

УДК 552.323.6

НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2003 г. К. Н. Егоров, Е. П. Денисенко, Ю. В. Меньшагин,
А. П. Секерин, Д. А. Кошкарёв

Представлено академиком Ф.А. Летниковым 05.12.2002 г.

Поступило 18.12.2002 г.

На южной окраине Сибирской платформы известны проявления щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, приуроченные к краевому шву – зоне Главного Саянского разлома [5, 6]. В отношении алмазности они являются бесперспективными. Во внутренней части платформы, в пределах Иркутского амфитеатра, несмотря на широкое распространение в аллювии алмаза и его минералов-спутников, потенциально алмазносных пород щелочно-ультраосновного состава до настоящего времени обнаружено не было. Кроме благоприятной геологической ситуации, на возможность их проявления косвенно указывало присутствие в шлихоминералогических ассоциациях региона минералов, характерных для этого типа пород. Проведенные нами исследования позволили вплотную подойти к решению этой проблемы.

Проявление щелочно-ультраосновных пород было обнаружено при изучении среднепалеозойских осадочных коллекторов Ангаро-Удинского междуречья, в частности в верховье руч. Думовского, правого притока р. Тармы. Здесь разрез пород нижнего карбона (баероновская свита) представлен средне-мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами, мелко-среднегалечными конгломератами, мелкозернистыми песчаниками с “плавающей” галькой преимущественно кремнистого состава. Подстилающими породами являются нижнесилурийские аргиллиты, алевролиты с маломощными прослойками известняков. Отложения карбона и силура локально преобразованы в кальцитовые, гидрослюдисто-кальцитовые метасоматиты (рис. 1). В местах интенсивного проявления наложенной минерализации породы часто приобретают типичные следы флюидно-термального брекчирования. В их составе преобладает кальцит (70–90%),

представленный обычно двумя морфогенетическими разновидностями. Первая, наиболее ранняя генерация тонкозернистого строения, насыщена мелкой лимонитизированной рудной сыпью. Форма зерен кальцита неправильно-таблитчатая, ромбовидная. В составе кальцитов этой генерации отмечаются заметные содержания примесей оксидов железа (0.17–0.46 мас. %), марганца (0.16–0.34 мас. %), магния (0.44–0.89 мас. %), свидетельствующие о повышенной температуре кристаллизации. Более поздние грубозернистые агрегаты кальцита второй генерации включают округлые выделения серпентина (5–10%), скопления (до 3–5%) граната с отчетливой кристаллографической огранкой и магнетита (до 8%). Крупнозернистый кальцит образует также сетчатые, полосчатые жилковидные обособления, развивающиеся по трещинно-пустотным пространствам породы. Гидрослюдисто-кальцитовые метасоматиты содержат до 20–25% разнообразных слоистых минералов, замещающих кальцит ранней генерации и первично осадочные минералы: доломит, полевые шпаты, кварц. По данным термического и рентгенофазового анализов слоистые минералы представлены упорядоченными триоктаэдрическими хлорит-сметкитами, в которых хлоритовые слои представлены магниезально-железистыми разновидностями, а сметкитовые – сапонитом. Характерной их особенностью является высокая магниезальность (30–35 мас. % MgO). Помимо хлорит-сметкитов в метасоматитах встречаются в разных количествах магниезальные хлориты (пеннин, шериданит), серпентины (Al-лизардит, лизардит с примесью хризотила), вермикулит, гидробиотит, тальк, бейделлит. В ассоциации с серпентином отмечаются магнетиты с повышенными микропримесями оксидов магния, марганца, кальция и в отдельных зернах – титана. Гранаты, образующие местами в метасоматитах цепочечные скопления, являются чистыми гроссулярами.

Структурно участки развития магниезального метасоматоза приурочены к зоне повышенной трещиноватости, которая, по данным бурения, на

*Институт земной коры Сибирского отделения
Российской Академии наук, Иркутск
ГУФГП “Иркутскгеология”, Иркутск*

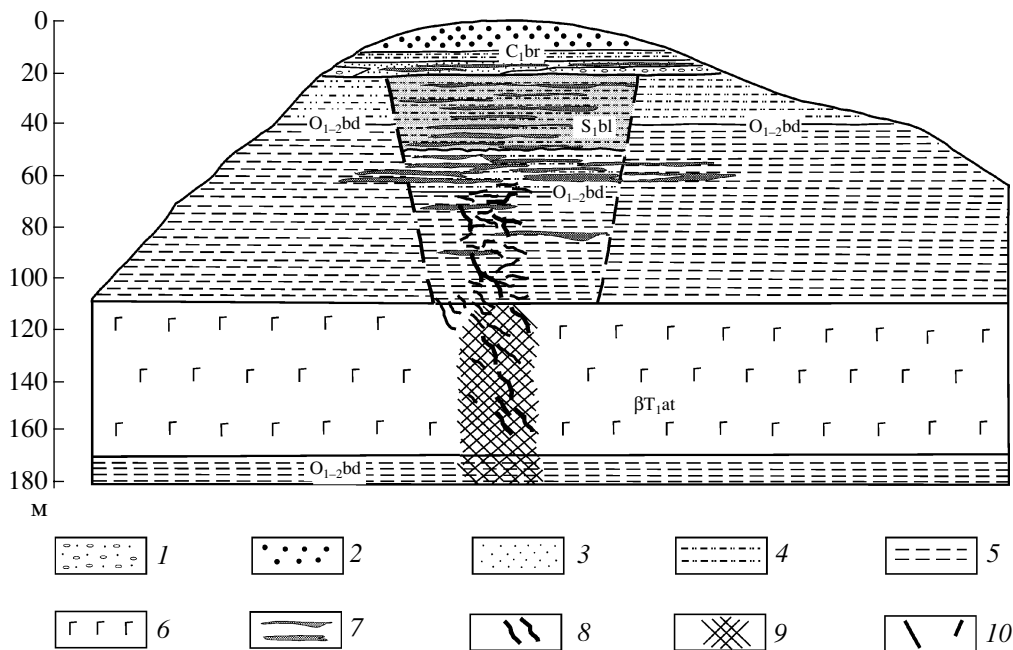


Рис. 1. Геологический разрез участка проявления щелочно-ультраосновных пород по разведочному профилю. 1 – мелко-среднезернистые конгломераты; 2 – средне-мелкозернистые кварцевые песчаники; 3 – мелко-тонкозернистые песчаники; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – долериты; 7 – зоны вторичной переработки пород; 8 – прожилки гипабиссальных щелочно-ультраосновных пород; 9 – зона трещиноватости и дробления; 10 – разрывные нарушения.

глубинах 30–70 и 65–109 м (рис. 1) инъецирована маломощными (от нескольких миллиметров до первых сантиметров) прожилками отчетливо порфировых гипабиссальных пород. Контакты прожилков с вмещающими породами довольно резкие, но иногда замаскированы наложенной карбонатизацией. При этом породы прожилков имеют повышенную магнитную восприимчивость (от 0.8 до $1.5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), не характерную для вмещающих осадочных пород.

Микроскопически в породах прожилков отчетливо выявляются псевдоморфозы по оливину (25–30 об. %), с характерными для этого минерала кристаллографическими очертаниями. Псевдоморфозы сложены среднезернистым карбонатом с магнетитом и/или серпентином, смешанослойными минералами группы хлорита-сапонита. Часто псевдоморфозы имеют зональное строение: центр замещен кальцитом, края – тальком и серпентином. Отмечаются зерна с зональным расположением серпентинового агрегата. Основная масса пород состоит из тонкозернистого карбоната, ассоциирующего с переменным количеством волокнистого низкопреломляющего серпентин-хлорит-сапонитового вещества. Рудные минералы разнообразной морфологии и размерности распространены также в основной массе в количестве 15–25 об. %. Здесь же встречаются мелкие лейсты флогопита (до 10%), частично замещенного гидрослюдой. По данным терми-

ческого и рентгенофазового анализов серпентин представлен смесью лизардита и хризотила, имеющих несовершенную структуру. Состав серпентина, выполняющего псевдоморфозы по темноцветным минералам, соответствует глиноземистым разновидностям (1.5–2.5% Al_2O_3). Геохимические особенности кальцитов щелочно-ультраосновных пород указывают на их резкое отличие от типичных гидротермальных кальцитов (повышенные примеси оксидов железа, стронция и высокая магнезиальность) (табл. 1). Микрозондовое изучение карбонатного субстрата в жилкообразных породах показало присутствие двух генераций кальцита. Это является следствием распада первичного высокомагнезиального и железистого кальцита, сопровождаемого сбросом магнезиальной и железистой составляющих и появлением новых генераций кальцита с минимальным количеством примесей. Поэтому за первичный карбонат следует принимать Mg-Fe-кальциты первой генерации. Содержание Mn в позициях низкотемпературных кальцитов II генерации заметно повышается. Следовательно, здесь проявляется обычный процесс посткристаллизационной эволюции высокотемпературного кальцита с большим количеством примесных компонентов (Mg, Fe, Sr), теряющего стабильность в низкотемпературных условиях, претерпевающего распад с потерей значительной части примесей [4]. Это подтверждает высокотемпературный характер

Таблица 1. Химический состав минералов основной массы и пиропов инъекционных прожилков щелочно-ультраосновных пород, мас. %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	–	–	39.36	39.97	–	–	–	40.98	40.85	41.37
TiO ₂	–	–	0.29	0.28	0.1	0.15	1.02	0.06	0.07	0.03
Al ₂ O ₃	0.34	–	15.36	16.06	13.54	29.55	39.2	16.39	16.34	21.52
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	50.08	38.5	19.35	9.56	9.75	2.41
FeO	0.6	0.25	6.36	5.34	31.27	19.14	24.25	7.21	7.43	8.88
MnO	0.28	0.70	0.16	0.14	0.4	0.29	0.26	0.38	0.37	0.49
MgO	1.02	–	22.69	21.72	4.25	12.2	15.11	20.16	20.15	19.26
CaO	52.59	55.12	0.68	1.08	0.18	0.17	0.09	5.22	5.25	5.09
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	0.02	0.02	–
K ₂ O	0.23	–	6.09	6.98	–	–	–	–	–	–
SrO	0.35	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O	–	–	4.00	4.00	–	–	–	–	–	–
CO ₂	44.00	44.00	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99.41	100.07	95.25	95.57	99.82	100	99.28	99.98	100.23	99.06

Примечание. 1–7 – минералы основной массы: 1 – кальцит I генерации, 2 – кальцит II генерации, 3, 4 – флогопиты, 5, 7 – шпинели; 8–10 – пиропы. Анализы выполнены на микрозондовом комплексе “Superprobe-733”; ИГХ СО РАН, аналитик Л.Ф. Суворова.

первичной кальцитовой минерализации в рассматриваемых породах. Полученные данные позволяют предполагать, что кальцит с такой геохимической спецификой, скорее всего, является продуктом наложенных процессов, инициированных магматическим очагом щелочно-ультраосновного состава с повышенным содержанием углекислого флюида. Это выражается в заметных содержаниях Sr в первичном кальците рассматриваемых образований.

Частично гидратированные флогопиты основной массы пород прожилков отличаются небольшими примесями оксидов титана и высокими – кальция. Среди рудных минералов основной массы распространены железистые хромшпинелиды (19.14–31.6 мас. % FeO) и глиноземистые шпинели (29.55–39.2 мас. % Al₂O₃). В протоколных пробах щелочно-ультраосновных пород обнаружены редкие зерна пиропов угловатой формы размером 0.3–0.8 мм и хромитов (0.4–0.6 мм) первого класса сохранности. Пиропы по составу характеризуются повышенной хромистостью и относятся к лерцолитовому, дунит-гарцбургитовому парагенезисам.

Петро- и геохимические особенности состава осадочных пород и развивающихся по ним метасоматитов показывают, что процесс преобразования сопровождался привнесением титана, циркония, в меньшей мере – хрома, никеля. По петрохимическим данным щелочно-ультраосновные породы прожилков относятся к высококалийным, низкотитанистым, низкожелезистым разно-

видностям и тем самым сопоставимы с кимберлитами Накынского поля (Якутия) (табл. 2).

Жилообразные тела щелочно-ультраосновных пород были прослежены на глубине свыше

Таблица 2. Химический состав щелочно-ультраосновных прожилков и кимберлитов трубки Ботуобинская, мас. %

Оксид	1	2	3	4	5
SiO ₂	26.21	33.74	39.96	24.63	25.02
TiO ₂	0.60	0.38	0.52	0.52	0.44
Al ₂ O ₃	7.03	7.12	8.3	7.02	6.03
Fe ₂ O ₃	2.87	1.31	1.72	3.38	4.27
FeO	2.44	1.53	2.10	–	–
MnO	0.15	0.18	0.15	0.12	0.12
MgO	16.13	15.32	13.31	11.62	14.48
CaO	19.98	17.92	14	21.18	18.77
Na ₂ O	0.04	0.15	0.13	–	–
K ₂ O	1.70	3	3.70	3.55	2.33
P ₂ O ₅	0.23	0.14	0.23	0.40	0.39
H ₂ O [–]	2.05	1.07	1.13	–	–
H ₂ O ⁺	7.42	4.62	3.90	–	–
CO ₂	13.75	13.75	11	–	–
П.п.п.	–	–	–	28.20	28.41
Сумма	100.5	100.23	100.15	100.62	100.26

Примечание. 1–3 – прожилки щелочно-ультраосновных пород; 4, 5 – кимберлиты тр. Ботуобинская [1]. В анализах 4, 5 – определено общее железо. Анализы выполнены в ИЗК СО РАН, аналитик М.И. Смагунова.

110 м, где они прорывают трапповый силл (рис. 1). Пластовые интрузии долеритов, развитые в бассейне р. Тармы, относятся к ангаро-тассевскому комплексу позднего палеозоя [2]. Нижнепалеозойские отложения на контакте с траппами имеют незначительные контактовые изменения, выражающиеся в слабом ороговиковании. В зонах дробления и трещиноватости траппов щелочно-ультраосновные породы слагают субвертикальные секущие прожилки мощностью от 0.5 до 5 см, с развитым по ним серпентин-монтмориллонит-карбонатным замещающим комплексом. Текстура пород брекчиевая, в приконтактных частях с отчетливыми признаками флюидалности. Порода сложена большим количеством (30–60%) угловатых, округло-угловатых обломков долеритов, монцодиоритов, базальтов, гранофилов, хлорит-серпентин-карбонатных и карбонатных пород, а также содержит оскольчатые обломки клинопироксена, плагиоклаза, оливина, кварца и титаномагнетита. В основной массе брекчии наблюдаются изометричные или столбчатые выделения апатита, лейсты и таблички хлоритизированной слюды и микрокристаллические окисно-рудные минералы. Брекчия рассекается прожилками невыдержанной мощности с неправильными извилистыми краями более позднего карбоната, хлорит-серпентина. В обломочной части брекчии присутствует значительное количество обломков, замещенных глинистыми минералами (галлуазитового и монтмориллонитового типа), развивающимися, предположительно, по вулканическому стеклу.

В эндоконтактной зоне жильных пород отчетливо наблюдаются следы флюидалности, течения, выраженные в одинаковой ориентировке удлиненных ксенолитов и вкрапленников породы. Следует отметить, что способность к тонкой дезинтеграции массивных, плотных вмещающих пород (в данном случае траппов) на отдельные минеральные компоненты, как правило, присуща высокофлюидизированным существенно щелочно-карбонатным системам кимберлит-лампроитового типа [3].

По минералого-петрографическим и петрогеохимическим параметрам изученные щелочно-ультраосновные породы наиболее близки архангельским кимберлитам Золотицкого поля (низкий выход минералов тяжелой фракции, отсутствие пикроильменита и т.д.). Точнее определить

генетический тип и алмазоносность щелочно-ультраосновных пород бассейна р. Тармы будет возможно после наработки представительного объема проб. Выявленная по разрезу смена магнетизма эпигенеза в осадочных породах на жильобразные проявления щелочно-ультраосновных пород позволяет предполагать залегание потенциально алмазоносного тела щелочно-ультраосновных пород на глубинах 190–200 м.

В россыпных проявлениях алмазов неоген-четвертичного возраста в пределах Ангаро-Удинского междуречья найдены угловатые, мелкие (0.2–0.3 мм) пиропы, в том числе алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса, хромиты высокого класса сохранности, хромдиопсиды. Однако в отложениях древних осадочных коллекторов Иркутского амфитеатра алмазы до сих пор не выявлены. В связи с этим вероятность обнаружения на данной площади потенциально алмазоносных щелочно-ультраосновных пород мезозойского (посттраппового) возраста, питающих аллювий современных рек, достаточно велика. Подтверждением этому может служить то обстоятельство, что в 5 км ниже устья руч. Думовского, в бассейне которого обнаружено описываемое проявление щелочно-ультраосновных пород, в аллювии р. Тармы в 50-х годах было найдено 60 кристаллов алмазов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–64065, 01–05–65269, 03–05–65212).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.Н. и др. В кн.: Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный. 1988, С. 102–105.
2. Замаев С.М., Владимиров Б.М., Феоктистов Г.Д. и др. В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980. С. 5–27.
3. Егоров К.Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 23–35.
4. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 221 с.
5. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.
6. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лаценов В.А. // ДАН. 1988. Т. 299. № 3. С. 711–714.