениты; 4 – разрывные нарушения; 5 – зоны интенсивного дробления, брекчирования и милонитизации пород; 6 – окварцевание, флюоритизация, эпидотизация, хлоритизация; 7 – свалы обломков кварц-флюоритовой руды с золотом.

эндоконтактной части Убур-Таширского гранитоидного массива (фиг. 14). На месторождении выявлено и разведано 17 рудных тел. Рудные тела месторождения, представленные жилами выполнения и минерализованными зонами дробления, контролируются исключительно разрывными нарушениями типа сбросов и сбросо-сдвигов. Рудоконтролирующие разломы имеют, как правило, крутое падение, нередко случаи изменения их направления по простиранию и падению. Отдельные разломы характеризуются наличием резких изгибов по простиранию, сопровождаются сложной системой боковых ответвлений. При этом разрывные нарушения субмеридиального направления пересекают и несколько смещают сбросы и

сдвиги северо-восточного простирания. Наиболее богатые по размерам раздувы часто линзующихся кварц-флюоритовых жил и минерализованных зон приурочены к таким сложным по строению участкам субмеридиальных разломов (Булнаев, 1995). Минеральный состав руд Наранского месторождения зависит от типа слагаемых ими рудных тел. В жилах выполнения он представлен почти целиком флюоритом и кварцем, находящимися в различных количественных соотношениях. В минерализованных зонах дробления к этим двум главным жильным минералам примешиваются минералы вмещающих граносиенитов – полевые шпаты, кварц, биотит, роговая обманка. Из второстепенных минералов, связанных с гидро-





**Фиг. 14.** Схема геологического строения Наранского флюоритового месторождения, масштаба 1:2000. По (Булнаев, 1995).

Неопротерозой (астайская свита): 1 — биотит-кварц-полевошпатовые сланцы; 2 — амфибол-биотитовые сланцы. Таширский интрузивный комплекс поздней перми—раннего триаса: 3 — трахиандезиты; 4 — сиенит-порфиры и сиениты; 5 — граносиениты; 6 — дайки микропоякитовых и фельзитовых порфиров; 7 — дайки диоритовых, андезитовых и трахиандезитовых порфиритов; 8 — разломы; 9 — флюоритовые и кварц-флюоритовые тела.

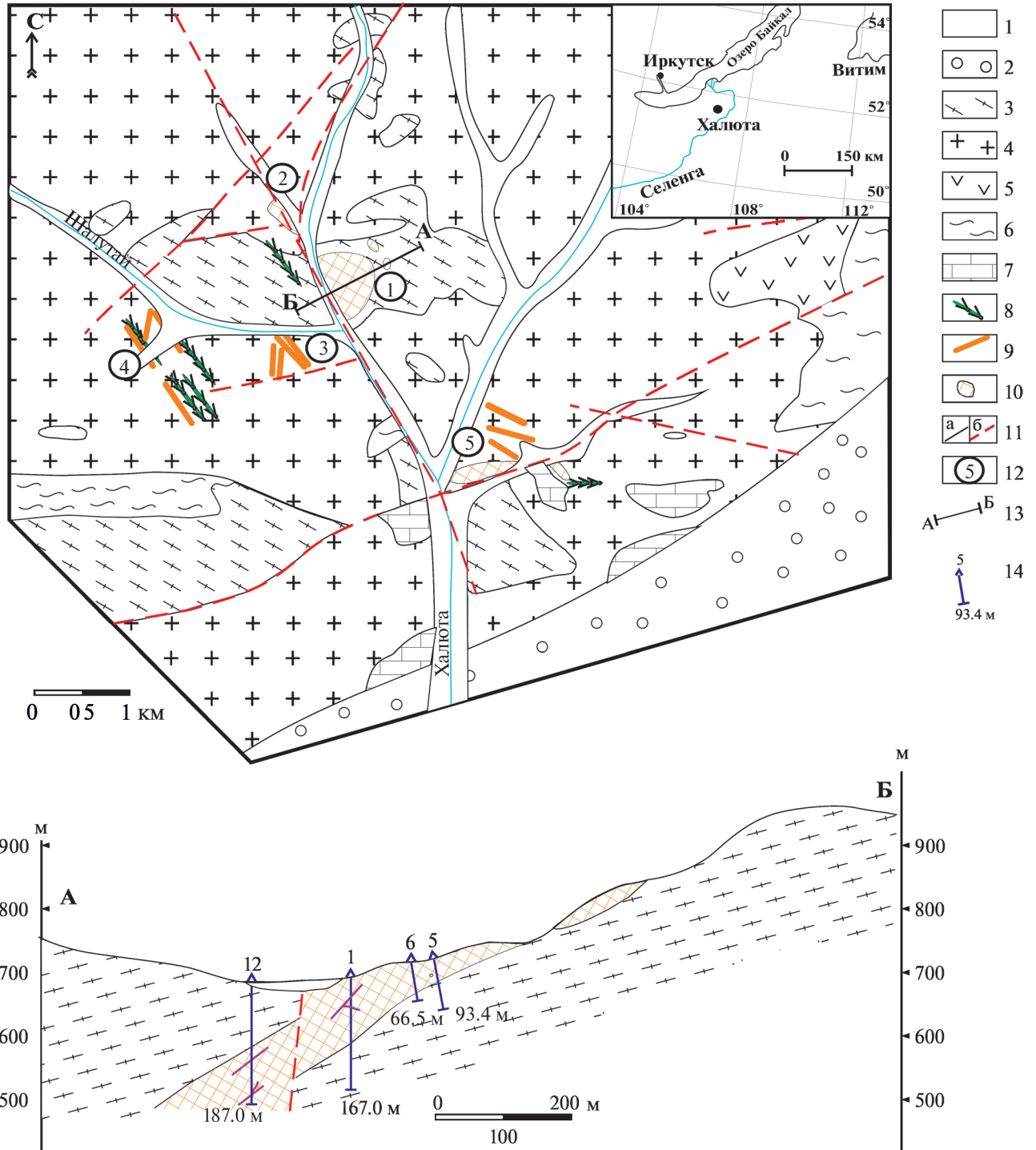
термальным флюоритообразованием, наиболее часто отмечаются глинистые минералы — каолинит, монтмориллонит и гидрослюда. Они концентрируются в минерализованных зонах дробления и зонах окolorудной аргиллизации. Текстуры руд месторождения разнообразны. Однако в промышленных рудных телах преобладают руды трех типов — брекчиевые, массивные и прожилково-вкрапленные.

Руды Наранского месторождения в среднем содержат флюорит от 25.5 до 34.32%, кварц — от 34.73 до 55.17%, полевых шпатов — от 16.55 до 62.9%. Карбонаты, сера, фосфор и железо, являющиеся для флюоритовых руд вредными примесями, присутствуют в незначительных количествах, не превышающих часто сотых и тысячных долей процента (Булнаев, 1995). Общие разведанные запасы флюоритовых руд по категории А + В + С<sub>1</sub> составляют 1621 тыс. т, при среднем содержании 31.15% (табл. 1).

**Редкоземельные элементы.** В настоящее время на территории Западного Забайкалья выявлена крупная редкоземельная карбонатитовая провинция (Рипп и др., 2000; Никифоров и др., 2000, 2002). В ее пределах обнаружена комплексная редкоземельно-барий-стронциевая минерализация, связанная с карбонатитами халютинского комплекса раннего мела (Рипп и др., 2009). В Черемшано-Ошурковском рудном узле, в северном борту Иволгинской впадины, вдоль Гильбиринского разлома, обнаружены Халютинское, Верх-

не-Халютинское, Аршан-Халютинское и Верхне-Шалутайское проявления РЗЭ (Радченко и др., 1978ф; Гольдберг, 1990ф). Кроме того, карбонатиты обнаружены в пределах Ошурковского апатитоносного массива (Никифоров и др., 2000, 2002; Рипп и др., 2013).

*Халютинское проявление* стронция, бария и РЗЭ изучено поисково-оценочными работами. Оно приурочено к дайкообразному телу карбонатитов мощностью около 100 м, падающему в западном направлении под углом 30°–40° (фиг. 15). Карбонатиты прослежены бурением на глубину 187 м, установлено их интрузивное залегание в породах неопротерозойского метаморфического комплекса. Карбонатиты являются барий-стронциевыми рудами со средним содержанием SrO — 10.17%, BaO — 8.42% и РЗЭ — 0.21%. Руды имеют полосчатую, линзовидно-полосчатую и брекчиевую текстуры, сложены кальцитом, барито-целестином, стронцианитом, магнетитом, апатитом и флогопитом. Лабораторными исследованиями (ГИГХС) установлена принципиальная возможность получения гидроокиси стронция непосредственно из руды без применения кислот, дорогостоящих и дефицитных реагентов. Попутно получена известь, которая может использоваться в строительстве. Прогнозные ресурсы окиси стронция оцениваются по категории P<sub>1</sub> + P<sub>2</sub> + P<sub>3</sub> — 11100 тыс. т (см. табл. 1). Проявление представляется перспективным и рекомендуется для первоочередного использования.



**Фиг. 15.** Схема геологического строения Халютинского месторождения и других проявлений карбонатитов. Разведочный разрез А-В через тело карбонатитов Халютинского участка. По (Радченко и др., 1978ф).

1 – четвертичные отложения; 2 – конгломераты и песчаники; 3 – гнейсовидные граниты; 4 – кварцевые сиениты; 5 – габбро; 6 – кристаллические сланцы; 7 – мрамора; 8 – дайки шонкинитов и щелочных сиенитов; 9 – дайки карбонатитов; 10 – плащеобразные тела карбонатитов; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – участки проявления карбонатитов: (1) Халютинский, (2) Верхне-Халютинский, (3) Нижне-Шалутайский, (4) Верхне-Шалутайский, (5) Аршан-Халютинский; 13 – линия разреза; 14 – скважины показаны на разрезе.

Возраст карбонатитов Халютинского проявления определен U-Pb методом (SHRIMP II) по циркону из главной залежи (Рипп и др., 2009), составляет  $130 \pm 1$  млн лет. Ранее предшественниками (Булнаев, Посохов, 1995) Rb-Sr методом были получены датировки в интервале  $119 \pm 10$  млн лет.

В пределах Аршано-Халютинского проявления карбонатитов руды характеризуются брекчиево-полосчатой текстурой и сложены кальцитом, флогопитом, биотитом, бастнезитом, барито-целестином, стронцианитом, монацитом, флюоритом, магнетитом и гематитом. Содержание суммы окислов РЗЭ цериевой и иттриевой групп (с преобладанием цериевой) в карбонатитах колеблется от 0.87 до 7.64%, бария и стронция достигает 3%, флюорита 11%. Прогнозные ресурсы суммы РЗЭ категории  $P_2$  определены в 186 тыс. т, флюорита – 434 тыс. т. Аршано-Халютинское и другие проявления карбонатитов (см. фиг. 15) требуют дальнейшего изучения.

**Апатит.** В пределах Селенгинского рудного района значительное место занимают апатитоносные магматические породы. Здесь расположено крупное Ошурковское месторождение апатитовых (фосфорных) руд и целый ряд перспективных рудопроявлений (Андреев и др., 1972).

*Ошурковское месторождение*, находящееся в пригороде г. Улан-Удэ, является наиболее крупным месторождением региона. Оно разведывалось геологами Бурятского геологического управления и связывалось с массивом диоритов и сиенито-диоритов позднего протерозоя (Костромин и др., 1969ф). В последующем по этим данным с использованием детальных структурно-геологических и петрографических исследований был написан ряд работ, в которых доказывался, главным образом, плутоногенно-постмагматический генетический тип оруденения, связанный с формированием апатитоносных субщелочных габбро-диоритов и сиенито-диоритов палеозойского возраста, которые широко распространены в Западном Забайкалье (Гордиенко, 1970; Андреев и др., 1972). Было установлено, что Ошурковское месторождение относится к апатит-диорит-габброидной рудной формации и апатитовому в апогаббровых сиенито-диоритах геолого-промышленному типу. Месторождение детально разведано и подготовлено к эксплуатации (Савельев и др., 1988ф). Оно представляет собой массив субщелочных габброидов площадью 12 км<sup>2</sup>, имеющих в плане близкую к изометричную форму. Рудным телом является большая часть массива. Апатит на Ошурковском месторождении является одним из главных породообразующих минералов, его содержание колеблется от 3–4% до 15–20%. Повышенные концентрации апатита наблюдаются в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях пород. В пределах массива выделяется несколько участков

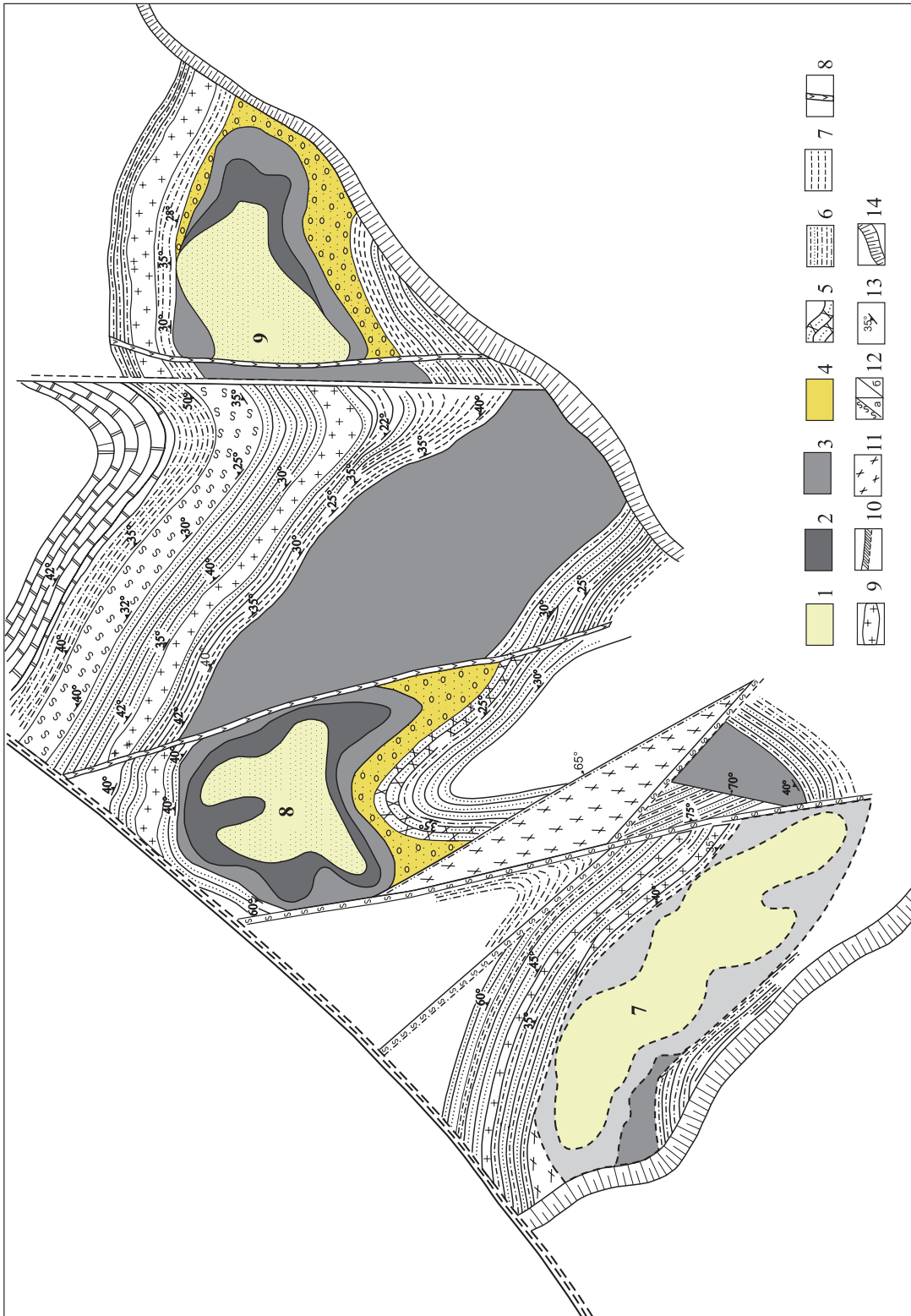
шириной от 100 до 400 м и протяженностью до 500–600 м с содержанием  $P_2O_5$  – 5–6%, образующих полосу шириной 500–600 м, протягивающуюся через центральную часть массива на 2.0–2.5 км. Суммарные запасы категорий  $A + B + C_1$  до глубины 200 м составляют 108.6 млн т  $P_2O_5$  при среднем содержании 3.8%, бортовом – 2.5%, минимальном промышленном – 3.6%. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  до глубины 500 м составляют 137 млн т  $P_2O_5$  (табл. 1).

В последнее время на Ошурковском массиве и одноименном апатитовом месторождении были проведены минералого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования, в результате которых было показано, что кроме промышленного апатитового оруденения, связанного с интрузией субщелочных габброидов, в более позднее время (в меловой период) сформировались жилы карбонатитов с апатитовой минерализацией (Никифоров и др., 2000, 2002; Царев, Батуева, 2013; Рипп и др., 2013).

**Кварцевое сырье.** Крупным объектом стратегического минерального сырья на территории Селенгинского рудного района является Черемшанское месторождение высококачественных кварцитов.

*Черемшанское месторождение* расположено в 60 км от г. Улан-Удэ и в 40 км от ст. Татаурово ВСЖД. Оно было открыто коллективом Зырянской партии Бурятского геологического управления в 1965–1966 гг. в ходе геологической съемки масштаба 1:50000 среди неопротерозойских осадочно-терригенных отложений итанцинской свиты Восточного Прибайкалья (Соколов, Плотников, 1972ф). В последующем было установлено, что данное месторождение кремнеземного сырья представляет собой крупный объект высокочистых кварцитовидных песчаников (Борисов и др., 1999; Царев и др., 2007) (фиг. 16).

Месторождение состоит из крупных залежей (более 10 км) белых мономинеральных кварцитов и кварцитовидных песчаников мощностью от 30 до 50 м. Белые, желто-белые кварцитовидные песчаники состоят из зерен кварца (99.2% свободного кремнезема), не имеющих газовойжидких и минеральных включений. Вредные примеси (0.7–1.0%) представлены окислами железа, которые легко удаляются. Запасы кварцита на 1 января 2007 г., тыс. т: категории В – 2397,  $C_1$  – 10443,  $C_2$  – 2275; в том числе в контуре карьера: В – 2521,  $C_1$  – 8156. Состав примесей, %:  $Fe_2O_3$  – 0.1,  $Al_2O_3$  – 0.2, CaO – 0.005. По вещественному составу, минералого-текстурным особенностям и физическим параметрам кварцитовидные песчаники относятся практически к единому технологическому типу, удовлетворяющему требованиям промышленности для производства технического кремния, карбида кремния и ферросилиция.



**Фиг. 16.** Схема геологического строения кварцевых залежей № 7, 8, 9 Черемшанского месторождения кварцевого сырья, масштаб 1 : 1000. По (Гальченко, 1999ф).  
 1 — белые высокочистые кварциты; 2 — желтовато-белые кварциты; 3 — желтовато-серые кварциты с редкими тенями замещенных песчаников; 4 — желтые песчаники с частыми реликтами замещаемых песчаников; 5 — кварцевые песчаники на карбонатном цементе; 6 — чередование серицит-содержащих кварцитов и кварц-серицитовых сланцев; 7 — углисто-кварц-серицитовые сланцы и филлиты; 8 — дайки диоритовых порфиритов; 9 — силлы каолинизированных аплитовидных гранитов; 10 — минеральные пигменты глинисто-железистые, карбонатно-железистые образования; 11 — пестроцветные глины с включениями обломков кристаллических пород; 12 — разломы, сопровождающиеся милонизацией пород (1), прочие разломы (2); 13 — элементы залегания пород; 14 — рабочие уступы эксплуатационного карьера.

Республика Бурятия располагает и другими крупными месторождениями высококачественного кварцевого сырья (Чулбонское, Атарханское, Бурал-Сардыкское и др.) и имеет все предпосылки, чтобы стать одним из основных производителей и экспортеров поликристаллического кремния и автономных систем энергоснабжения в объеме до 1/3 мирового оборота (Бахтин и др., 2007; Яловик, 2010).

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

История геодинамического развития Забайкалья, в том числе Селенгинского рудного района, в позднем палеозое – раннем мезозое (среднем, позднем карбоне, перми и триасе) была обусловлена взаимодействием Сибирского континента с Монголо-Охотским океаном (Зоненшайн и др., 1990; Коваленко, Ярмолюк, 1990). Последний, согласно реконструкциям, в конце карбона и перми являлся заливом Палеопацифики (Golonka *et al.*, 2006). По восточной окраине Сибирского континента в это время существовала геодинамическая обстановка активной континентальной окраины андийского типа (Гордиенко, Кузьмин, 1999; Donskaya *et al.*, 2013).

Было установлено, что вулканические извержения начались в среднем-позднем карбоне в связи с заложением крупной рифтогенной трансрегиональной структуры – Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса – в тылу активной континентальной окраины Сибирского континента. Интенсивный внутриплитный магматизм в пределах активной континентальной окраины привел не только к формированию в ее тылу девон-раннекаменноугольных вулкано-тектонических структур Западного Забайкалья (Гордиенко и др., 2010; Минина и др., 2016), но и к массовому внедрению гранитоидов баргузинского комплекса с возрастом 330–290 млн лет, которые сформировали крупнейший в мире Ангаро-Витимский батолит площадью около 150000 км<sup>2</sup> (Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Цыганков и др., 2017). Участие в формировании батолита мантийных источников содействовало термальному прогреву территории Западного Забайкалья, что привело в дальнейшем к корово-мантийному взаимодействию и формированию в последующем тесно взаимосвязанных вулканогенных толщ, базитов и гранитоидов разной щелочности и кислотности.

В Селенгинском рудном районе начальные импульсы трахиандезит-риолитового вулканизма (гунзанская толща) были приурочены к северному и южному бортам пояса, а также и к его западному флангу. Этот импульс во времени захватывал средний-верхний карбон – нижнюю пермь. В интрузивном магматизме от ранних к более позд-

ним выделяются следующие ассоциации пород: 1) известково-щелочные и субщелочные граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами зазинского комплекса с возрастом 305–285 млн лет; 2) кварцевые сиениты и монцониты с базитами нижнеселенгинского комплекса с возрастом 285–278 млн лет. Состав магматических пород зазинского и нижнеселенгинского комплексов подтверждает его корово-мантийную природу (Гордиенко, Цыганков, 2017). Эти магматические процессы проявились далеко за пределами Ангаро-Витимского батолита на территории Юго-Западного Забайкалья и Северной Монголии.

В последующем, в верхней перми и раннем триасе, геодинамическая обстановка усложнилась в связи с формированием рифтогенных вулканотектонических структур в тылу активной континентальной окраины. В верхней перми произошли площадные трахибазальтовые излияния (унгуркуйская, мунустайская, тамирская толщи), которые сопровождалась формированием силлов и лакколитоподобных тел долеритов и габбро-сиенитов, а также бимодальных серий с комендитами и щелочными гранитами куналейского комплекса. Последние наиболее широко распространены в пределах Селенгинского рудного района и относятся к верхней перми и нижнему триасу.

Более поздняя, раннемезозойская история геодинамического развития региона также была связана с взаимодействием Сибирского континента с Палеопацификом и его заливом – Монголо-Охотским океаническим бассейном. По складчатому обрамлению юга Сибирской платформы на территории Забайкалья на месте Монголо-Охотского пояса в раннем мезозое существовала сложная геодинамическая обстановка калифорнийского или монголо-охотского типов (Коваленко, Ярмолюк, 1990; Гордиенко, Кузьмин, 1999). Она характеризовалась надвиганием Сибирского континента на структуры Монголо-Охотского океанического бассейна, в результате чего образовались зоны “рассеянного” рифтогенеза и “распыленного” магматизма. Отличительной особенностью этого процесса явилось сочетание обстановок сжатия и растяжения, поэтому здесь образовались многочисленные вулкано-тектонические структуры, сложенные вулканиками внутриплитного типа с редкометалльными и другими гранитоидами различной щелочности и кислотности. С последними связаны основные эндогенные месторождения Селенгинского рудного района, определяющие его металлогенический облик.

Выполненные в последние годы геохронологические исследования позволили расшифровать историю вулканических процессов в вышеназванных структурах и раскрыть их геодинамическую природу. Было установлено, что на территории Забайкалья мезозойская вулканическая деятельность

была сконцентрирована в ряде вулканических областей и зон и контролировалась мантийными плюмами горячего поля мантии (Ярмолюк и др., 2017). По-видимому, динамика развития плюмов носила прерывисто-пульсационный характер. Каждому импульсу активности плюма соответствовал определенный комплекс вулканических и плутонических образований, с которыми связаны выявленные месторождения минерального сырья в Селенгинском рудном районе (Коваленко и др., 2003; Гордиенко, Цыганков, 2017). Следует отметить, что подобные процессы нарушения сплошности литосферы в результате деятельности мантийных плюмов и увеличения активности рудоносных флюидно-магматических потоков в течение длительного времени предполагаются при формировании объектов Стрельцовского молибден-урановорудного поля Восточного Забайкалья и Джидинского рудного района (Петров и др., 2017; Гордиенко и др., 2018<sub>2</sub>).

В дальнейшем практически без перерывов, начиная с конца триаса, в регионе продолжались интенсивные магматические процессы, которые привели к образованию позднемезозойско-кайнозойской вулканической области (Ярмолюк и др., 1998). К этому этапу относится выявленное в Селенгинском рудном районе редкоземельное оруденение, связанное в основном с формированием карбонатитов.

#### ПРОГНОЗЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ СЕЛЕНГИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Известно, что стратегия экономического развития Республики Бурятия во многом базируется на освоении минерально-сырьевой базы благородных, черных, легирующих, цветных и редких металлов (молибдена, вольфрама) и топливно-энергетического сырья, в том числе стратегического минерального сырья (бериллия, золота, платины, свинца, серебра, меди, никеля, хрома, титана, редких и редкоземельных элементов) (Игнатович, 2007; Игнатович, Филько, 1978; Бахтин, Ялович, 2007; Ялович 2010).

Изученные нами ранее в рамках Программы Президиума РАН Курбино-Еравнинский, Северо-Байкальский, Восточно-Саянский (Окинский), Джидинский рудные районы (Гордиенко, Нефедьев, 2015; Гордиенко и др., 2014; 2016; 2018<sub>2</sub>) в настоящее время рассматриваются как крупные промышленные узлы минерально-сырьевого профиля, которые в будущем могут стать основой для формирования Восточно-Бурятского, Северо-Байкальского и Окино-Джидинского территориально-промышленных комплексов как центров экономического развития Сибири и Республики Бурятия (Минерально-сырьевой..., 2009).

В связи с этим большую перспективу и экономическую ценность представляют легкодоступные минеральные ресурсы Селенгинского рудного района с экономически развитой инфраструктурой (Бахтин и др., 2007; Таханова, 2017, Гордиенко и др., 2018<sub>1</sub>). Здесь обнаружены и разведаны крупные месторождения: бериллиевое Ермаковское, молибденовое Жарчихинское, титановое Арсентьевское, апатитовое Ошурковское, Черемшанское кварцитовое; Халютинское редкометалльно-редкоземельное рудопроявление в карбонатитах и более мелкие недоразведанные проявления молибдена, бериллия, урана, меди, золота и других полезных ископаемых, которые при изменении ситуации на мировом рынке могут быть с успехом использованы при модернизации экономики исследованного региона и России в целом.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные промышленно-значимые ресурсы стратегического минерального сырья Селенгинского рудного района связаны с магматической деятельностью позднепалеозойско-раннемезозойского этапа. Активные внутриплитные (рифтогенные) процессы, проявленные в позднем палеозое-мезозое, привели к формированию эндогенных месторождений редких металлов, титана, золота и редкоземельных элементов, а также нерудного апатитового и кварцевого сырья постмагматического и гидротермально-метасоматического генезиса. В настоящее время установлено, что в этих процессах главную роль играли мантийные плюмы и потоки глубинных трансмагматических растворов (флюидов), которые концентрировались в верхних горизонтах рудно-магматических систем, в зонах развития даек и разрывных нарушений. Действие плюмов, по-видимому, продолжалось длительное время, от позднего палеозоя до мезозоя включительно, и имело пульсирующий характер. Этим обусловлена разновозрастность магматизма и рудообразующих процессов практически на всех рудных объектах Селенгинского рудного района.

Новые фактические материалы по минерагении Селенгинского рудного района представляют собой научную основу формирования минерально-сырьевой базы Саяно-Байкальского региона и на современном уровне могут быть эффективно использованы при строительстве промышленных горно-обогатительных комбинатов, а также при проведении поисково-оценочных работ как на ранее известных, так и на новых объектах.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность академику В.В. Ярмолюку за критические замечания и пожелания, способствовавшие улучшению качества

статьи, а также М.Ш. Бардиной и А.А. Каленых за помощь по техническому оформлению работы.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 1.4П “Месторождения стратегического сырья в России: инновационные подходы к их прогнозированию, оценке и добыче” и частично грантов РФФИ № 15-05-01633а и № 18-45-030016 p\_a.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И.* Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1972. 200 с.
- Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В.* Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулкано-тектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. № 7. С. 944–962.
- Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В.* Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 807–818.
- Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В.* Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1 (38). С. 132–138.
- Батурина Е.Е., Рипп Г.С.* Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья (основные черты металлогении и геохимии). М.: Наука, 1984. 152 с.
- Бахтин В.И., Яловик Г.А.* Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Республики Бурятия до 2020 г. // Разведка и охрана недр. 2007. № 12. С. 6–15.
- Бахтин В.И., Яловик Г.А., Гусев Ю.П., Игнатович В.И., Лбов В.А.* Основные полезные ископаемые Бурятии // Разведка и охрана недр. 2007. № 12. С. 15–21.
- Борисов А.П., Гальченко В.И., Миронов А.Г., Корсунов В.М.* Черемшанский кварцит – основа комплексного освоения рудных богатств Бурятии // Горный журнал. 1999. № 3. С. 1–4.
- Булнаев К.Б.* Наранское месторождение // Месторождения Забайкалья. Т. 1. Кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 197–203.
- Булнаев К.Б.* Генезис флюорит-бертрандит-фенакитовых месторождений // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 147–156.
- Булнаев К.Б., Посохов В.Ф.* Изотопно-геохимические данные о природе и возрасте эндогенных карбонатных пород Забайкалья // Геохимия. 1995. № 2. С. 189–196.
- Верник В.Л., Рипп Г.С.* Жарчихинское молибденовое месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 176–179.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.* Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканогеология и сейсмология. 2007. № 4. С. 3–28.
- Геологическая карта юга Восточной Сибири и Северной части МНР. Масштаб 1 : 1500000 / гл. ред. А.Л. Яншин. Л.: Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ, 1980.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И., Гальченко В.И.* Генетические особенности флюорит-фенакит-бертрандитового оруденения // Разведка и охрана недр. 1969. № 1. С. 3–10.
- Гордиенко И.В.* Апатитоносные диориты ошурского типа – новый генетический тип апатитовых месторождений // V чтения памяти академика С.С. Смирнова. Чита: Изд-во Забайкал. филиала географ. общества СССР, 1970. С. 135–138.
- Гордиенко И.В.* Средне- и верхнепалеозойский внегосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области // Тектоника Сибири. Т. 7. М.: Наука, 1976. С. 82–90.
- Гордиенко И.В.* Состав и возраст тамирской свиты вулканических пород Западного Забайкалья // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1980. № 7. С. 84–91.
- Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Гордиенко И.В.* Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования // Тихоокеанская геология. 1992. Т. 11. № 4. С. 101–109.
- Гордиенко И.В.* Металлогения различных геологических обстановок Монголо-Забайкальского региона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 7–13.
- Гордиенко И.В., Климук В.С.* Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 23–37.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
- Гордиенко И.В., Нефедьев М.А.* Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124. <http://dx.doi.org/10.7868/S0016777015020021>
- Гордиенко И.В., Цыганков А.А.* Магматизм и рудообразование в различных геодинамических обстановках Саяно-Байкальской складчатой области и сопредельных территорий // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 36–44.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Нефедьев М.А., Орсов Д.А.* Геолого-геофизические, прогнозно-металлогенические исследования и перспективы освоения минеральных ресурсов Северо-Байкальского рудного района // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. № 2(45). С. 5–18.

- Гордиенко И.В., Роцектаев П.А., Гороховский Д.В.* Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429. <http://dx.doi.org/10.7868/S001677701605004X>
- Гордиенко И.В., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А., Елбаев А.Л.* Селенгинский рудный район Республики Бурятия: геологическое строение, минералогения, геодинамика, перспективы развития // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018<sub>1</sub>. Т. 41. № 1. С. 9–37.
- Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Смирнова О.К., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А.* Джидинский рудный район: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования, прогнозы и перспективы освоения // Геология руд. месторождений. 2018<sub>2</sub>. Т. 60. № 1. С. 3–37. <http://dx.doi.org/10.1134/S1075701518010038>
- Ефимов И.И.* Кударинское молибден-медно-порфировое рудопроявление // Глобус (геология и бизнес). 2010. № 5(13). С. 42–46.
- Зайцев С.У.* Основные особенности локализации уранового оруденения в сланцевых комплексах Наранской площади // Уран: геология, ресурсы, производство: тезисы Третьего международного симпозиума. М.: Изд-во ВИМС, 2013. С. 54.
- Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Игнатович В.И., Филько А.С.* Состояние и перспективы увеличения минерально-сырьевой базы молибдена и вольфрама в Бурятии // Химия, технология и природное сырье молибдена и вольфрама. Улан-Удэ, 1978. С. 131–140.
- Игнатович В.И.* Минерально-сырьевая база молибдена // Разведка и охрана недр. 2007. № 12. С. 37–43.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 23–54.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.* Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: петрология и геохимия // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 227–254.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П.* Бериллиевые месторождения России. М.: ГЕОС, 2011. 353 с.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И.* Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия). М.: ВИМС. 2009. 309 с.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В.* Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445–456.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б.* Возраст, состав и источники рудоносного магматизма Оротского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье, Россия // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 2. С. 128–146.
- Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В.* Магматизм и условия формирования Урминского гелвин-бертрандитового месторождения (Западно-Забайкальская бериллиеносная провинция) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 317–338.
- Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В.* Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
- Минерально-сырьевой потенциал недр Российской Федерации. Т. 1. Прогнозно-металлогенический анализ / Под ред. О.В. Петрова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 224 с.
- Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84. <http://dx.doi.org/10.7868/S0016853X16030073>
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Коршунов В.В.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минералогические, химические и изотопные (O, C, S и Sr) характеристики и соотношение с щелочным магматизмом // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 278–302.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168–188.
- Новикова М.И., Заболотная Н.П.* Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты мезозойских зон активизации // Советская геология. 1988. № 12. С. 92–100.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В., Коваленко Д.В.* Тектономагматические циклы и геодинамические обстановки формирования рудоносных систем Южного Приаргунья // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 445–469.
- Пехтерев С.Н., Неченаев Е.В., Артамонова Н.А., Вологдин М.А., Духовский А.А., Еникеев Ф.И., Кожунова С.В., Круткина О.Н., Ступина Т.А., Четвериков М.Е., Шор Г.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-49. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ, 2012. 438 с.
- Платов В.С., Савченко А.А., Игнатов А.М., Гороховский Д.В., Шор Г.М., Алексеенко В.Д., Мухин В.Н., Сулова С.В., Платова Е.В., Большакова Т.В., Шеломенцева Т.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ, 2009. 271 с.



- Покалов В.Т., Болохонцева С.В., Васин В.В. Жарчинское верхнепалеозойское проявление молибдена в брекчиевой трубке в каледонидах Западного Забайкалья // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1985. № 7. С. 99–107.
- Рейф Ф.Г. Фенакит-берtrandитовые месторождения бериллия, щелочные граниты и их рудопродуктивность // Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья: Матер. междунар. научно-практич. конф., посвящ. 50-летию Бурятск. геол. управл. Улан-Удэ. 2007. С. 63–65.
- Рипп Г.С. Ермаковское флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 125–129.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 79–96.
- Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Бурцева М.В. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2013. 163 с.
- Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Издательство БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.
- Скрипкина В.В., Верник В.Л., Рейф Л.И., Игнатович В.И., Андреев Г.В. Новая вулканическая структура с молибденовой минерализацией в Западном Забайкалье // Доклады АН СССР. 1982. Т. 264. № 6. С. 1461–1464.
- Таханова С.С. Управление недрами Республики Бурятия // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 3–10.
- Хренов П.М., Комаров Ю.В., Бухаров А.А., Гордиенко И.В. и др. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966. С. 277–315.
- Хубанов В.Б., Дугданова Е.Е., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д. Возрастные соотношения щелочных и молибденитсодержащих гранитоидов Селенгинского молибденовурудного района (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция Земли: Матер. III Междунар. геол. конф. Екатеринбург, 2017. С. 330.
- Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2013. 135 с.
- Царев Д.И., Хрусталева В.К., Гальченко В.И., Аюржанаева Д.Ц. Геология и генезис Черемшанского месторождения кремнеземного сырья (Западное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 4. С. 334–345.
- Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418. <http://dx.doi.org/10.7868/S0869590317030049>
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
- Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
- Яловик Г.А. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Республики Бурятия до 2020 года // Глобус (геология и бизнес). 2010. № 5. С. 14–29.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–139.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Байкин Д.Н., Сандимирова Г.П. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугунуйской впадины // ДАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 78–83.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов В.В., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитного магматизма северо-монгольского-зabayкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Кудряшова Е.А. Рифтогенный магматизм западной части раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области: результаты геохронологических исследований // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 669–675. <http://dx.doi.org/10.7868/S086956521724015X>
- Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M., Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // J. Geol. Soc. 2008. 165. P. 405–421.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol–Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sciences. 2013. № 62. P. 79–97.
- Golonka J., Krobicki M., Pajak J., Van Giang N., Zuchiewicz W. Global plate tectonics and paleogeography of Southeast Asia. Arkadia; Krakov: AGN Univ. Sci. and Technol., 2006, 128 p.
- Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zhanvilevich A.N., Reichow M.K. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 521–539. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015>
- Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry // Chemical Geology. 2010. Vol. 273(1–2). P. 120–135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.017>

## Selenga Ore District in Western Transbaikalia: Structural and Mineragenetic Zoning, Genetic Types of Deposits and Geodynamic Settings of Ore Localization

I. V. Gordienko<sup>1,\*</sup>, R. A. Badmatsyrenova<sup>1</sup>, V. S. Lantseva<sup>1</sup>, and A. L. Elbaev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences  
6A, Sakhyanova street, Ulan-Ude, 670047, Russia*

*\*E-mail: gord@pres.bsnet.ru*

Based on complex structural, geological, and mineragenetic metallogenic studies, taking into account the results of earlier subject-specific, prospecting, mapping, and exploration works, it has been established that Upper Paleozoic and Early Mesozoic tectono-magmatic structures are widely developed within the ore district. They are associated with the development of the transregional Upper Paleozoic Selenga-Vitim volcano-plutonic belt of riftogenic type as well as with the formation of the Early Mesozoic Western Transbaikalian zone of intraplate magmatism. The main commercially important mineral raw material resources of the Selenga ore district which are located in the ore clusters (the Kunaley, Kizhinga, Cheremshanka-Oshurkovo, Tashir et al.) and beyond their bounds are associated with the Late Paleozoic-Mesozoic magmatic activity. It is shown that molybdenum and beryllium are the main ore mineral resources within the investigated ore district which establish its mineragenetic features. The new material characteristics of the Upper Paleozoic and Early Mesozoic intraplate magmatic complexes and the associated deposits of mineral raw materials (Mo, Be, Ti, quartz, fluorite and apatite raw materials) and other promising ore objects of gold, uranium and rare-earth-barium-strontium mineralization are obtained. The geodynamic conditions of their formation and the main age boundaries of the ore-forming processes are revealed, the prospects of mining in the Selenga ore district and the involvement of this ore potential in the program of the region's economic modernization are estimated.

*Keywords:* geological structure, ore district, strategic raw material, structural and mineragenetic zonation, genetic types of deposits, development outlook

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-77706153-36>