553.284.8
Ю 66
138551

Г.А. ЮРГЕНСОН

ЮВЕЛИРНЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

НОВОСИБИРСК
"НАУКА"

138551

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЧИТИНСКИЙ ИНСТИТУТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
ЧИТИНСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ЧИТИНСКОЙ ОБЛАСТИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
CHITA INSTITUTE OF NATURAL RESOURCES
CHITA DEPARTMENT OF MINERALOGICAL SOCIETY
MINISTRY OF NATURAL RESOURCES OF RUSSIAN FEDERATION
COMMITTEE OF NATURAL RESOURCES OF THE CHITA OBLAST

G.A. YURGENSON

GEMS AND SEMIPRECIOUS STONES OF TRANSBAIKAL AREA

Editor
V.S. *Shatsky*, Cor. Acad. of RAS

NOVOSIBIRSK
"NAUKA"
2001

Г.А. ЮРГЕНСОН

ЮВЕЛИРНЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор
член-корреспондент РАН *В.С. Шацкий*

НОВОСИБИРСК
"НАУКА"
2001

УДК 553.6.041:550.812.1(571.54/55)
ББК 26.342
Ю14

Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 2001. — 390 с., [2,6] л. вкл.
ISBN 5—02—031581—8.

В монографии впервые для территории Забайкалья в границах Республики Бурятия и Читинской области дана полная сводка о месторождениях ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней, включающая историю их открытия, изучения и отработки, описание геологических условий локализации и образования, прогнозные ресурсы наиболее важных видов сырья и его рационального использования. Изучены типоморфные и геммологические свойства берилла и разработаны основные принципы и критерии оценки минеральных тел на присутствие в них кристаллов, пригодных для фасетной огранки. На рудно-формационной основе выделены минерагенические провинции и зоны, перспективные для прогноза и поисков цветного камня, и показано, что по ресурсам и палитре самоцветов Забайкалье относится к крупнейшим их источникам на планете.

Книга предназначена для широкого круга геологов, геммологов, предпринимателей, организаторов производства по добыче и переработке ювелирного и поделочного сырья, студентов, любителей камня.

Табл. 32. Ил. 44. Библиогр.: 193 назв.

Yurgenson G.A. Gems and semiprecious stones of Transbaikal Area. — Novosibirsk: Nauka, 2001. — 390 p.

The first total review about deposits of gems was presented for Transbaikal borders area of Republic Buryatiya and Chita Oblast. The monograph contains history of gem deposits discovery, research and exploitation, description of geological conditions of localization and formation, forecast resources of the most important kinds of raw materials and their rational use. Typomorphic and gemmological properties of beryl have been studied. The main principles and criteria of mineral bodies estimation of facetting crystals have been designed. Mineralogenetic provinces and zones perspective for the forecast and search of semiprecious stones were chosen on basis of the ore formation theory. It has been shown that the Transbaikal Area is one of the main sources of the Earth gem pallet.

The book is for a wide range of the geologists, gemmologists, natural resources users, businessmen, managers of expraction and processing of jewells and ornamental raw, students, gem-lovers.

Tabl. 32. Ill. 44. Bibliog.: 193.

Рецензенты
доктор геолого-минералогических наук, профессор *А.И. Трубачев*
кандидат геолого-минералогических наук *А.М. Гребенников*

Утверждено к печати Ученым советом
Читинского института природных ресурсов СО РАН

Издание осуществлено при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН и дирекции Экологического фонда Читинской области

ТП—2000—II—№ 142/143

ISBN 5—02—031581—8

© Г.А. Юргенсон, 2001
© Российская академия наук, 2001
© Оформление. "Наука". Сибирская издательская фирма РАН, 2001

150-летию учреждения
Забайкальской области
посвящается

СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ГАЧО — Государственный архив Читинской области
ГГП — Государственное геологическое предприятие
ГЖВ — газово-жидкие включения
ГРР — геолого-разведочные работы
ГСР-200 — геолого-съемочные работы масштаба 1 : 200 000
ЗабНИИ — Забайкальский комплексный научно-исследовательский институт министерства природных ресурсов РФ
ИКС — инфракрасные спектры
МРТП — Министерство радиотехнической промышленности
МС — минералообразующая система
ОСТ — отраслевой стандарт
СКС — совершенство кристаллического строения
ТУ — технические условия
НИР — научно-исследовательская работа
ЧГУ — Читинское геологическое управление
σ — среднеквадратичное отклонение
$\bar{x}$ — среднее арифметическое

ПРЕДИСЛОВИЕ

Забайкальская область образовалась в июле 1851 г. Ее территория примерно соответствовала современному Забайкалью.

Забайкалье представляет собой один из уникальных регионов Земного шара по сочетанию геологических ситуаций, порождающих многообразные месторождения полезных ископаемых. Оно находится в зоне сочленения Сибирской и Китайской платформ, простирающейся на огромном пространстве. Забайкалье включает крупные части Восточно-Саянской, Прибайкальско-Баргузинской, Алданской, Селенгино-Становой и Монголо-Забайкальской минерагенических провинций, естественными границами которых являются Главная Саянская, Монголо-Охотская, Становая и Абчадская зоны глубинных разломов.

Большое, еще далеко не познанное, рудогенерирующее значение имеет выделенный академиком А.Е. Ферсманом Монголо-Охотский пояс, к которому тяготеют сотни различных месторождений. Именно с ним и его западным продолжением связаны месторождения вольфрама, олова, золота, флюорита, бериллия, тантала и других ценнейших полезных ископаемых. Начинаясь на северо-западе Монголии, через Байкал, долину Муи и далее на северо-восток проходит другая планетарная структура — зона Байкальского рифта. С нею сопряжены огромные месторождения меди (Удокан), железа, титана и ванадия с медью и платиноидами (Чинейское), ниобия, циркония, редких земель и криолита (Катугинское), каменных углей (Апсатское, Читкандинское, Нерюнгринское). Есть здесь золото, уран, алюминиевые и фосфорные руды; к северу от нее в долине Чары находится экзотическое месторождение чароита — Сиреневый Камень, а в бассейне Алдана — Алданская хрусталеносная провинция.

В этих крупнейших структурах Азии, определяющих главные события геологической истории Забайкалья, расположены и месторождения самоцветов. Палитра ювелирных и поделочных камней региона красочна и многогранна.

Восточное Забайкалье уже с первой половины XVIII в. стало известно как важный источник аквамарина, высоко ценившегося в Европе, топаза, яшм, цветных агатов и аметиста. С открытием пегматитов с самоцветами в Борщовочном кряже и Адун-Челоне в Европу хлынул поток не только аквамарина и ценнейшего винно-желтого топаза, но и великолепных рубеллитов, получивших символическое название — дауриты. Открытие Г.М. Пермикиным в середине XIX в. восточно-саянских промышленных скоплений

нефрита стало важнейшим событием в познании богатств Сибири. К началу XX в. большинство известных месторождений было отработано с поверхности.

В 20-х гг. XX в. А.Е. Ферсманом составлена классическая сводка "Месторождения драгоценных и цветных камней СССР", в которой были даны практически все сведения о самоцветах территории Забайкалья, Западного Прибайкалья и Восточного Саяна, а последнее ее издание осуществлено в 1962 г. Естественно, что за годы Советской власти, особенно с момента организации 6-го Главного управления Министерства геологии и охраны недр, а затем в рамках Всесоюзного объединения "Союзкварцсамоцветы" Мингео СССР на всей территории страны, включая и Забайкалье, открыто множество месторождений, проявлений и минералогических находок камнесамоцветного сырья. Новые данные для всей страны систематически обобщались в научно-производственном аспекте в экспедиции "Центркварцсамоцветы" под руководством Е.Я. Киевленко. Но в этих обобщениях, зачастую не доступных широкой геологической общественности, а также в широко известных его учебных монографиях, написанных в соавторстве с Н.Н. Сенкевичем и А.П. Гавриловым в начале 1980-х гг., далеко не полно отражено все многообразие месторождений самоцветов региона.

Несмотря на чрезвычайно широкий диапазон обследованных в регионе территорий, главное внимание уделялось исторически известным объектам и площадям, что оправдывается их действительно большими перспективами. Однако уже первые находки нефрита формации апокарбонатных метасоматитов и связанных с ними жил в бассейне Витима показали целесообразность расширения территорий исследований. В этом отношении кажущаяся белым пятном Яблоново-Становая минерагеническая провинция должна стать объектом самого пристального изучения. Это же относится и к слабо изученной Пришилкинской зоне.

Обобщению новых данных о камнесамоцветном сырье, изучению с новых позиций старых объектов (как, например, Шерловая Гора), прогнозированию новых площадей и месторождений нетрадиционных его видов для этого во многом уникального региона посвящена предлагаемая читателю книга. Автор полагает, что в связи со сменой общественно-экономической формации и принципами недропользования, она может оказаться полезной всем, кто поставит себе целью поиски, геологическое изучение и разработку месторождений самоцветов.

Забайкалье является одним из исключительно богатых драгоценными камнями регионов СССР...

Несомненно, что будущее забайкальских драгоценных камней обеспечено не только из-за богатств, таящихся в самих недрах, но и в связи с благоприятными условиями их залегания.

А. Ферсман

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая читателю монография основана на фактическом материале, собиравшемся более сорока лет (1956—1998 гг.) на месторождениях большинства камнесамоцветных провинций СССР (Урал, Саяны, Северо-Западный Тарбагатай, Кызыл-Кумы, Кавказ, Приамурье, Северо-Восток, Алданский щит, Забайкалье и Прибайкалье и др.), Монголии и Афганистана.

Необходимость ее обусловлена тем, что после сводок, опубликованных более полувека назад А.Е. Ферсманом, на территории Забайкалья (включая Бурятию и Читинскую область) и части Прибайкалья в границах Бурятии в 1931—1980 гг. проведен большой объем поисковых и ревизионных работ. В результате открыто, доразведано и отработано значительное число объектов камнесамоцветного (в основном ограночного) и пьезооптического сырья. Это относится прежде всего к пегматитовым полям Борщовочного кряжа, Адун-Челонского и Саханайского массивов, Мензинскому и Малханскому полям. Но основной объем работ проведен на объектах, известных с XIX в. (исключая Мензинское поле, изученное в 40—50-х годах, и Малханское, открытое и опоискованное в 80-х годах XX в.).

Поисковые и ревизионные работы не доводились до логического конца как из-за недостаточного финансирования для проведения подземных горных работ и бурения скважин, так и из-за отсутствия плодотворной общепризнанной концепции оценки открываемых тел на глубину. Поэтому, несмотря на обилие работ, выполнявшихся трестом "Русские самоцветы", Управлением № 10 МРТП СССР на протяжении 1931—1958 гг. (А.М. Лейтес, Г.В. Меркулова, В.И. Сигидин, Л.М. Габай), Читинским геологическим управлением (М.А. Апенко и др, 1966—1967 гг.; К.И. Анферова, 1960 г.; Л.Н. Черник, 1956 г.; К.Г. Глебов, 1968 г.), экспедициями треста "Цветные камни" в 1955—1975 гг. (В.Г. Махов и Г.И. Гольдман, 1966 г.; З.И. Жильцова и др., 1967 г.; Ю.И. Тулугуров и др., 1968, 1969, 1975 гг.; С.Д. Дубровин, О.Г. Сеялов, 1969 г.; А.В. Татаринов и др. 1969—1971 гг.) принципиально новой информации по камнесамоцветному сырью для Читинской области не было. Тем не менее насыщенность региона объектами, подлежащими детальной оценке на камнесамоцветное сырье, подтвердилась, а на ряде объектов были получены положительные результаты.

Значительно успешней были работы Байкало-Саянской экспедиции в пределах традиционных нефритоносных районов Восточного Саяна и Присаянья в областях развития альпинотипных ультрабазитов, а также в бас-

сейне р. Витим на Парамском и Шаманском массивах ультрабазитов и в полях развития тремолитоносных карбонатных пород. Выявлено два важнейших формационных типа нефритоносных пород — апогипербазитовых метасоматитов и апокарбонатных метасоматитов — тремолититов. Успехи в открытии и разведке месторождений нефрита в большой мере связаны с разработанностью теории формирования месторождений этого минерального агрегата [Методические указания..., вып. 3, 1975; Грудинин, Секерин, 1977; Секерин и др., 1977; Секерин, Секерина, 1978; Сутурин и др., 1978; Секерина, 1996] и особенностями размещения и локализации нефритоносных тел среди хорошо обнаженных альпинотипных ультрабазитов, располагающихся преимущественно в условиях высокогорья в пределах молодых горных сооружений (А.Н. Сутурин, Г.В. Бурмакина, 1978 г.; А.П. Фомин, 1992 г. и др.).

Экспедицией "Байкалкварцсамоцветы" в 1982 г. на локализованном в трахибазальтах плейстоцена Бартойском проявлении подсчитаны запасы пиропа и хризолита в рыхлых отложениях. В результате возобновленных с 1976 г. поисково-оценочных работ на Шерловогорском месторождении Ю.И. Сычевым открыта жила Новая, подсчитаны запасы сырья в техногенных отложениях (В.Н. Данилов, 1993 г.). Показано, что не исчерпаны перспективы Адун-Челона: открыто шесть новых пегматитовых тел, подсчитаны запасы в единичных телах, составлены ТЭС на продолжение работ (З.И. Удовенко и др.). Подсчитаны запасы турмалина по трем жилам Малханского месторождения, выявлены новые жилы. Работами последних лет (В.И. Беляевский, 1992 г.) на территории Бурятии установлены перспективы пегматитового поля Уро, расширены перспективы разведанного ранее и доизученного в 1968 г. Ю.И. Тулугуровым Тулдунского месторождения сердолика.

Сводки В.Ф. Рукавца и В.М. Ладаевой (1983 г.) с картами масштаба 1 : 1 500 000 на генерализованной геологической основе, а также В.Ф. Рукавца и С.В. Мурзиной (1986 г.) охватывают почти все известные к моменту их составления сведения о камнесамоцветном сырье Бурятии; в основе сводок — классификация цветных камней Е.Я.Киевленко.

В обобщающей работе экспедиции "Центркварцсамоцветы" под руководством Е.Я. Киевленко [Предложения..., 1978] рассмотрены значимые месторождения дефицитных видов камнесамоцветного сырья на геолого-формационной основе и показаны геолого-структурные и петрологические формации с выделением на карте масштаба 1 : 10 000 000 для территории СССР, по сути, планетарных перспективных зон. В числе их и зоны, выделяемые в Забайкалье.

Для научно обоснованного прогнозирования объектов камнесамоцветного сырья необходима классификация на рудно-формационной основе. Применительно к цветным камням рудно-формационная типизация месторождений на территории Восточной Сибири, включая Забайкалье, была выполнена А.В. Татариновым [1992]. В основу формационной типизации положена вмещающая среда, в которой могут развиваться определенные виды минеральных тел, содержащих камнесамоцветное сырье. Выделено около 50 "рудных" камнесамоцветных формаций, частично подразделенных на минеральные типы; обоснованы новые, "прогнозируемые" формации. Будучи достаточно детальной, эта классификация тем не менее не охватила всего

многообразия камней и геологических ситуаций их образования, известных на территории Забайкалья.

В последнее время в практике рудно-формационного анализа и локального прогнозирования применяются критерии, основанные на явлении типоморфизма в широком понимании этого термина.

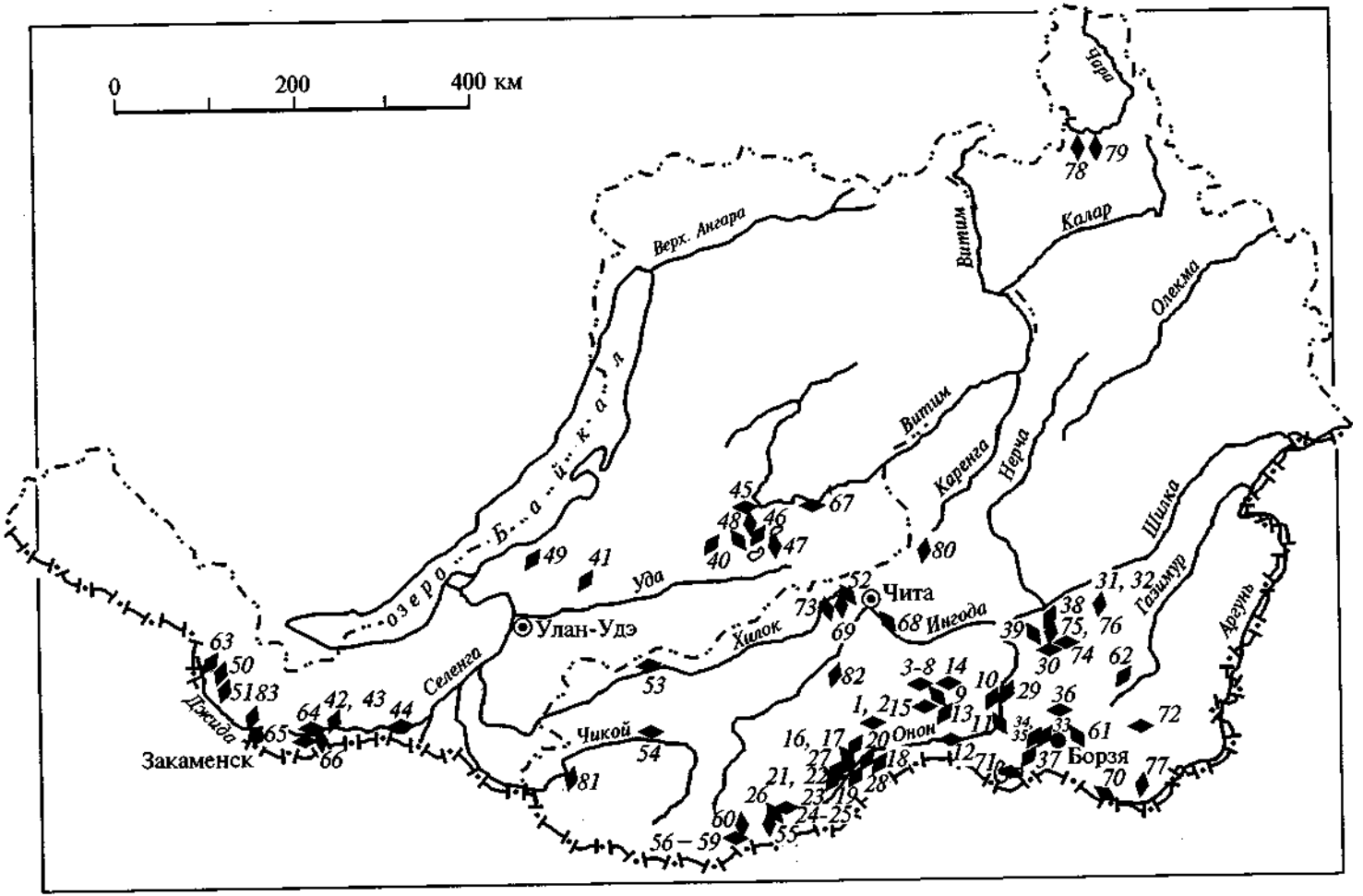
Анализ изученности территории Восточной Сибири на камнесамоцветное сырье показал, что имеющиеся сводки по видам камней или отдельным регионам в определенной мере устарели и не всегда отвечают современным минерагеническим представлениям. Кроме того, в результате бесконтрольности из-за недостаточной проработанности законодательных актов о недрах, соответствующих фактически складывавшимся тенденциям в недропользовании, вследствие стихийного возникновения частнопредпринимательских мелких предприятий по добыче, обработке, продаже и перепродаже цветного камня, происходила хищническая старательская отработка известных месторождений и проявлений, а также вновь открываемых, но не фиксируемых.

Все это требовало постановки специальных широкомасштабных работ, включающих: составление сводки как официально зарегистрированных, так и незарегистрированных объектов камнесамоцветного сырья, по возможности посещение этих объектов и ревизию сохранности запасов; оценку перспектив известных и поиски новых объектов в перспективных районах; оценку площадей, благоприятных на обнаружение определенных видов камнесамоцветного сырья; разработку рудно-формационной классификации объектов, расположенных на исследованной территории; составление минерагенической карты перспективных формаций камнесамоцветного сырья масштаба 1 : 1 000 000; разработку поисково-оценочных критериев на отдельные виды камнесамоцветного сырья; определение направлений ГРР на камнесамоцветное сырье; разработку концепции экологически безопасного недроиспользования и развития камнерезной и ювелирной промышленности в пределах Забайкалья.

В процессе выполнения НИР на ряде объектов проведены горные работы для оценки параметров рудных тел и технологическое опробование, обнаружены новые проявления и зоны. В процессе исследований, положенных в основу данной книги, на 83 объектах (рис. 1) проведены полевые работы. Из них 27 выявлено и описано впервые.

Минералогия пегматитов Мензинского поля, Борщовочного кряжа, Адун-Челона и апогранитных грейзенов Шерловой Горы периодически изучалась автором в 1957—1994 гг. Геммологические особенности минералов группы берилла Шерловогорского месторождения определены на основе изучения коллекции кристаллов, включающей около 6000 экземпляров.

При обобщении геологического материала, характеризующего геолого-структурную позицию конкретных объектов, автор постоянно сталкивался с трудностями, обусловленными несовершенством приемов и критериев стратиграфического членения стратифицированных толщ, а также перманентным процессом изменения содержания, объемов и возраста таксонов различного уровня (серии, толщи, свиты, подсвиты) и соответственно их названий. Эти трудности усугублялись тем, что исходный фактический материал по стратиграфической принадлежности объектов имеет более чем


0
200
400 км
Чара
Калар
Витим
Олекма
Верх. Ангара
озеро Байкал
Витим
Каренга
Нерча
Шилка
Газимур
Аргунь
Уда
Чита
Ингода
Улан-Удэ
Хилок
Селенга
Чикой
Онон
Борзя
Джида
Закаменск

полувековой временной интервал. Поэтому приходилось, по мере возможности, приводить названия свит, толщ, серий, интрузивных комплексов и их фаз к современным представлениям. По ряду объектов из-за отсутствия точных привязок этого сделать не удалось.

За основу современных представлений о геологическом строении региона приняты "Геологическая карта Бурятской АССР масштаба 1 : 500 000" и объяснительная записка к ней [Давыдов и др., 1981], "Геологическая карта Читинской области масштаба 1 : 500 000" и объяснительная записка к ней,

---

Рис. 1. Схема расположения изученных месторождений; полевые работы 1991—1993 гг. (составила Т.Н. Юргенсон).

1 — Саханайское — берилл, розовый кварц и горный хрусталь; *2* — Талачинское — берилл и розовый кварц; *3* — Террасовое — яшма; *4* — Аргалейское — голубой и синий агат; *5* — Марьино — агат, яшма и аметистовые щетки; *6* — Дунда-Ага — агат и халцедон; *7* — Придорожное — розовый — коричневый агат и халцедон; *8* — Барун-Аргалейское — агат; *9* — Улан-Челутайское — яшма и рисунчатые кремни; *10* — Буцыгин — россыпь сердолика; *11* — Тасархайское — агат; *12* — Нижнецасучейское — агат; *13* — район озер Кункур и Ножий — цветные кремни; *14* — Орловско-Спокойнинское — амазонит и берилл; *15* — Улан-Хутор — долерит и агат; *16* — бассейн р. Халанда — агат; 17 — Онкоекское — аметистовидный кварц; *18* — верховья падей Могойтуй, Аршантуй — агат, кахолонг; *19* — Онон-Бытэвское — агат, сердолик, яшма, берилл; *20* — Онон-Улачинское — агат и сердолик; *21, 22* — Курулгинское — полосчатые яшмы, желтые кремни; *23* — бассейн Курулги, Джаргалантуя, Анкаикты — агат, оникс, аметист; *24* — Шевартайское — агат, аметист, яшма; *25* — Три Осины — цветной халцедон, опал, яшма; *26* — Шивычинское проявление — цветной халцедон и яшмы; *27* — Междуречье Анкаикты и Улачи — агат и оникс; *28* — пойма р. Онон ниже с. Акша — агат, сердолик, яшма; *29* — Верхнешаранайское проявление — агат, сердолик, яшма, перламутровые раковины; *30* — Каменное — офиокальцит; 31 — Шивиинское — агат, аметистовидный кварц; *32* — Гора Кремлевка — агат, аметистовидный кварц; *33* — Шерловая Гора — аквамарин, гелиодор, топаз, цитрин, дымчатый кварц; *34* — Адун-Челон — морион, берилл, топаз; *35* — Грейзеновое — дымчатый кварц; *36* — Хадабулакское — аметистовидный кварц; *37* — Бургусутайское — аметистовидный кварц в щетках; *38* — Моховое и Савватеевское, Борщовочный кряж — цветной турмалин, воробьевит; *39* — падь Семенова (Стрелка), Дорогой Утес, Киберева Гора и другие объекты Буторихинского пегматитового поля в Борщовочном кряже — аквамарин, топаз, цветной турмалин, дымчатый кварц; *40* — Тулдунское — сердолик, сардер; халцедон, яшма; *41* — Бырхэ-Шибиртуйское, Улан-Ганты — агальматолит; *42* — Алцакское поле — аметист в миндалинах; *43* — междуречье рек Алцака и Торей — агат, жеоды с аметистом; *44* — Староичетуйское — лазулит; *45* — бассейн р. Заза — сердолик, благородный опал; *46* — бассейн Еравненских озер — агат, сердолик; *47* — Ихэ-Кондуйское — малахит; *48* — Озернинское — яшма красная; *49* — Усутайское — родонит; *50* — Оронгодойское — офиокальцит, серпентинит; *51* — Утатинское — серпентинит; *52* — Жерейское — диорит; *53* — Бадинское — цеолитовый туф, красный халцедон; *54* — Малханское — цветной турмалин, дымчатый кварц, аметист, поллуцит, гамбергит, данбурит; *55* — Кыринское — красная яшма; *56* — Переднеалтанское — агат; *57* — Хотогорское — агат, аметистовидный кварц; *58* — Шумундинское — агат, цветной опаловидный кремень и халцедон; *59* — Верхнекучигэрское — агат, яшма; *60* — бассейны р. Агуца, Билютуй — агат; *61* — Ключевское — агат, яшма; *62* — Акатуевское — офиокальцит, серпентинит; *63* — Харгантинское — нефрит, серпентинит; *64* — Джидинское — опаловидный халцедон, темно-серо-синий, серо-зеленый; *65* — Цежейское — агат, халцедон; *66* — Булуктаевское — берилл, аквамарин; *67* — р. Холой — окаменелое дерево, агат; *68* — Маккавеевское — гранит; *69* — Читино-Ингодинская депрессия между падями Жерейка и Шильникова — тонкополосчатый халцедон; *70* — Нагаданское — агат, халцедон; *71* — Торейские озера — агат, халцедон, сердолик, аметист; *72* — Мулина Гора — аметистовидный кварц, агат; *73* — Каменско-Черновское пегматитовое поле — морион, аквамарин, воробьевит, письменный гранит, ганит, гранат; *74* — Андрюшкинское месторождение — тремолититы; *75* — р. Унда в окрестностях г. Балей — окаменелое дерево; *76* — Тасеевское — опалиты; *77* — Абагайтуйское — флюорит; *78* — Удоканское — малахит; *79* — Чинейское — ксонотлит; *80* — Усуглинское — декоративный флюорит; *81* — Мензинское пегматитовое поле — берилл, цветной турмалин, горный хрусталь; *82* — Чернушкинское — альмандин; *83* — Бартойское — пироп и хризолит.

составленная в 1989 г. К.К. Анашкиной и др. [Геологическое строение..., 1997], и карта Саяно-Байкальской складчатой области масштаба 1 : 1 000 000, составленная В.И. Сизыхом и др. в 1980 г.

В результате проведенных работ созданы предпосылки для развития камнерезной и ювелирной промышленности Забайкалья.

В течение 1991—1993 гг. в разные по длительности промежутки времени в сборе фондовых материалов участвовали старший научный сотрудник В.П. Бородин, инженеры Е.В. Фомина, О.А. Яровиков, Н.С. Парецкий, В.С. Виноградов, А.А. Лисовская; в полевых работах вместе с автором участвовали Т.Н. Юргенсон, В.П. Бородин, О.А. Яровиков, Н.С. Парецкий.

При организации работ автор пользовался поддержкой и помощью академика Н.Л. Добрецова (СО РАН), кандидата геолого-минералогических наук В.В. Менчинского (Росгеолком), В.Е. Ломако, К.М. Шебаршина (администрация Читинской области). Выполнению работ способствовали кандидат геолого-минералогических наук Л.С. Волков (ЗабНИИ), кандидат технических наук Е.И. Петров (Забайкальское горное бюро, АОЗТ "Забайкальский Самоцвет"), народный художник России Д.-Н.Д. Дугаров (Всебурятская ассоциация развития культуры, г. Улан-Удэ), Г.Ц. Цедашиев (Агинский Бурятский автономный округ), заслуженный работник культуры В.И. Кузнецов (Читинское отделение Фонда культуры), доктор геолого-минералогических наук А.В. Татаринов (ЧИПР СО РАН), кандидаты геолого-минералогических наук А.Д. Сергеев и В.И. Сизых, доктор технических наук Е.Т. Воронов (ЗабНИИ), В.В. Лаврушин (Орловский ГОК). Для решения вопросов идентификации стратиграфических таксонов и магматических комплексов автор пользовался консультациями геологов-съемщиков А.Ф. Озерского, Е.А. Белякова, И.А. Томбасова, Е.М. Фалькина, Н.Н. Чабана и др. Неоценимый вклад в подготовку и обработку первичных и фондовых материалов внесла Т.Н. Юргенсон. Всем указанным лицам автор выражает искреннюю признательность. Автор признателен также ответственному редактору В.С. Шацкому, чьи конструктивные и благожелательные замечания способствовали улучшению монографии.

Глава 1

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОТКРЫТИЙ И ИЗУЧЕНИЯ

Официальная история поисков самоцветов на территории Забайкалья относится к началу 80-х годов XVII в. в царствование Алексея Михайловича, когда воевода Иван Власов получил указание Москвы "проведывать про золотую руду и про серебро и жемчуг и камень...". Уже в 1676 г. было найдено и "узорочье" каменное — первые приаргунские агаты.

Существенный сдвиг в организации поисков самоцветов в Забайкалье произошел после издания Петром I в августе 1700 г. Указа об учреждении Приказа рудокопных дел. К началу XVIII в. относятся открытия яшм в левобережье Аргуни около с. Горбуново (1717 г.), агатов в Приаргунье, аквамарина и топаза на Шерловой Горе (1723 г.). Сведения об открытии Шерловогорского месторождения впервые в литературе приведены А.И. Кулибиным в статье "Описание кряжа Адун-Чилона". "Знаменитое Адун-Чилонское (Шерловогорское. — *Г.Ю.*) месторождение цветных камней открыто, как должно полагать, в 1723 году Нерчинским жителем Гурковым, ибо в Указе Государственной Бергколлегии от 22 декабря 1724 года за это открытие велено выдать ему в награждение пять рублей", хотя, как следует из его жалобы властям, вознаграждение ему не было выплачено даже в 1760 г. и не ясно, было ли выплачено вообще. По 1788 год месторождение находилось в "заведывании" Иркутского губернского начальства, а потом поступило в Заводское ведомство. 30 июня 1787 г. в Петербург было отправлено 62 пуда и 8 фунтов аквамарина и других камней. Самая изобильная добыча камней была в 1796 году, в котором добыто "...одних чистых и годных на поделки аквамаринов более пяти пудов" [Кулибин, 1829, с. 6]. Открытие Ивана Гуркова обозначило целую эпоху в развитии добычного дела камней-самоцветов.

До открытия А.И. Кулибиным Кукусыркенского (Адун-Челонского) пегматитового июля Шерловая Гора называлась Адун-Чилоном.

В пределах современного Шерловогорского месторождения, или Шерловой Горы, находятся несколько относительно невысоких сопок и сходящихся к верху отрогов, исторически получивших названия Шерловой, Лукавой, Обвинской, Гопеевской гор, или сопок, а также Карамышевского, Золотого, Мелехинского отрогов. В настоящее время Адун-Челон и Шерловая Гора (Шерловогорское месторождение самоцветов) рассматриваются как составные части единой Адун-Челон-Шерловогорской рудно-магматической системы.

Первое минералогическое описание и химический анализ аквамарина "из Нерчинска" опубликовал в 1789 г. И.И. Биндгейм [Bindheim, 1790]. Он

же со слов берг-директора в Нерчинске Е.Е. Барбота-де-Марни приводит и данные об условиях залегания аквамарина [Сущинский, 1925]. После посещения в 1785 г. Адун-Челона и Шерловой Горы Е. Патрен [Patrin, 1791] дал относительно полное описание не только самого аквамарина, но и вмещающих его гранитов, а также указал на его парагенезис с топазом и мышьяковым колчеданом. В 1791 г. характеристику месторождению дал Герман в письме к Е.Е. Барботу-де-Марни.

Особо отметим работу А.И. Кулибина [1829], который описал топазовую породу, характер залегания в ней топаза и аквамарина. Примечательна оценка известным минералогом П.П. Сущинским А.И. Кулибина как тонкого исследователя. "На примере работы Кулибина, — пишет он, — можно видеть, как старинные наблюдатели, будучи вооружены лишь геологическим молотком и, может быть, увеличительным стеклом, умели подмечать многое такое, что сплошь и рядом ускользает от наблюдения современных исследователей" [Сущинский, 1925, с. 7]. Статья А.И. Кулибина сопровождается двумя картами. Одна из них — "Геогностическая карта" Адун-Челона, вторая — "План Адун-Челонской Горы". Так называл он Шерловую (или Ширловую) Гору, несмотря на то, что еще в 1788 г. Горное управление дало ей это название от слова шерл, или "ширл", которым местное население называло всякие удлиненные прозрачные кристаллы. В старой литературе Шерловая Гора имела несколько названий: Тут-Халтуй, Адун-Челон, Ширловая Гора.

А.А. Беус [1960, с. 4] сообщает, что месторождение было известно "...еще в древности китайским старателям". Однако ни у А. Кулибина [1829], ни у В. Титова [1855], ни у последующих авторов определенно не говорится о старых китайских работах на Шерловой Горе, хотя о добыче дымчатого кварца из пегматитов кряжа Адун-Челон китайцами и монголами сведения имеются. В связи с тем, что добывали именно дымчатый кварц, в изобилии развитый в пегматитах Адун-Челона и действительно использовавшийся китайцами для изготовления очков, сведения эти правдоподобны.

По данным П.С. Палласа [1788], в Адун-Челоне местные жители добывали самоцветы уже летом 1772 г. (когда он посетил этот кряж). "С Восточной стороны гор против Жиранчунгурукской лощины находится холм, состоящий из точильного камня, в коем видны разсеянные врозь, отчасти зеленоватые, отчасти совсем прозрачные хрусталики, призматическою своею фактурою на Бразильские електрические смарагды похожие, которые только что на верху горы и находятся, понеже песок оттоль ветром свевает. Тунгусы, ходя на промыслы, собирают их детям на игрушки, и тут нанесли столько, что мне самому никогдаб найтить столько было не можно; ибо они неслишком таки много находятся" [Паллас, 1788, с. 314]. (Здесь и далее сохранена орфография этого уникального издания. — *Г.Ю.*) П.С. Паллас, полагая, что это "електрические смарагды", называл, видимо, так зеленые турмалины, обладающие, как известно, сильным пьезоэлектрическим эффектом, вынужден был убедиться, что они "...при делании электрической силы не оказали". Это свидетельствует о том, что "тунгусы" добывали зеленый берилл, типичный и для пегматитов Адун-Челона. Впрочем, полной уверенности в том, что П.С. Паллас посетил именно Адун-Челонский кряж, а не Шерловую Гору, нет.

В начале XIX в., как сообщает А.Н. Таскин, на Шерловой Горе были известны кристаллы кварца различной окраски, аквамарин и бериллы — зеленоватые, синеватые, желтого и золотого цвета, топазы до 2—3 дюймов (5—8 см) чистые. Белые, синевато-желтовато-белые, "к винно-желтому приближающиеся", плавиковый шпат, зеленый, светящийся при нагревании и потому относившийся к хлорофану, хлорит и "сереброцветная слюда, темно-бурая и черная, каменный мозг" (монтмориллонитовые глины), гидроксиды железа, "железистый волчец" (ферберит), "сернистая молибдена" (молибденит), "мышьяковый колчедан" (арсенопирит). Добыча камня велась "...в горах Шерловой и Луковой, известных под общим названием Тут-Халтуй" [Таскин, 1829, с. 181]. Луковая, а скорее, Лукавая, получила название, как полагали А.Н. Таскин и А.И. Кулибин, по причине того, что на них "...поиск сих ископаемых не [всегда. — *Г.Ю.*] сопровождался успехом" [Там же, с. 182].

На Гопеевской горе известны (горные. — *Г.Ю.*) работы Карамышевские, Мелехинские. Названия эти указывают на фамилии исследователей и руководителей добычи.

С 1762 по 1765 г. месторождение изучалось А.И. Карамышевым и заложенные под его началом копи давали "синецветные" бериллы, а Мелехинские — "крупные, но бледной воды камни". В Золотом отроге добывали "золотоцветные" камни. Гопеевская гора названа в честь гиттенфервальтера Хоппе, под руководством которого были добыты самые крупные партии аквамарина. Нерчинскозаводское "начальство ежегодно назначало людей для добычи бериллов и топазов" [Таскин, 1829, с. 182].

Собственно Адун-Челонское пегматитовое поле, вероятно, известно было давно, но интенсивная отработка его по В. Титову [1855] началась в 1840 г. Однако первое профессиональное описание гранитов Адун-Челонского (Кукусыркенского) массива, как выявила А.Г. Горячкина [Юргенсон, Горячкина, 2001] в результате анализа, обнаруженного ею в архиве полевого журнала А.И. Кулибина, произведено А.И. Кулибиным 1—7 июня 1828 г. Он нашел и описал также жилы с горным хрусталем, дымчатым кварцем, микроклином, шерлом и флюоритом. Затем он открыл и описал пегматиты с топазом и бериллом в гранитах верховий рек Бырка и Тоготуй. После отъезда А.И. Кулибина на Алтай в Нерчинском горном округе работает А.Н. Таскин. Вслед за А.И. Кулибиным он рекомендует искать горный хрусталь и топазы в гранитах вершин рек Бырки и Тоготуя, а топаз и берилл в гранитах западной части Адун-Челона, так как полагал, что Адун-Челонский и Шерловогорский массивы "...составляют одну непрерывную толщу, обнаруженную на оконечностях и закрытую на середине" [Таскин, 1829, с. 172]. Более того, он указывал, что в восточной части (собственно Шерловогорской) "...порода представляет вместе и гранитовое и порфировое строение" [Там же]. В западной части Адун-Челона А.Н. Таскин [1829, с. 177] открывает жилы письменного гранита и считает, что "...оне составляют хвосты жил, обнаруженные разрушением" (пегматитов. — *Г.Ю.*). Среди гранитов западной части кряжа он отмечает "...венису и горный хрусталь" [Там же, с. 181]. Вероятно, во избежание путаницы между Шерловой Горой и Адун-Челоном для обозначения последнего А.И. Кулибин стал использовать название Кукусыркен.

В. Титов, работавший на Адун-Челоне в 1854 г., пишет, что месторождения "...цветных камней открыты на Кукусыркене не более 3 или 4 лет тому назад, преимущественно на Урту-Кунде, Уртуй-Ундуре, Нарын-Кундуе и Кукусыркене" [Титов, 1855, с. 445]. Им вслед за А.И. Кулибиным [1929] и А.Н. Таскиным [1929] дано обстоятельное описание гранитов кряжа Адун-Челон также под названием Кукусыркен.

Непреходящее значение для развития камнесамоцветного промысла и связанного с ним камнерезного дела имеет открытие в 1830 г. топазов и цветного турмалина в бассейне р. Урульга в Борщовочном кряже рекрутом А. Кривоносовым. Скорее всего, открытие самоцветов, приписываемое одному человеку, имеет более ранние корни, так как дауриты, сибириты, сибирские "рубины" проникали в Европу еще раньше, но по причине скрытности старателей их имена и места добычи держались в тайне. Доказательством этого предположения является упоминание об открытии горного хрусталя в 1820 г. по р. Кур-Куре, на "стеклянной горе" (ныне горе Стеклянка), на СЗ склоне Борщовочного хребта. У С.П. Ершова (1934 г.) есть указание на то, что дымчатый кварц добывал здесь беглый каторжанин старатель Ланцов, о котором сложено множество легенд и песен.

Предположение о добыче самоцветов в пегматитах Борщовочного кряжа задолго до открытия их А. Кривоносовым можно подтвердить также и тем, что П.С. Палласом еще в 1793 г. в статье о минералогических новостях из Сибири [Pallas, 1793] упомянут рубеллит, который известен здесь только в Забайкалье. Отсюда становится понятным, почему в Европу малиновый, арбузный до красного турмалин под именем сибирита, даурита, рубеллита попадал еще в XVIII в. В ноябре 2000 г. аспирантка А.Г. Горячкина, изучавшая по заданию автора материалы Государственного архива Читинской области, обнаружила рапорт "ундер штейгера" (так в документе) Я. Черешкова от 12 ноября 1761 г., в котором сообщается о добыче горного хрусталя и "восточного хрусталя" в окрестностях с. Шивки, находящегося на правом берегу р. Шилки на северном склоне Борщовочного хребта в пределах современных границ Шивкинского пегматитового поля. Эти данные коренным образом меняют наши представления о времени открытия пегматитов с самоцветами в Борщовочном кряже в 1830 г. крестьянином А. Кривоносовым, вошедшего в литературу после известной сводки А.Е. Ферсмана [1962].

Вероятно, крупных открытий самоцветов после 1761 г. в Борщовочном кряже не произошло, работы производились редко и возможно, об этой находке забыли, а документ, как это не раз бывало в российской истории, остался втуне. Симптоматично, что даже после находки А. Кривоносова в 1830 г. целое десятилетие лишь изредка в Санкт-Петербург попадали кристаллы топаза, аквамарина или малиновых и красных турмалинов из Даурии.

И только после того, как старатель Сверкунов практически заново открыл топазы в верховьях пади Пешковой, одного из притоков р. Урульга, в так называемых Дорогих утесах, появилась первая публикация в газете "Северная пчела", № 112 за 1840 г. об открытии топаза и аквамарина в Борщовочном кряже.

Дальнейшие события, связанные с поисками и добычей самоцветов в Борщовочном кряже, освещены в переписке директора Екатеринбургской гранильной фабрики И.И. Вейца и мастера этой фабрики М. Портнягина

(1847—1848 гг.). Последний был командирован фабрикой для "приискания" ограночного сырья. В 1847 г. он добыл в Савватеевской копи огромные розовые рубеллиты весом 8—12 фунтов, а в Соктуйском кряже (добыча велась одновременно) — топазы желтого цвета с "раухтопазовыми и полевошпатовыми кристаллами". Наиболее интенсивная добыча самоцветов в Борщовочном кряже велась в течение 15 лет (1840—1855). В это время было открыто большинство из известных богатых самоцветами пегматитовых полей, составивших славу Борщовочного кряжа Забайкалья и России. Великолепные кристаллы, поступавшие в Екатеринбург, Москву и Санкт-Петербург, оказывались в частных коллекциях, из которых наиболее интересные различными путями поступали в музей Горного института и сохранены до наших дней. Они были предметом изучения крупнейших минералогов и кристаллографов, таких как Н.И. Кокшаров [1856], П.В. Еремеев [1895].

В 1846 г. подполковник А.Д. Озерский в Горном журнале [Озерский, 1846] описал кристалл топаза из собрания М. Лейхтенбергского. Кристалл полихромный — от бесцветного до желто-дымчато-бурого, по направлению боковых осей (по осям *a* и *b*) — дымчато-бурый, "...по главной оси" (*c*) — медово-желтый. Длина "...между оконечностями острых углов — $10^1/_2$ англ. дюйма (26,67 см), ширина между тупыми углами — $6^3/_4$ англ. дюйма (17,14 см), вышина — $5^1/_4$ дюйма (13,34 см)", вес кристалла — 26 фунтов (10,5 кг).

Подобный же кристалл топаза весом 31 фунт 74 золотника (13,01 кг) из Иркутской губернии "...без ближайшего указания на его месторождение", хранящийся в "музеуме Горнаго института", имеет по наружному виду не мало сходства "с 32-фунтовым обломком топаза, вынутым из горы Урулюнгуй в 30 верстах от г. Нерчинска". А.Д. Озерский делает вывод о возможности происхождения описанного им кристалла "из той же местности" [Там же, с. 310]. Еще А.Е. Ферсман [1962], а вслед за ним и П.П. Сущинский [1925] отмечали, что в XIX в. нередко путали Урульгу и Урулюнгуй по созвучию, не зная, что Урулюнгуй — не гора, а река в Юго-Восточном Забайкалье, а бассейн верхних притоков р. Урульги, протекающей по северному склону Борщовочного хребта, действительно богат пегматитами с топазом и именно оттуда, с Дорогого Утеса и происходят все три крупных кристалла топаза. А.Д. Озерский в 1855 г. в записке, переданной Н.И. Кокшарову, подразделял месторождения "Нерчинского края" на две группы:

"1) По правой стороне Онона, в кряже Адуи-Челонском и юго-западном продолжении его, в Кукусыркене. В первом (все еще имеется в виду Шерловая Гора. — *Г.Ю.*) находятся топазы и бериллы, в последнем, кроме того, аметисты. Около Атангинского караула — бериллы и зеленые турмалины. В Нагатуйском кряже, около Бырки — бериллы.

2) На северном склоне Борщовочного или Правошилкинского кряжа, на протяжении от Завотинской (Завитинской. — *Г.Ю.*) до Кочертая (Кокертая. — *Г.Ю.*) известно более 30 месторождений и делаются новые открытия. Из ныне известных замечательны: по реке Урульге, где находятся бериллы, топазы, малиновые турмалины; около Пешковой и в логу Сухом Обусинском — бериллы и топазы; по реке Киберевке — бериллы и малиновые турмалины; в Дорогом Утесе, также у селения Лесково, в горах Вороньей и Борковской — турмалины малиновые и зеленые" [Кокшаров, 1856, с. 208—209].

В 1855 г. активная добыча самоцветов в Борщовочном кряже велась уже более 25 лет. Значительная часть их покупалась и перепродавалась купцами Кандинскими, а затем и М. Бутиным.

С активизацией деятельности сереброплавильных заводов в XVIII в. и с открытием россыпного золота интерес к добыче камня периодически ослабевал.

В последней четверти XIX в., вероятно, в связи с тем, что обнаженные и вскрытые эрозией пегматиты были в основном выработаны, а поиски и отработка пегматитов, не выходивших на дневную поверхность, требовала рискованных затрат, добыча самоцветов в Борщовочном кряже почти прекратилась. Другой причиной стало открытие крупных россыпных месторождений золота, на отработку которых постепенно уходили добытчики самоцветов.

В. Титов [1885, с. 437] сообщает, что в районе Чиндантской крепости, берега правой стороны "реки Онона, замечательны выносами Ононских голышей, известных под именем Сибирских алмазов и состоящих из окатанных водою кругляков белаго совершенно безцветного тяжеловеса и горнаго хрусталя. Первые попадаются редко и ценятся дорого".

Уже в первой половине XIX в. были открыты пегматитовые поля с самоцветами, такие как Мало-Соктуйское, Быркинское, Цаган-Олуевское и др. Мало-Соктуйское известно розовато-желтыми и винно-желтыми топазами, зелеными аквамаринами. Жилы Мало-Соктуйского поля отрабатывались крестьянами Зуевым из Борзи, Савватеевым из деревни Савватеево и Золотухиным из Малого Соктуя [Ферсман, 1962]. Быркинские (к СЗ от современного села Передняя Бырка, "инородческого", по В. Титову [1855]) также были объектом отработки. На северном склоне пади Сундулга известна была "Ивановская яма", где добывались аквамарины. А.Е. Ферсман [1962, с. 482] отмечал, что поиски топаза и аквамарина в окрестностях Бырки проводил А. Таскин в 1899 г. Скорее всего, это опечатка, а работы А. Таскина относятся к 1829 г.

Цаган-Олуевское пегматитовое поле, или Алтанганский караул по В. Титову [1855], известно было до 1855 г. Здесь велась не особенно удачливая добыча аметиста, розового и еврейского камня на горе Крестовой в 1,5 км от Цаган-Олуя. В так называемой Билитуевской пегматитовой жиле мощностью до 2,5 см, локализованной в светло-сером граните, в 6 км к ЮВ от Цаган-Олуя, добывались дымчатый кварц и бледно-зеленый аквамарин невысокого качества. Всего на так называемой Брусовой Гриве на горе Билетуевский Шилин были известны четыре жилы с раухтопазом, иногда с внешними зонами бледно-фиолетового аметиста, светло-зелеными и желтовато-зелеными аквамаринами. У В. Титова [1855, с. 479] имеются также указания на добычу "...зеленых турмалинов, чистых, совершенно прозрачных, бледно-изумрудного цвета" на участке из пяти полевошпатовых пегматитовых жил к западу от Билетуевского Шилина "...в желтовато-сером плотном граните...".

Интересен приводимый В. Титовым факт добычи зеленых турмалинов "...туземными тунгусами и бурятами". На подножье ("подоле". — *по В. Титову*) южного склона Кадаинского утеса в россыпи при "...разрезывании тарбаганьей норы" на глубине 1,5 м они обнаружили "...порядочное гнездо зеленых турмалинов и вынули его" [Титов, 1855, с. 480].

В это время были известны отдельные пегматитовые жилы с зеленым и розовым турмалином недалеко от с. Завитинское (А. Злобин, 1833 по: [Ферсман, 1962]), представляющие собой фрагменты Завитинского пегматитового поля, в пределах которого впоследствии было разведано месторождение сподуменовых пегматитов, а также отрабатывалась на ювелирный турмалин жила Полиминеральная. Из данных А. Злобина можно сделать вывод о том, что официальная версия открытия Завитинского пегматитового поля в 1897 г. нуждается в исправлении.

Начало добычи самоцветов в Борщовочном кряже и Адун-Челоне по сути дела завершило эпоху крупных открытий камня в XIX в., к концу которого большинство известных жил было отработано в верхних своих частях. Отработка глубоких горизонтов требовала больших материальных затрат, технического оснащения и связана с риском неудачи. Поэтому основная масса старателей ушла на добычу россыпного золота. И лишь в конце XIX — начале XX в. некоторые промышленники вновь обратили внимание на Шерловую Гору, Савватеевское месторождение в Борщовочном кряже, Цаган-Олуй. Лишь незначительное оживление наметилось на Шерловой Горе, где владелец конторы ритуальных услуг иркутский купец Н.Ф. Поднебесных, привлекший к работе известного минералога П.П. Сущинского, в 1912—1915 гг. добыл 300 кг ювелирного сырья. Этот факт указывал на то, что любые методически правильные начинания приводили на Шерловой Горе к успеху.

Пытался добывать камни здесь и на Борщовочном кряже читинский ювелир Зубрицкий, но в 1916 г. при неясных обстоятельствах он был убит в тайге.

История отработки шерловогорских аквамаринов, гелиодоров и топазов показательна как пример эксплуатации месторождений самоцветов вообще. На протяжении 275 лет она переживала периоды подъема, когда в течение одного сезона добывали до 80—300 кг ювелирного сырья, а затем целыми десятилетиями извлекалось всего по несколько килограммов.

В 1915—1917 гг. П.П. Сущинский посетил Цаган-Олуевское пегматитовое поле. Он дал описание ряда ям, где известны были самоцветы: яма торговца из Цаган-Олуя П. Сабанцева, из которой добыты были кристаллы мутного голубовато-зеленого аквамарина до 10 см длиной, еще одна жила с аметистом в хр. Билетуй, жилы по западному склону пади Дахатуй, разрабатывавшиеся на аметисты Г. Войлошниковым, и др. П.П. Сущинский считал поле перспективным на самоцветы.

Событием огромной важности было открытие в Восточном Саяне нефрита. В истории открытий месторождений этого камня также не все ясно. Тем не менее находки археологами нефритовых орудий и украшений из нефрита свидетельствуют о том, что камень этот был известен людям здесь со времен палеолита. А.П. Окладников указывает на "...плоские колечки из зеленовато-белого прибайкальского нефрита..." (цитируется по: [Энциклопедия Забайкалья, 2000, с. 136]), найденные в Шилкинской пещере возле с. Шилкинский завод и относящиеся к неолиту. Доказательств принадлежности "зеленовато-белого нефрита" к прибайкальскому нет, и эта находка может свидетельствовать о том, что древние люди, населявшие бассейн р. Шилки, знали местоположение проявлений этого камня, связанных либо

с Молодовским серпентинитовым поясом, либо с контактовыми изменениями распространенных здесь доломитовых известняков. В средние века нефрит использовался в украшениях сойотов. А.Е. Ферсман [1961, с. 155] сообщает, что "...женщины носили его на шее, а мужчины на ремне".

В связи с тем, что ни буряты, заселившие эту территорию после тюрко-язычных народов, ни их предшественники не умели различать тонкозернистые прочные и крепкие светлые разновидности кремней, халцедонов, яшм и нефрита. На всей территории Забайкалья и Прибайкалья места, где проявлены эти жизненно важные камни и находятся их месторождения, обозначаются по звучанию словами *сахюрта, кахюрта, хохюрта и т.д.* При всех изменениях первого слога, возможно, играющего роль приставки (*са, ка, хо*), связанных, видимо, с особенностями диалектов или произношения, четко сохраняется корень *хюрта*, обозначающий, вероятно, главное свойство этих камней — их крепость и способность в соприкосновении с железом высекать искру. Доказательством правомерности приведенных рассуждений является и название Хохюртовского месторождения нефрита по одноименному притоку р. Джиды, в долине которого находится россыпь валунов нефрита, известная, по всей вероятности, бурятам с давних времен.

Первые сведения для российской общественности о нахождении нефрита в Прибайкалье промелькнули в "Указателе открытий за 1826 г.", составленном Н. Щукиным. Затем он более подробно сообщал о своих находках нефрита в долинах Онота и Бибоя (1858 г. по: [Щукин, 1858]).

Однако официально первооткрывателем и первым добытчиком прибайкальского нефрита признан горный инженер Г.М. Пермикин, который практически одновременно руководил поисковыми и добычными работами на месторождениях нефрита и лазурита. Первые систематические исследования нефрита он начал в 1851 г. и проводил их с небольшими перерывами до 1863 г. Г.М. Пермикин обследовал долины и русла рек Китой, Онот, Белая и Ока и открыл множество скоплений валунов нефрита. Часть их была добыта и вывезена на Петергофскую гранильную фабрику. За 12 лет Г.М. Пермикин доставил 687 пудов (около 8 т) ювелирного и поделочного нефрита. Если туркестанский нефрит фабрика вынуждена была покупать в Китае по 1000 руб. за пуд, то прибайкальский обходился всего по 40 руб. [Ферсман, 1961]. Значительную роль в организации добычи и перевозки нефрита в Петербург сыграл промышленник Алибер, который, по словам А.Е. Ферсмана, способствовал также и появлению прибайкальского нефрита и изделий из него на мировом рынке, в частности на промышленных выставках в Лондоне (1862 г.), Париже (1867 г.), в Вене (1873 г.).

Впоследствии изучением нефритоносности Прибайкалья занимались полковник А.Х. Фитингоф (1869 г.), И.Д. Черский (1886 г.), К.И. Богданович (1894—1895 гг.). Последний дал относительно полное микроскопическое описание и предположил, что нефрит образуется в результате замещения тонкоигольчатыми агрегатами тремолита амфиболовой или пироксеновой породы, а его тонковолокнистая структура есть следствие давления.

Большую роль в изучении месторождений нефрита сыграл Л.А. Ячевский, проводивший исследования в 1895—1898 гг. Он открыл первое коренное Хара-Желгинское месторождение, которое впоследствии стало объектом эксплуатации. Здесь выявилось типичное для месторождений апобазито-

вых метасоматитов и жил их строение. Оно заключается в том, что нефрит образуется на контактах серпентинитов и альбитизированного габбро [Колесник, 1966]. В 1924 г. месторождение описал Б.М. Куплетский [1926], в 1940 г. оно описано Н.Д. Соболевым. Существенный вклад в изучение Оспинского массива внес в 1930—1936 гг. М.Ф. Шестопалов, открывший Оспинское месторождение нефрита. В 1960-х — 1970-х гг. изучение месторождений нефрита проводил Ю.Н. Колесник [1966, 1976]. Им было показано, что вероятность образования тонковолокнистого тремолита обусловлена избытком кальция по сравнению с магнием, относительно высокими температурами и неравномерностью притока раствора. При этом не учитывалась зависимость образования волокнистых форм от скорости кристаллизации, обеспечивающей при прочих равных условиях степень несовершенства кристаллов. Такой механизм роста достигается преимущественно при высоких температурах и сравнительно небольших давлениях, реализующихся в малоглубинных условиях.

В 70-х — 80-х гг. XX в. большой вклад в изучение нефритоносности Восточного Саяна внесли геологи Саяно-Байкальской экспедиции В.Н. Богорадников, А.З. Галимов, Р.С. Замалетдинов, М.П. Килессо, В.Т. Килессо, А.П. Кривокрисов, В.Н. Мусафронов, Н.Ф. Певченко, А.П. Секерин, Н.В. Секерина, А.Н. Сутурин, И.С. Якшин и др. В результате их работ были изучены особенности геохимии и минералогии процессов образования нефрита и разработаны критерии нефритоносности гипербазитовых массивов, открыты новые месторождения, выделены Оспинско-Китойский и Джидинский нефритоносные гипербазитовые пояса, изучены и разведаны все известные к тому времени месторождения и проявления, определены промышленные запасы Горлыкгольского, Зун-Оспинского, Оспинского, Уланходинского, Хамархудинского, Харгантинского, Хохюртовского, Худынгольского и других месторождений и оценены прогнозные ресурсы нефрита.

В процессе ревизионных и поисковых работ на Парамском и Шаманском массивах основных и ультраосновных пород в бассейне р. Витим, а также в Муйско-Каларско-Становой зоне в целом О.Г. Сеялов (1971—1972 гг.), М.П. Килессо и Н.С. Круцко (1973 г.) установили промышленную нефритоносность. Первые опубликованные сведения о нефритоносности бассейна р. Витим связаны с именем Ю.К. Дзевановского [1946], обнаружившего валун нефрита на правом берегу р. Калар, в 27 км от ее устья. В 1970 г. И.А. Турчиновым на правом берегу р. Таксимы среди доломитовых мраморов витимской свиты архея были обнаружены слои и линзы светло-зеленоватого нефрита и, таким образом, совершено первое открытие нефрита апокарбонатной формации в бассейне р. Витим. В 1977 г. И.Г. Рутштейн и И.А. Томбасов в руч. Глубоком, правом притоке Витима, находят в кальцифирах среди амфиболитов архея белый, голубовато- и зеленовато-белый нефрит. Наиболее крупный вклад в изучение нефритоносности бассейна Витима внесли А.П. Секерин и Н.В. Секерина, а также В.С. Басов ("Байкалкварцсамоцветы"). В результате их исследований в 1976—1983 гг. были открыты и оценены Буромское, Голюбинское, Кавоктинское, Бамбуйское и другие месторождения и проявления наиболее дефицитного светлоокрашенного нефрита. Результаты этих работ дают основание для выделения наряду с Восточно-Саянской Муйско-Становой нефритоносной провинции.

Первые находки родонита относятся к 1937 г., когда А.И. Алешковым в долине р. Куренга были найдены глыбы этого минерала. В дальнейшем коренные выходы не встречались. В 1962 г. Е.А. Зайков среди марганцевоносных кварцитов по р. Мельничной в Красночикойском районе Читинской области выявил родонит перспективной кремнисто-сланцевой формации, к которой относится известное Малоседельниковское месторождение на Урале. Но и этот объект не получил дальнейшей оценки. В 1970—1971 гг. на площади развития Итанцинской марганцевоносной зоны П.В. Осокиным в пределах Усутайского проявления марганцевых руд открыты гнезда и линзы родонита. Дальнейшие исследования выявили высокое качество родонита и позволили оценить его значительные ресурсы.

В XVIII в. Забайкалье становится источником агата, сердоликов и яшм. Зеленая и сургучная яшма добывалась, согласно записям И. Георги, в Яшмовой Горе с 1717 г. у дер. Горбуновой на р. Аргунь. В 1730 г. Ф. Штраленберг [Strahlenberg, 1730] писал о том, что эта яшма настолько тверда, что не может быть обработана сталью и что Петр I повелел сделать из нее колонны, но губернатор Сибири князь Гагарин распорядился сделать из нее пуговицы и оправить золотом. Часть доставленной в Тобольск яшмы была по распоряжению директора Бергколлегии генерала Брюса отправлена в Нюрнберг. На ней вырезали портреты великих князей и царей русских от Рюрика до Петра Великого. Теперь портреты хранятся в Эрмитаже. А.Е. Ферсман [1961] указывает, что В. Реутовским упоминаются полосатые, красноватые, зеленые и серые яшмы у с. Кайдалово, зеленые в бассейне р. Тулдун и красные в 84 верстах к югу от Селенгинска.

О довольно широком развитии халцедонов и яшм свидетельствуют записки П.С. Палласа [1788]. "...Река Онон... выкидывает на берега множество сердоликов, Халкедонов (халцедонов. — *Г.Ю.*) и кашелоновидных камешков... Куски зеленой, желтой, красной и полосатой яшмы повсюду валяются и таковым неотменно в горах, как Онон, пробивает, быть должно много. Кашолонов и Сердоликов по Аргуню еще больше и чище находят; но Гобейская степь в Мунгалии должна быть сими каменьями знаменитая, потому что она по кошолону, который в ней находят, особливо известная" (с. 285). Далее в примечании к тексту П.С. Паллас дает этимологию слова Кошолон; "Ке — значит по мунгальски красивый и жив: чомен — камень". Отсюда — кашолон (или как он теперь называется — кахолонг) — красивый камень.

О широком развитии яшм к югу от Кулусутаевского караула, где "...находятся Российской и Китайской маяк" [Там же, с. 290] П.С. Паллас пишет следующее: "Весь холм стоял (состоял? — *Г.Ю.*) из темно-зеленой, инде полупрозрачной также и красноватыми жилками испещренной яшмы, коея слои в горе в натуральном их положении местами почти были наруже, так что не без основания заключить было можно, что сей прекрасный камень порядочным образом по оной простирается" [Там же, с. 290—291]. Указание П.С. Палласа на полупрозрачный характер камня и наличие красноватых жилок свидетельствует о принадлежности его не к яшме, а празему и частью — гелиотропу, которые действительно наблюдались нами в 1974 г. в окрестностях упоминаемого П.С. Палласом оз. Цаган Нор [Юргенсон, 1980].

Агат и аметист в агатовых гнездах в 1772—1773 гг. отмечались в горе Полосатик по р. Шилке И. Георги во время его путешествия по Забайкалью [Ферсман, 1962]. Сведения о сердоликах и других цветных халцедонах имеются и у П.С. Палласа, который отмечал "...нарочито огненного цвету" сердолики на Ононе.

Заслуживает внимания заметка И.Г. Георги (по: [Ферсман, 1962]) об аметистах из Аленуйского медного рудника по р. Газимур, в настоящее время совершенно и незаслуженно забытого. Кристаллы этих аметистов имели прекрасную темную окраску и по оценке И.Г. Георги были пригодны для "употребления".

Вероятно, к концу XVIII в. относится открытие агатоносного поля вблизи с. Мулино. Во всяком случае отработка агатовых миндалин на аметист началась задолго до 1828 г., когда А.Н. Таскин [1829] в базальтовом обрамлении Торейских озер пытался найти подобные мулинским аметисты. Отработка аметистоносных агатов Мулиной Горы продолжалась, вероятно, не позднее 1854 г., так как в 1855 г., когда ее посетил В. Титов [1855], месторождение было уже оставлено.

В. Титовым была изучена вся долина Урулюнгуя и отмечены "...богатые месторождения: 1) яшм красивых цветов зеленой, сургучной, желтой. Ленточной (Соктуйския, Абагайтуйския, Кайласския (Кайластуйские. — *Г.Ю.*), Дуройския и проч.); 2) собственно порфира цветов темно-красного, светлого и темно-серого, зеленоватаго и желтаго; 3) миндальнаго камня, заключающаго темно-голубые халцедоны (Нагажданские — (Нагаданские. — *Г.Ю.*)), бледно-голубые (Соктуйские), темно-красные и бледно-желтые агаты (Соктуйские), роговики (Усть-Кондуйские), халцедоны (Абагайтуевские и Кайласские), молочные и огненные полуопалы (Дуройские), моховики и волосатики (Ново-Цурухайтуевские), обыкновенные полуопалы (Зоргольские) и проч. Миндальный камень сераго, темно-краснаго и зеленаго цветов" [Титов, 1855, с. 419]. Этот список свидетельствует о том, что в середине XIX в. многие (если не большинство) проявления халцедонового сырья в долине Урулюнгуя были известны.

В "...речных выносах, — сообщает далее В. Титов [1855, с. 438], — обращают на себя внимание: яшмы, принимающие высокую полировку, бледно-голубые халцедоны, агаты с пророслями, белая свинцовая руда, плавиковый шпат зеленого и фиолетового цветов и бледно-зеленые аквамарины. Все эти породы указывают на месторождения их в вершинах Онона, где гранит, по всей вероятности, заключает цветные камни, порфиры, яшмы и известняк — серебросвинцовые руды; но эти места доселе еще не найдены". Далее он отмечает, что натеки сердолика находят близ Дурультуя (Дурулгуя. — *Ю.Г.*), беловатые халцедоновые кругляки — близ Усть-Чиркинского или Такторского (Тохторского. — *Г.Ю.*) караула, "моховики бледно-красные — близ Каринского (Кыринского. — *Г.Ю.*) караула; розовые сердолики, высоко ценимые по чистоте и красоте цвета, подобные Гобийским, — близ Улькунского (Ульхунского. — *Г.Ю.*) караула" [Там же].

Сведения о находках халцедона и сердолика высокого качества на территории, прилегающей к Еравненским озерам, относятся к последней трети XVIII в. У П.С. Палласа [1788, с. 245] находим: "Проехали речку Нахалу, по которой Бурета (буряты. — *Г.Ю.*) черные, желтые, агатовидные кремеш-

ки собирают, Нарын-Горохон, Хорой-Маркуту и Марукту...". В настоящее время известна агатоносность всей этой территории и такие проявления и месторождения, как Хара-Шибирское (водораздел рек Хара-Шибирь и Зун-Нарин-Горохон), Тулдунское, могут быть объектами добычных работ. В 1832 г. Фидлером открыто у дер. Уточкиной прекрасное месторождение солнечного камня (элеолита).

Мощная активизация добычи камня началась при советской власти. Трест "Русские самоцветы", используя известную сводку А.Е. Ферсмана [1962], организовал специальные партии, которые начиная с 1932 г. вели успешные поиски и добычу камня в Борщовочном кряже. Это прежде всего относится к цветному турмалину и ювелирным и пьезооптическим сортам кварца — дымчатому кварцу и горному хрусталю.

В послевоенные годы, в 1945—1970 гг., периодически проводились поисковые работы не только в Борщовочном кряже, но и в бассейне р. Мензы, где в крупной пегматитоносной полосе было открыто Водораздельное (Игнатьевское) месторождение розового берилла — воробьевита и полихромного турмалина, а также пегматиты с ювелирными разностями кварца. В 1970—1980-е годы в результате планомерных геолого-съемочных работ на территории Забайкалья были обнаружены проявления синей и сиреневой шпинели, сапфира, нефрита, граната и других ювелирных камней. В 1980-х годах геологами Сосновской экспедиции в Малханском хребте открыто одноименное пегматитовое поле с широко развитым цветным турмалином. Малханское месторождение ювелирного турмалина — крупнейшее в России и единственное, где разведаны высокие категории запасов. В 1990-е годы Байкало-Саянской экспедицией "Байкалкварцсамоцветы" произведена переоценка на цветные камни массива Адун-Челон и Шерловогорского гранитного массива. Доказано их промышленное значение. В 1991—1998 гг. нами изучены технологические свойства камнесамоцветного сырья многих месторождений Забайкалья и дана их прогнозная оценка. Выделены Забайкальско-Монгольская агатоносная и Южно-Забайкальская и Северо-Восточно-Забайкальская хрусталеносные провинции. В 1992—1995 гг. открыты первые огненные опалы. Еще в 50-х годах XX столетия на севере Забайкалья, в Кодаро-Удоканской зоне, были обнаружены первые кристаллики алмазов. Ю.А. Алексеевым выделена новая алмазоносная провинция, а М.Д. Скурским [1996] рассмотрены перспективы Забайкалья на это ценное сырье. Но проявлений ювелирных алмазов пока не обнаружено. Имеются предпосылки для прогнозирования месторождений лазурита и чароита, хризолита, шпинели, изумруда и александрита. В Пришилкинской зоне возможны открытия нефрита.

В 50-х годах XIX в. В.А. Дворкиным-Самарским и др. в Абчадской зоне открыта целая провинция редкоземельных амазонитовых пегматитов. В 1978 г. Г.И. Туговик делает заявку на открытие в бассейне р. Бартой хризолита и пиропа в трахибазальтах плейстоценового возраста. Экспедиция "Байкалкварцсамоцветы" (В.И. Беляевский, В.А. Собачинский, А.В. Татаринов, Б.Н. Юдин и др.) установила промышленную ценность объекта.

В настоящее время в Забайкалье зарегистрировано около 900 находок, проявлений и месторождений камнесамоцветного сырья. На самом деле их значительно больше. Среди них по четырем видам ограночного сырья имеются

объекты категории промышленных месторождений. Это месторождения группы берилла (аквамарин, гелиодор, воробьевит), турмалина (рубеллит, верделит, дравит, полихромный турмалин), топаза и горного хрусталя (дымчатый кварц, морион, горный хрусталь). К ним относятся Шерловая Гора и Адун-Челон, пегматиты Борщовочного кряжа, Савватеевское, Моховое, Кангинское, Малханское и Водораздельное (см. рис. 1). К категории промышленных месторождений отнесено более десятка нефритоносных объектов (Оспинское, Зуноспинское, Горлыкгольское, Уланходинское, Хохюртовскоре, Буромское, Голюбинское и др.). Среди объектов агат-халцедонового сырья качеством и запасами выделяется Тулдунское месторождение. Перспективны объекты, претендующие на перевод в разряд месторождений. Это прежде всего Дунда-Агинская вулканическая постройка, где известны крупные миндалины высококачественного ювелирно-поделочного агата и халцедона, поля развития серо-голубых агатов Мулиной Горы, бассейна р. Шивычи. Значительными перспективами для перевода в разряд месторождений отличается Холтуйское проявление ювелирно-поделочного хиастолита. Это же относится и к Каменному проявлению декоративного офиокальцита, Дучарскому проявлению декоративных фельзитов, исторически известных под названием яшм, к амазонитовым гранитам Этыки и т.д.

Глава 2

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ СЫРЬЯ И ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

Об использовании явления типоморфизма

Специфика камнесамоцветного сырья заключается, как известно, в особых редко встречающихся эстетических свойствах минералов и горных пород, позволяющих относить их к ювелирным, ювелирно-поделочным или декоративным поделочным камням. Образование групп индивидов или агрегатов тех или иных минералов, удовлетворяющих этим свойствам, происходит в исключительно редких сочетаниях условий минералообразования. Для ограночных ювелирных камней они должны обеспечить медленный рост без видимых простым глазом дефектов строения или равномерное распределение дефектов структуры (электронно-дырочных центров), обусловливающих вхождение элементов-примесей, с которыми связана окраска минерала, превращающая, например, бесцветный берилл в благородный изумруд или бесцветный корунд в драгоценный рубин. Для образования ювелирно-поделочных камней важнейшим условием является возможность образования тонкозернистых массивных однотонных (нефрит, лазурит, родонит, гидрогроссуляриты и др.) или декоративных (малахит, яшмы, агаты и др.) минеральных агрегатов. Поэтому огромное значение имеют методы выявления тонких нюансов физико-химических и термодинамических характеристик минералообразующих систем. Важнейшим инструментом их познания служит явление типоморфизма, определяемое нами как "отражение пределов вариаций физико-химических характеристик минералообразующих систем в пределах вариаций состава, строения и других свойств соответствующих им минеральных тел" [Юргенсон, 1997б].

Этот подход, в принципе разработанный А.Е. Ферсманом [1940], давно используется для решения задач, связанных с расшифровкой условий минералообразования, и в неявном, качественном виде используется многими исследователями. Однако в численном варианте он еще не нашел широкого применения, хотя, как показано нами [Юргенсон и др., 1983; Юргенсон, 1984, 1991а, 1996а, 1997б; Юргенсон, Савкевич, 1989], именно вариации численных значений характеристик состава и свойств минеральных тел дают наиболее надежные численные критерии для прогнозирования условий, приводящих к образованию вполне определенных типоморфных разностей минеральных видов или их агрегатов.

Явление типоморфизма широко использовано и для рудно-формационной типизации объектов камнесамоцветного сырья, а также для выбора территорий с целью выявления площадей, перспективных на цветные камни.

Методические особенности прогнозирования площадей, перспективных на цветные камни

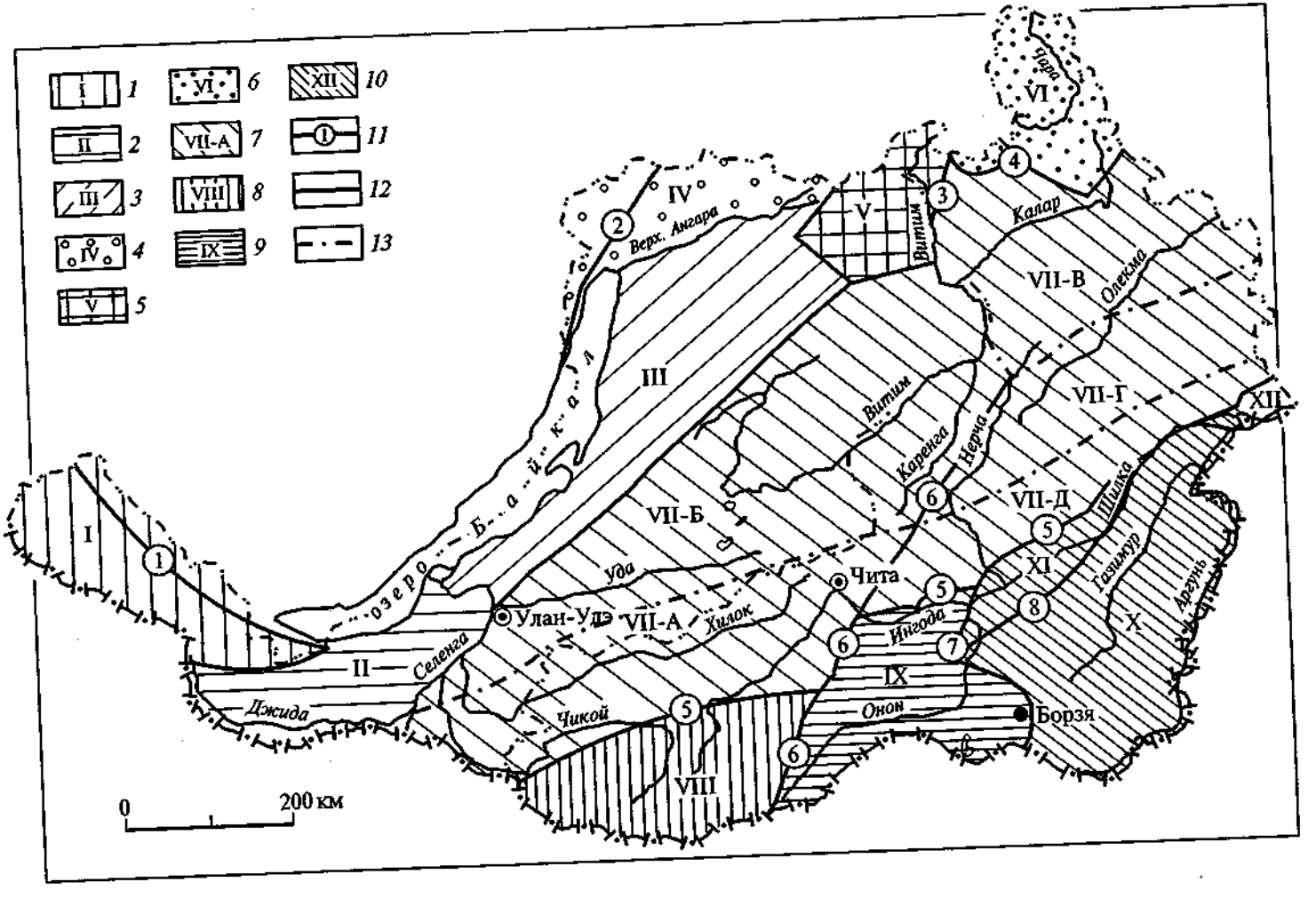
При выявлении площадей, перспективных на цветные камни, в принципе использован традиционный подход. Он заключался в том, что фиксировались геологические ситуации, с которыми могут быть связаны те или иные виды камнесамоцветного сырья, и составлялись таблицы с указанием признаков этих ситуаций. Одновременно выявлялись и формационные признаки определенных видов сырья с учетом их важности.

При выделении перспективных площадей учитывались: общая оценка изучаемой территории, данная в [Предложениях..., 1978], методические указания [Методические указания..., 1975—1987, вып. 3, 5—7, 9, 11, 12, 14—23, 27], данные по новым промышленно-генетическим типам месторождений камнесамоцветного сырья и его прогнозированию.

Перспективные площади в соответствии с геологическими предпосылками, где это возможно, описаны в возрастной последовательности геологических формаций и их компонентов и в соответствии с принятым структурно-тектоническим районированием региона (рис. 2). В основу районирования положены соответствующие схемы, принятые для геологических карт Бурятии масштаба 1 : 500 000 и Читинской области масштаба 1 : 500 000.

Методика оценки возможной промышленной значимости площадей

Когда в результате обследования поля развития горных пород или их сочетаний, позволявших предполагать наличие минеральных тел, могущих быть камнесамоцветным сырьем, обнаруживались минералы или горные породы с его признаками, то обследовались рыхлые отложения с целью поисков россыпей или коренных источников. Обследование проводилось либо в процессе маршрутного исхаживания, детальность которого зависела от возможных размеров объекта (россыпи), либо при детальном осмотре выходов на дневную поверхность, прослеживании делювиального ореола вокруг коренного месторождения. Например, вероятная промышленная значимость проявлений агата, халцедона и яшм в россыпях оценивалась по данным маршрутного исхаживания и опробования. Маршруты проводились по линиям через 50—200 м с отбором пробы через 5—20 м. Выявлялись участки, где обнаруживались минералы, которые могли бы быть камнесамоцветным сырьем, и оконтуривались. Затем в пределах этого контура выделялись площади для сбора проб 2×2, 4×4, 10×10 м в зависимости от общей площади проявления ювелирных или поделочных камней. С целью выявления захороненных россыпей, определения условий их залегания и опробования проходились шурфы различной глубины. Для изучения характера распределения, связи агатов и яшм с определенными структурно-текстурными разностями базальтов и андезитобазальтов, характера примыкания делювиальных и террасовых россыпей проходились канавы. Глубина их определялась возможностью разборки коренных пород и способностью миндалин к высвобождению из них и доходила в отдельных случаях до 1,5 м.



I 1
II 2
III 3
IV 4
V 5
VI 6
VII-А 7
VIII 8
IX 9
XII 10
11
12
13
Чара
VI
IV
V
Верх. Ангара
Витим
Калар
VII-В
Олекма
III
озеро Байкал
Витим
Каренга
Нерча
VII-Г
XII
VII-Д
Шилка
Газимур
Аргунь
VII-Б
Уда
Чита
XI
Улан-Удэ
VII-А
Хилок
Ингода
X
II
Селенга
IX
Джида
Чикой
Онон
Борзя
VIII
0
200 км

Изучались форма миндалин, их строение, размеры, качество агата и халцедона; проводилось валовое опробование. Для установления характера распределения агатов и яшм в почвенно-элювиальном слое на базальтах и опробования осуществлялось копушение этого слоя. Глубина копуш сечением 1 м^2 (чтобы не пропустить высвободившиеся миндалины) определялась глубиной залегания поверхности эффузивов. В результате установлено, что основная масса отпрепарированных агатов находится в почвенном слое мощностью 0,1—0,25 м. Целью опробования являлось получение трех следующих характеристик: 1) содержание цветного камня и определение продуктивности зоны или породы; 2) содержание камня-сырца в продуктивной горной массе; при этом под сырцом понимается минеральное сырье любого качества (кроме заведомо негодного), отбираемое в забое и заслуживающее обогащения; 3) процент выхода кондиционного цветного камня из забойного сырца; сортность кондиционного камня и выхода камня различных сортов.

Для определения содержания сортового камня, его качества и оценки прогнозных ресурсов использовались следующие виды опробования: площадное, выкидов шурфов секционное, выкидов канав секционное, сплошное валовое при опытной добыче. Площадное опробование с площадок 2×2, 4×4, 10×10 м проводилось с поверхности почвы на элювиальных россыпях и пашнях. Опробование шурфов осуществлялось секционно, интервал определялся естественными границами слоев песков, глин или галечников. При отсутствии четко выраженной слоистости интервал был полуметровым. Шурфы проходились с выкладкой разновидностей пород либо полуметровых интервалов в кучки. Канавы опробовались секционно и поинтервально с тем, чтобы установить содержание в элювиально-делювиальном слое и в структурном элювии (разборные коренные породы). Пробы при оценке агатоносности и россыпной кремне- и яшмоносности обрабатывались следующим образом. Порода с интервала или секции объединялась в одну пробу. По результатам документации определялся ее объем. Проба в полевых условиях рассеивалась в водоеме на классы −10 мм, +10 мм, +15 мм, +25. Класс −10 мм отбрасывался, так как извлечение мелких миндалин агатов, которые можно использовать для галтовки, требует больших трудозатрат. Класс +15 мм, пригодный для камнерезных работ, извлекался полностью. По нему оценивались прогнозные ресурсы. Класс $-15 \div +10$ мм учитывался лишь как возможно пригодный для галтовки, но в подсчет прогнозных ресурсов не включался. После сортировки и взвешивания класса +15 мм определялся его

Рис. 2. Схема структурного районирования региона (составлена с использованием материалов В.И. Сизых и др. (1980 г.), а также [Геологическое строение..., 1997; Давыдов и др., 1981; и др.]).

1—10 — зоны и подзоны (I—VII — зоны: I — Восточно-Саянская, II — Хамар-Дабанская, III — Баргузинская, IV — Прибайкальская, V — Муйская, VI — Кодаро-Удоканская, VII — Селенгино-Становая; VII-А — VII-Д — подзоны: VII-А — Селенгинская совместно с Хилок-Ингодинской, VII-Б — Удино-Витимская, VII-В — Каларская, VII-Г — Западно-Становая, VII-Д — Пришилкинская; VIII—X — зоны: VIII — Хэнтэй-Даурская, IX — Агинская, X — Аргунская, XI — Западно-Борщовочный блок Аргунской зоны, XII — Верхнеамурская зона); *11* — глубинные разломы (1 — Главный Саянский, 2 — Абчадский, 3 — Витимо-Нечерский, 4 — Каларский (Становой), 5 — Монголо-Охотский, 6 — Ононо-Туринский, 7 — Восточно-Агинский, 8 — Южно-Борщовочный); *12, 13* — границы (*12* — зон, *13* — подзон).

выход на 1 м^3 пробы. Агаты и халцедоны класса +25 мм формировались в технологическую пробу по объекту с тем, чтобы по возможности оценить качество сырья и его технологические свойства.

Особенностью оценки новых площадей на Шерловой Горе было валовое опробование почвенного слоя, обогащенного дресвяно-глыбовым материалом, образовавшимся как в результате выветривания гелиодороносных грейзенов и жил, так и смешения их с отвалами старых работ. Общий объем пробы доходил до 3,0 м^3. Пробы промывались на системе грохотов с сетками 20, 10 и 3 мм. Скорость подачи воды и углы наклона сеток регулировались визуально. Вследствие встряхивания и перемешивания легкие удлиненные и уплощенные кристаллы берилла и их обломки собирались на поверхности промывавшейся массы, откуда снимались вручную; относительно изометричные кристаллы либо смывались на другое сито, либо проваливались вниз. Во избежание потери рудоносных песков и берилла сита были изогнуты и имели форму сегментов с радиусом кривизны, подбиравшимся экспериментально в ходе промывок.

В пробу собирался весь берилл, который затем сортировался с выделением камней: 1) для фасетной огранки и 2) для галтовки и кабошонирования. Последние объединялись в один сорт. Полученные результаты опытных промывок обработаны и приведены в разделе, посвященном Шерловогорскому месторождению. Выход сырца и сортового камня подсчитывался путем деления общего объема промытой пробы на массу добытого камня.

Особенности методики изучения условий образования ювелирных камней

В основу изучения условий образования, как уже сказано, положено явление типоморфизма.

В полевых условиях на известных и вновь устанавливаемых объектах минеральный состав и зональность минеральных тел, содержащих камнесамоцветное сырье, его локализация в пределах этих тел тщательно изучались. В естественных и искусственных обнажениях или в крупных глыбах исследовалась зависимость окраски, ее распределения и других декоративных качеств от особенностей вмещающих минеральных парагенезисов. В необходимых случаях отбирались образцы для изготовления шлифов, протолочек. Вариации прозрачности и цвета ограночных камней изучались в крупных зональных кристаллах непосредственно в естественном залегании либо в глыбах и отдельно взятых кристаллах и их фрагментах. Отбирались образцы с кристаллами на субстрате для исследования их состава и свойств в камеральных условиях. Подбирались группы кристаллов с различными видами зональности. Например, на Шерловой Горе обращалось внимание на характер ассоциирующего с бериллом, топазом и кварцем флюорита и халцедоновидного кварца, так как присутствие их в прожилках или в виде мелких гнезд отражает меру открытости-закрытости минералообразующих систем. Обращалось внимание также и на время и место вольфрамита и сульфидов (арсенопирита и продуктов его изменения) в процессе формирования про-

дуктивных жил. С целью уточнения известных геохимических поисковых критериев берилло- и топазоносных зон (по: [Бойко и др., 1983]) отбирались минералого-геохимические пробы по разрезам вкрест простирания известных продуктивных тел.

На пегматитах Борщовочного и Яблонового хребтов уточнялась возможность использования в поисковых целях кристалломорфологии и окраски гранатов пиральспитового ряда, выявленная на пегматитовых полях Карелии и Афганистана [Юргенсон, Савкевич, 1989], а также ИК-спектров кварца [Юргенсон, 1984, 1991а] и турмалина [Юргенсон и др., 1983].

Методические особенности оценки качества цветных камней

В отдельных случаях оценивалось качество сырья. В соответствии с действующими ОСТами и ТУ ("Камни цветные природные в сырье", ТУ 41-07-052-90; "Камни цветные поделочные в сырье", ТУ 41-07-066-91 и др.) визуально сортировался сырец. Определялись выход бездефектных зон, их окраска и декоративность. Для оценки выхода готовой продукции изготовлялись опытные образцы изделий (кабошонов различных форм и окрасок), пришлифовки и полированные пластины. Кабошоны изготовлялись в ГГПП "Байкалкварцсамоцветы" и на предприятии "Юрнико" в г. Иркутске, а также в шлифовальной мастерской ЗабНИИ и АОЗТ "Забайкальский Самоцвет". Кроме того, проводилась опытная галтовка мелкого класса (–15 мм) яшм проявлений Террасовое и Улан-Чилутайское. Галтовка осуществлялась в стальном барабане емкостью 10 л с резиновой футеровкой. В барабан загружался обломочный и гравийно-галечный материал (яшмовый, частью халцедоновый) объемом около 4 л (8—9 кг). До емкости 5 л добавлялись обломки списанных точильных и шлифовальных кругов (карборундовых или любых других) с твердостью зерен 9 и более по шкале Мооса и с размерами зерен абразива 0,25—1,0 мм, а также обдирочный порошок М-80 и грубее. Загруженный материал заливался водой, добавлялась столовая ложка стирального порошка. Обдирка продолжалась 4 недели по 12 ч в сутки. После обдирки вес камней в зависимости от их прочности уменьшался на 30—50 %. После промывки камней и барабана чистой водой осуществлялась вторая обдирка с порошком М-40 из расчета 0,5—1 кг на 10 кг камней. Она длилась около недели.

Полирование камней проводилось оксидом алюминия с размером зерна около 1 мкм. На 4—5 кг камней достаточно добавить 0,25—0,30 кг полировальника и 2,5 кг наполнителя. В качестве наполнителя использовались кубики сосны или лиственницы, косточки абрикоса или вишни. Продолжительность полирования 5 дней. Готовность определялась по появлению эффекта несмачиваемости камней полировальной суспензией. Темные тонко- и микрозернистые камни, лишенные трещин и пор, можно полировать окисидом хрома, если они достаточно твердые, или пережженным двухромовокислым аммонием (крокусом), если они относительно мягкие. Хороший эффект дает и белый химически чистый тонкозернистый (зерно около

1 мкм) диоксид олова, получаемый окислением хлорида олова. Установлено, что одновременно могут галтоваться яшма и все разновидности скрытокристаллического кремнезема. При этом горный хрусталь, дымчатый кварц и другие кристаллические разности кварца недополировываются. Хорошо обрабатываются смеси берилла, турмалина и граната. Полевые шпаты не должны смешиваться с этими минералами.

При галтовке относительно мягких минералов (апатит, амфиболы, пироксены, нефрит, лазурит) следует уже после первой недели вращения барабана проверить степень их обдирки и ровность поверхности камней. Если она удовлетворительная, необходимо промыть камни и провести вторую обдирку. Наиболее тщательно нужно их шлифовать. При этом время полирования может быть сокращено, но прекращение процесса возможно только при появлении эффекта несмачиваемости. Это же относится и к офиокальциту, малахиту, серпентиниту и другим очень мягким камням. Большое значение имеет использование кусочков наполнителя с закругленными поверхностями. Во избежание появления царапин следует очень тщательно промывать барабан и камни после каждой из операций. Выход готового галтованного полуфабриката редко достигает 40 % от первоначального объема сырья.

Камни с открытыми трещинами и крупными выемками и порами перед галтовкой разрезались или раскалывались, или подрезались. Для получения кабошоноподобных овалоидных или шарообразных форм обломки разрезались или подрезались так, чтобы получались ромбоэдры, призмы, кубики, пирамиды.

В московском предприятии "Сирень" проведена опытная огранка пяти образцов бериллов Шерловогорского месторождения. Камни аквамаринового ряда прекрасно принимают круглую бриллиантовую огранку, а гелиодор и голубовато-зеленый берилл — изумрудную. Стоимость огранки 1,5 доллара США за 1 карат готового камня. На Забайкальском ювелирном заводе проведена опытная огранка полихромных и дихроичных бериллов, которые по окраске и характеру дихроизма были расклассифицированы на пять типов: три — аквамариновых и два — гелиодоровых. Среди полизональных кристаллов каждого типа по характеру зональности выделены продольно- и поперечно-зональные. С целью получения объективных данных о природе зональности представители выделенных типов изучались методами оптической спектроскопии на приборе СФ-46 (в лаборатории физики минералов ЗабНИИ кандидат геолого-минералогических наук В.М. Лапушков) в обычном и поляризованном свете. Около 30 кристаллов изучены методом ИК-спектроскопии с целью определения форм вхождения воды. Результаты позволили не только дать научно обоснованную классификацию кристаллов, обладающих определенными товарными и технологическими свойствами, но и получить информацию об условиях образования и природе окраски. Опытная огранка убедила, что при ориентировке кристалла для выбора грани площадки будущей вставки необходимо учитывать характер дихроизма, тип зональности и положение ее относительно грани призмы. Определено, что при использовании на кристаллах с продольной (параллельной оси *c*) зональностью в качестве площадки будущей вставки грани гексагональной призмы полировка ее достигается с очень большим трудом.

Особенности методики изучения камня с целью определения условий образования и выявления поисково-оценочных критериев

Нами изучены минеральные ассоциации и типоморфные признаки минералов из месторождений аметиста [Юргенсон, Бресковска, 1982; Юргенсон, 1984], горного хрусталя [Юргенсон, 1961, 1984], изумруда [Юргенсон и др., 1980; Юргенсон, Пасеков, 1982], турмалина [Юргенсон и др., 1983], граната [Юргенсон, Савкевич, 1989], лазурита [Юргенсон, Сухарев, 1984; Yurgenson, Sucharev, 1985], воробьевита и кунцита [Геруволь и др., 1980], агата и яшм.

С учетом имеющегося опыта в целях выявления условий кристаллизации кондиционных и некондиционных зон кристаллов берилла и кварца анализировались их состав и свойства. Для кристаллов кварца рассматривались степень СКС [Юргенсон, 1996а] и соотношения концентраций воды и углекислоты, характеризующие, как показано нами [Юргенсон, 1991б], меру открытости-закрытости минералообразующих систем. Берилл и гранаты изучались методом ИКС и кристалломорфологии, учитывалась их окраска. Аметист, другие разновидности кварца исследовались методами ЭПР и ИКС, турмалин — методами кристалломорфологическим и ИК-спектрофотометрическим в области 3000—4000 $см^{-1}$, воробьевит и кунцит — кристаллооптическим и кристалломорфологическим, агаты и яшмы — методами кристаллооптики и электронной микроскопии. В парагенезисе с лазуритом изучены формы кристаллов и магнитность пирита [Yurgenson, Sucharev, 1985].

Методами эмиссионного спектрального анализа изучены особенности геохимической специализации вмещающих горных пород ювелирных камней.

Методические приемы формационного анализа

Известные классификации месторождений камнесамоцветного сырья, разработанные А.Е. Ферсманом [1962], Е.Я. Киевленко и др. [1982; Киевленко, Сенкевич, 1983], а также используемые в методических указаниях по различным видам сырья в других официальных документах [Мильгром, Мусафронов, 1980], построены либо преимущественно по генетическому принципу (классификации А.Е. Ферсмана и Е.Я. Киевленко), либо по геолого-генетическим признакам [Татаринов, 1992]. Таковы промышленно-генетические классификации большинства месторождений, приведенные в [Киевленко и др., 1982; Киевленко, Сенкевич, 1983]. В основе этих классификаций учтены собственно генетические признаки и соответствующие им типы месторождений, вмещающие породы, морфология и минеральный состав продуктивных тел, а также признаки качества сырья. По сути дела, эти классификации являются рудно-формационными.

В общем случае указанный подход использован нами при формационной типизации объектов камнесамоцветного сырья Забайкалья. В отличие от классификаций Е.Я. Киевленко и др., мы не сочли необходимым подразделять их на генетические группы, так как в большинстве случаев ювелирные минералы, находящиеся в коренном залегании и в связанных с их дезинтеграцией при разрушении вмещающих пород россыпях, имеют один и тот

же генезис. Другое дело, что механизм концентрирования скоплений, которые экономически выгодно извлекать, нередко имеет экзогенную природу. Поэтому такие месторождения объединены в группу формаций коренных образований и связанных с ними россыпей. Это относится к месторождениям хризолита, корунда, граната, циркона, агатов и т.д.

Выделение формаций проведено на основе общности исходных минеральных тел с качественно новыми свойствами, позволяющими относить их к камнесамоцветному сырью. Например, для корундов впервые выделяется формация высокоглиноземистых метаморфитов. При этом неважно, какова их природа — первично глинистая терригенная, терригенно-морская или вулканогенно-осадочная. Важно, что в процессе метаморфизма в изначально пересыщенной глиноземом породе или в осадке при метаморфизме возникли достаточно крупные индивиды корунда, обладающие свойствами ювелирных камней. Это же относится к минералам групп дистена, андалузита, рутилу, яшмам, лазулиту, родониту и т.д.

Другая особенность классификации заключается в том, что среди грейзенов, с которыми связаны некоторые месторождения берилла, фенакита, топаза, выделяются формации апогранитных и апокарбонатных грейзенов. Хотя следует отметить, что некоторые из месторождений, традиционно относящиеся к апогранитным грейзенам, например Шерловая Гора, на самом деле являются миароловыми гранитами.

Если среди пегматитовых месторождений минералов групп берилла, топаза и кварца выделяются несколько промышленно-генетических типов, то нами все они отнесены к одной формации гранитных пегматитов, так как камерные, миароловые и бесполостные пегматиты являются их фациальными разновидностями. Среди кунцитоносных пегматитов на территории Забайкалья присутствуют лишь бесполостные, поэтому они и выделены в отдельную формацию. Более того, кунцитоносные миароловые пегматиты образуются, за редким исключением, в специфических условиях, отличающихся от тех, в которых встречаются бесполостные сподуменовые пегматиты. В целом предлагаемая в данной работе формационная классификация (табл. 1) в большей мере построена на особенностях субстрата, нежели на

Таблица 1

Камнесамоцветные формации

Объекты камнесамоцветного сырья	
Минеральный вид, горная порода	Формация
1	2
Ювелирные камни	
Корунд (сапфир, рубин)	Высокоглиноземистых метаморфитов Субщелочных и щелочных базальтов и связанных с ними россыпей Апобазитовых плагиоклазитов и слюдитов Апокарбонатных метасоматитов Россыпей Неясной формационной принадлежности
Берилл (изумруд, аквамарин, гелиодор, воробьевит), фенакит	Гранитных пегматитов Апогранитных грейзенов и связанных с ними россыпей Апокарбонатных грейзенов

1	2
Топаз	Гранитных пегматитов Апогранитных грейзенов Апокарбонатных грейзенов
Шпинель	Апокарбонатных метасоматитов Россыпей
Хризолит	Базальтов с включениями глубинных пород и связанных с ними россыпей Альпинотипных апогипербазитов Щелочных оливиновых базальтов и связанных с ними россыпей Россыпей
Группа граната (пироп, альмандин, спессартин, гроссуляр, демантоид, родолит, гессонит, уваровит)	Гранитных пегматитов Апокарбонатных метасоматитов Кристаллических сланцев и гнейсов Базальтов с включениями глубинных пород и связанных с ними россыпей Россыпей
Турмалин (рубеллит, индиголит, верделит, дравит, шерл)	Миароловых гранитных пегматитов Бесполостных редкометалльных пегматитов Апогранитных грейзенов Апокарбонатных метасоматитов
Сподумен (кунцит, трифан)	Бесполостных редкометалльных гранитных пегматитов
Кордиерит	Высокоглиноземистых метаморфитов Бесполостных редкометалльных гранитных пегматитов
Циркон	Субщелочных гранитов и сиенитов Высокоглиноземистых щелочных и субщелочных базальтов Россыпей
Андалузит, силлиманит, дистен	Высокоглиноземистых метаморфитов » »
Рутил	Апогранитных грейзенов Высокоглиноземистых и титанистых метаморфитов Безрудных кварцевых жил
Янтарь	Биогенно-осадочная
Группа кварца (аметист, цитрин, дымчатый кварц, морион, горный хрусталь, розовый кварц)	Гранитных пегматитов Безрудных кварцевых жил Рудоносных кварцевых жил Малосульфидная золотокварцевая Апогранитных грейзенов Миндалекаменных эффузивов Россыпей Флюоритово-кварцевых жил
Везувиан	Апокарбонатных метасоматитов
Ювелирно-поделочные камни	
Нефрит	Апогипербазитовых метасоматитов и жил Апобазитовых метасоматитов и жил Апокарбонатных метасоматитов и жил Россыпей

1	2
Малахит	Кор выветривания
Группа скрытокристаллического кремнезема (халцедон, агат, опал и их цветовые и текстурные разновидности и разности)	Аллювиальных россыпей Миндалекаменных эффузивов основного и среднего состава и связанных с ними эллювиально-делювиальных россыпей Кислых эффузивов Зон аргиллизации
Гематит-кровавик	Вулканогенно-осадочных месторождений Метаморфогенных железорудных месторождений Апокарбонатных метасоматитов Гематитовых жил
Амазонит	Гранитных пегматитов Амазонитовых гранитов
Иризирующие полевые шпаты	Пегматитов и гигантозернистых магматитов
Родонит	Осадочно-вулканогенных метаморфитов Апокарбонатных метасоматитов Неясной формационной принадлежности
Ксонотлит	Апокарбонатных метасоматитов (скарновая)
Пьемонтит	Силикатно-карбонатных метаморфитов
Тулитит	Апокарбонатных метасоматитов
Содалит	Щелочных магматитов
Лазулит	Высокоглиноземистых метаморфитов Россыпей
Поделочные камни	
Яшма, яшмоиды, кремни	Вулканогенно-осадочных метаморфитов Миндалекаменных эффузивов Апотуфовых метасоматитов Апокарбонатных метасоматитов Кислых эффузивов Апотерригенных метаморфитов Кор выветривания и россыпей
Офиокальцит, серпентинит, лиственит	Апогипербазитовых и апобазитовых метасоматитов Апокарбонатных метасоматитов
Флюорит	Гранитных пегматитов Сульфидно-флюоритовая Кварцево-флюоритовая Карбонатно-флюоритовая
Арагонит, мраморный оникс	Низкотемпературных гидротермалитов
Агальматолит	Апокарбонатных метасоматитов
Марганцовистый доломит	Карбонатная осадочно-метаморфогенная

ходе процесса его преобразования. Однако, как уже отмечено, именно физико-химические условия, обеспечивающие для ограночного сырья стабильность процесса, а для ювелирно-поделочного — глубину проработки субстрата, для формирования гомогенных минеральных агрегатов имеют существенное значение.

Глава 3

ОГРАНОЧНЫЕ КАМНИ

Общие замечания

В соответствии с современными классификациями к ограночным камням относят прозрачные бездефектные различно окрашенные или бесцветные минералы групп алмаза, корунда (рубин, сапфир, лейкосапфир), берилла (изумруд, аквамарин, гелиодор, воробьевит или морганит, ростерит или гошенит, обыкновенный берилл — желтые, желтовато-зеленые, салатно- и бутылочно-зеленые кристаллы), топаза, турмалина (рубеллит, верделит, индиголит, дравит, ахроит), хризолита, граната (пироп, альмандин, спессартин, уваровит, гроссуляр, андрадит, демантоид), кварца (аметист, цитрин, дымчатый кварц, морион), шпинели, циркона, сподумена (кунцит, трифан, гедденит), дистена, кордиерита, андалузита, циркона, рутила и др.

Забайкалье, как и Урал, — колыбель промышленности по добыче ограночных камней (берилла, аквамарина и гелиодора, топаза и рубеллита). Тем не менее месторождений промышленной значимости насчитывается лишь около десятка. Многие знаменитые объекты (Дорогой Утес, Киберева Гора, Савватеевское, Семеновские Копи), многие пегматитовые тела Адун-Челона, по мнению ряда исследователей, выработаны. Но анализ состояния изученности, меры отработанности пегматитовых тел (прежде всего глубины) позволяет сделать оптимистичные выводы.

Только по четырем видам ограночного сырья в регионе имеются объекты категории месторождений: группы берилла, турмалина, топаза, горного хрусталя.

Берилл, топаз, турмалин и сопутствующие им ювелирные камни

Перспективные месторождения и проявления берилла, топаза и турмалина в регионе относятся к формациям гранитных пегматитов и апогранитных грейзенов.

На территории Забайкалья известно около 170 месторождений, проявлений и минералогических находок берилла, топаза и турмалина, из них только четыре объекта, по которым числятся запасы (Шерловогорское, Адун-Челонское, Водораздельное и Малханское). Шерловогорское относится к формации апогранитных грейзенов, Адун-Челонское — к миароловым камерным микроклиновым пегматитам, Водораздельное — к миароловым мик-

роклиновым и микроклиново-альбитовым пегматитам с клевеландитово-лепидолитовым замещением и Малханское — к миароловым микроклиново-олигоклазовым пегматитам с клевеландитово-лепидолитовым комплексом.

Формация гранитных пегматитов

Среди гранитных пегматитов по продуктивности на ювелирные камни принято выделять четыре вида: 1) миароловые камерные микроклиновые пегматиты, 2) миароловые занорышевые микроклиновые пегматиты, 3) миароловые микроклиновые и микроклиново-альбитовые пегматиты с клевеландитово-лепидолитовым комплексом (их разновидность — миароловые олигоклазово-микроклиновые с клевеландитово-лепидолитовым комплексом), 4) мусковитово-микроклиновые (бериллово-мусковитовые) бесполостные пегматиты (табл. 2) [Киевленко и др., 1982; Юргенсон, 1997а].

Берилло-турмалино- и топазоносные пегматиты известны в связи с гранитами различного возраста и состава. Пространственное размещение пегматитовых полей связано с крупными долгоживущими шовными структурами глубинного заложения (см. рис. 2). С севера на юг и с запада на восток происходит омоложение пегматитообразующих процессов. В каждой из структурно-формационных зон преобладают пегматитоносные гранитоиды одного из крупных временных этапов тектономагматической активизации. Если для Кодаро-Удоканской и Муйской зон наиболее типичны пегматитоносные гранитные комплексы докембрия, Баргузинской, Прибайкальской, Восточно-Саянской, Западно-Становой, Каларской, Верхнеамурской — докембрия и нижнего палеозоя, то для остальных — преимущественно верхнепалеозойско-мезозойские. В этом же порядке уменьшается роль бесполостных пегматитов и возрастает доля миароловых и камерных пегматитов с высококачественным кристаллосырьем.

Группа берилла и топаз

Древнейшие берилло- и турмалиноносные пегматиты связаны с гранитоидами кодарского, муйского, саянского, ирельского, абчадского и баргузинского магматических комплексов.

В ***Кодаро-Удоканской зоне***, в Олондинском районе (бассейн рек Хани и Олондо), геологами ПГО "Читагеология" выявлено несколько полей редкометалльных, в том числе бериллоносных пегматитов. Поля пегматитов располагаются в обрамлении куполовидных массивов, сложенных нижнепротерозойскими гнейсогранитами и гранитами, с которыми связывают их образование. Пегматиты находятся в сланцах удоканского комплекса, габброидах тепраканского и чинейского комплексов, иногда в архейских гнейсах.

Олондинское пегматитовое поле прослежено в меридиональном направлении на 30 км при ширине 4—10 км. В его пределах известно до 300 пегматитовых жил с редкометалльной минерализацией. Мощность отдельных жил достигает 30 м при протяженности до 700 м. Жилы относятся к группе бесполостных мусковитово-микроклиновых (бериллово-микроклиновых с альбитовым продуктивным комплексом на тантал, ниобий, литий). На Читкандинском проявлении бериллия (правый склон долины р. Хани) в кварцево-

микроклиновой жиле № 3 И.Б. Орловым в 1973 г. описаны редкие кустообразные скопления желтоватого призматического берилла в кристаллах длиной 10—12 см. По данным В.Г. Борисова (1980 г.), на Ханинском пегматитовом поле, находящемся на водоразделе рек Хани и Сакукан, связанном с гранитами кодарского комплекса в альбитово-микроклиновых пегматитах, кристаллы берилла достигают 5 см по оси *c* и 0,9 см по оси *a*. Данных о пригодности берилла для ювелирных работ нет. Отдельные находки берилла известны в пегматитах Доросского редкометалльного района.

В ***Прибайкальской зоне***, в ирельском комплексе, известны бериллоносные пегматиты в пределах Байкальского антиклинория как среди гранитов, так и в гнейсах, сланцах и амфиболитах протерозоя. К пегматитовым жилам в гранитоидах относятся Голубиченское [Лобанов, Альбицкий, 1968] и Слюдянское I проявления пегматитов с бериллом. Голубиченское представлено двумя сближенными жилами, содержащими гнезда кристаллов берилла зеленого и салатно-зеленого цвета 4 см по оси *a* и 10 см по оси *c*. Берилл ассоциирует с амазонитом. В верховьях р. Слюдянки Р.М. Файзуллиным и М.М. Язмиром в 1959 г. описаны жилы бериллоносных амазонитовых пегматитов с мелкими шестоватыми голубовато-зелеными кристаллами берилла. На ограночное сырье берилл не оценивался. В гнейсах и сланцах обнаружены серии зональных бериллоносных альбитово-микроклиновых пегматитовых жил с кварцевыми ядрами (проявление Верхнекутимское — А.А. Брензей и др., 1981 г.). Здесь известно 13 линзовидных пегматитовых тел с аквамарином на контактах блоковой зоны и кварцевого ядра. В аллювии р. Кутимы найден уплощенный кристалл аквамарина 4 × 12 см, обломки кристаллов кордиерита. В жилах альбитово-микроклиновых пегматитов Северного проявления обнаружены кристаллы бледно-зеленого трещиноватого берилла и их обломки величиною 1—25 см. Берилл ассоциирует с шерлом, гранатом и пьемонтитом коллекционных сортов.

В абчадском комплексе щелочных гранитов, тяготеющих к одноименному шву глубокого заложения, известно несколько десятков месторождений, проявлений и находок бериллоносных пегматитов. Абсолютное большинство их относится к мусковитово-микроклиновым (бериллово-амазонитово-мусковитовым) бесполостным пегматитам. Их особенность — присутствие редкоземельной минерализации (самарскит, фергюсонит, гадолинит, танталониобаты поликраз-эвксенитового ряда). Пегматиты редко содержат миаролы с кристаллами свободного роста и поэтому, несмотря на высокие содержания берилла (до 24—28 кг/т кристаллосырья, Гора Хорошая, А.А. Берензей и др., 1981 г.), кондиционные монообласти для огранки встречаются редко. Наиболее перспективными на ограночный берилл могут быть альбитово-микроклиновые пегматитовые жилы, развитые по данным тех же авторов в бассейне р. Укучикта (проявление Поворотное), на водоразделе р. Укучикта и руч. Болотистого (Болотистое), водораздел рек Сыркин—Ерник—Хороший (Сыркин). На проявлении Поворотном, наряду с аквамарином и желто-зеленым бериллом (кристаллы 2 × 4 до 15 × 50 см), присутствует также кордиерит. На Болотистом и на проявлении Сыркин берилл зеленого и голубого цвета имеет размеры от 0,6 до 12,0 см.

В бассейне р. Аэлита на водоразделе рек Аэлита и Мечта И.К. Асланов и др. в 1960 г. описаны проявления Гранитное и Мечта. Оба проявления

Подформация	Вмещающие породы	Морфология, зональность тел, локализация сырья
1	2	3
Миароловые камерные микроклиновые пегматиты	Биотитовые порфировидные граниты и аляскиты	Субизометричные и трубообразные зональные пегматиты с хорошо развитым кварцевым ядром
Миароловые занорышевые микроклиновые пегматиты	Биотитовые гнейсы, амфиболиты, мраморы, лейкократовые граниты	Линзо-, пласто- и трубообразные неполнозональные пегматиты с хорошо развитыми графической и мелкоблоковой зонами. Протяженность до сотен метров, мощность в раздувах до 4 м и более
Миароловые микроклиновые пегматиты с клевеландитом и лепидолитом	Биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, порфировидные граниты, мраморы	Пласто-, жило-, линзообразные тела с раздувами; в раздувах — зональные. Длина до нескольких сотен метров, мощность 2—3 м, в раздувах до 30 м и более. Преобладают графическая, пегматоидная и блоковая зоны
Миароловые микроклиново-альбитовые пегматиты с интенсивно развитым клевеландитовым и лепидолитовым комплексом	Кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, рассланцованные алевролиты, порфировидные биотитовые граниты	Пласто- и линзообразные тела, в раздувах до 25 м; строение зональное, наряду с обычными зонами (графическая, блоковая, кварцевые ядра) присутствует зона сахаровидного альбита с бериллом и зеленым турмалином. Продуктивные парагенезисы — в верхних и осевых частях жил, в висячих боках пологих тел. Миаролы от 5 до 100 см в диаметре

с камнесамоцветным сырьем Забайкалья

Продуктивный минеральный комплекс, формы агрегатов, условия залегания	Вид сырья и его качество	Месторождение, проявление
4	5	6
Различной величины минерализованные камеры под кварцевым ядром, редко в блоковой зоне. Микроклин, кварц, берилл, топаз, альбит, смешанослойные минералы, гематит	Берилл, аквамарин, гелиодор, зеленый берилл. Топаз светлоокрашенный, дымчатый, голубой, золотистый, винно-желтый Морион, дымчатый кварц (кристаллы до 25 см), цитрин, аметист, розовый кварц, флюорит	Адун-Челонское, Саханайское, Талачинское, Верхнеузинское, Кангинское поле (Скалистый, Блоковый, Утесовый и др.)
Минерализованные полости — занорыши — в осевых частях жил и в раздувах с топазом, бериллом, морионом, дымчатым кварцем, цитрином, аметистом	Берилл желтый, желтовато-зеленый, аквамарин различных оттенков, длина кристаллов от 1—3 до 15—25 см. Топаз бесцветный, голубой, золотистый, дымчато-коричневый, желтый, винно-желтый Морион, дымчатый кварц (кристаллы до 30 см в длину), цитрин, аметист до 2—3 см в длину, турмалин зеленый до 2 см в длину	Адун-Челонское, Саханайское, Соктуйское, Сорокское, Золотая Гора, Семеновские и Киберевские копи (часть жил — Стрелка, Обусинская Гора и др.), Спира, Черемуховое, Корыто, Попова Грива, Солонечное, Смородинное, Кокертайское и др., Кур-Куринский Утес и др., Хара-Быркинское, Орлик, пегматитовое поле Уро, Котокельское
Полости с бериллом в раздувах на границе кварцевых ядер с блоковой или графической зонами; минерализованные полости в раздувах осевых и апикальных частях жил с бериллом, топазом, цветным турмалином, микроклином, кварцем, клевеландитом, лепидолитом, спессартином, жильбертитом, редко аметистом	Берилл представлен в основном воробьевитом, ростеритом, реже аквамарином, желтовато-зеленым бериллом, кристаллы до 10 см. Топаз желтый, золотистый, дымчатый, голубой, бесцветный, кристаллы до 10—15 см. Турмалин — индиголит, верделит, реже полихромный и рубеллит; кристаллы до 7 см в длину и до 2—3 см в поперечнике Кварц — морион, реже дымчатый кварц, цитрин, аметист; кристаллы мориона и дымчатого кварца до 25 см в длину	Борщовский кряж (Киберева Гора, Жердовая, Слюдянское, Моховая Стрелка, Большая Кочковатая, Каменная Стрелка, Налгачинское, Гора Ланцова, Угловое, Воронова Гора — Лесковское), Усмунское, Черновское и др.
Кварц, микроклин, альбит (голубой клеведандит), мусковит, лепидолит, кукеит, турмалин, берилл, топаз, гранат, колумбит-танталит, микролит, амблигонит, сподумен (кунцит)	Аквамарин голубой, темно-голубой, голубовато-, светло-зеленый. Топаз бесцветный, слабо-голубоватый, до 10—12 см. Дымчатый кварц, горный хрусталь — до 10 см в длину. Турмалин розовый, светло-золотисто-розовый, зеленый до 3—6 мм по оси *a*, 5—15 мм по оси *c*, игольчатые кристаллы, редко — до первых десятков сантиметров по оси *c*	Кангинское поле (падь Сухая, жилы № 1 и 2), жила Полиминеральная, Моховое, Гремячее, Савватеевское, Водораздельное

1	2	3
Миароловые микроклиново-олигоклазовые пегматиты с интенсивно развитым клевеландитом и лепидолитом	Диоритовые гнейсы, амфиболиты, биотитово-амфиболитовые сланцы	Плито- и линзообразные сложных форм тела с раздувами. Мощность 1—10 м, в раздувах до 30—40 м, протяженность по простиранию до 300 м, до 100 м по падению. Аплитовая и графическая зоны слабо выражены
Бесполостные микроклиновые бериллово-мусковитовые пегматиты, редко с миаролами	Гнейсы, кристаллические сланцы, микроклиновые пегматиты	Зональные линзовидные тела и пегматитовые жилы с кварцевым ядром либо четковидной кварцевой осью. Длина от 700 м, мощность от 2—3 до 30 м
Бесполостные редкометалльные микроклиново-альбитовые пегматиты с интенсивно развитым клевеландитово-лепидолитовым комплексом	Кварцево-слюдистые кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты, серпентиниты	Дайки, линзовидные и плитообразные тела и их группы. Длина 10—15 м до 1 км и более, мощность от 1—2 до 100 м. Крупные тела с четко выраженными зонами
Амазонитовые редкоземельные пегматиты, редко с миаролами	Гнейсы, амфиболиты, щелочные граниты	Жилы, дайки, линзоподобные тела олигоклазово-амазонитового состава, зональность выражена слабо. Мощность 1—10 м, протяженность до сотен метров
Амазонитовые редкометалльные пегматиты	Граниты, биотитовые, гнейсы, мраморы, амфиболиты	Жилы, линзообразные тела. Мощность 1—2,5 м, протяженность по простиранию до 1 км. Зональность выражена. Преимущественно развиты блоковые зоны с альбитовым продуктивным комплексом
Миароловые редкометалльные амазонитовые пегматиты	Амазонитовые граниты, гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, ороговикованные и скарнированные породы	Пластообразные тела, жилы, линзы зонального строения с минерализованными полостями. Мощность до 10 м, протяженность до сотен метров

4	5	6
Полости с турмалином, кварцем, голубым клевеландитом, воробьевитом, датолитом, лепидолитом, спессартином, поллуцитом, гамбергитом, иногда аметистом и топазом, мусковитом	Рубеллит розовый, красный, красно-коричневый, верделит, полихромный: от черного через оливково-желтый (желто-зеленый) до розового. Кристаллы ювелирного качества, в среднем от 1 до 6 см по оси *c* и от 1,5 до 2,5 см по оси *a*; воробьевит от 1 до 5 см по оси *a*. Дымчатый кварц, горный хрусталь до 10—15 см по оси *c*	Малханское (жилы Моховая, Соседка, Юбилейная, Светлая, Западная, Иркутянка и др.)
Гнездообразные выделения; микроклин, альбит, кварц, берилл, турмалин, танталониобаты, касситерит, молибденит, редко топаз	Берилл желтый, светло-зеленый, голубой, 6—60 см в длину; топаз бесцветный. Турмалин-дравит, коричнево-черный, до 15—20 см по оси *c*	Олондинское поле, Читкандинское, Чанданское, Чалотское, Капчеранское, Малокулундинское, Поворотное, Болотистое, Мечта, Дорасское, Ханинское
Гнездообразные скопления в зонах интенсивного развития альбитово-липодолитового комплекса, редко друзовые полости с сыпучим альбитом, глинистыми минералами. Продуктивный комплекс — микроклин, альбит, кварц, берилл, турмалин, топаз, сподумен, амблигонит и др.	Прозрачные участки в крупных кристаллах, кристаллы в друзовых полостях. Берилл голубой, желтовато- и светло-зеленый, бесцветный; верделит разных оттенков, индиголит; рубеллит, полихромные кристаллы. Крупные кристаллы трещиноваты, для огранки пригодны их фрагменты, мелкие кристаллы; топаз встречается очень редко, кварц — только недеформированные разности	Завитинское, Урикское поля
Амазонит, олигоклаз, берилл, альбит, кварц, гадолинит, другие редкоземельные минералы, самарскит и другие танталониобаты, циркон, гельвин	Амазонит ярко-зеленый, длина блоков и кристаллов в них 3—30 см, часты пертитовые вростки альбита	Зона Абчадского разлома, Верхнебериинское, Поперечное, Туракинское
Амазонит находится в блоках в блоковой кварцево-полевошпатовой зоне в ассоциации с мусковитом, альбитом, кварцем, топазом, бериллом	Амазонит голубовато-, густо-зеленый, моноблоки 15 × 20 см, часто пертиты незаметны невооруженным глазом	Давачанское, Еринское, Дорасское, Усмунское, Сахарное
Кварц, берилл, топаз, альбит, иногда лепидолит, лепидомелан, турмалин, танталониобаты ряда микролит-пирохлор и танталит-колумбит, спессартин, флюорит	Амазонит яркоокрашенный, зеленый, голубовато-зеленый, голубой, с оторочками альбита; иногда просвечивает в краях; в блоках и друзах до 10—15 см, берилл зеленый, желтый, аквамарин	Орловское, Этыкинское, Улиглинское, Сайвокское, Шагайтэ-Гольское

1	2	3
Миароловые амазонитовые пегматиты микроклиновые	Биотитовые субщелочные, иногда амазонитовые граниты, сланцы	Линзообразные жильные тела мощностью до 2,5 м при протяженности до первых десятков метров. Кристаллы и их друзы в щелевидных осевых полостях, реже со стороны висячего блока

характеризуются присутствием голубого берилла, кристаллы которого имеют величину от 0,5 до 10 см по оси *c*. При этом на проявлении Мечта около 70 % берилла встречается в кристаллах величиною примерно 3 см по оси *a* и 10 см по оси *c*. Содержание берилла 2—5 кг/т. Кроме берилла, в пегматитовых жилах, вмещающих диафторированных сланцах и кварцевых жилах присутствуют кристаллы андалузита и кордиерита. Определенный интерес как объект на ювелирный берилл, по В.А. Дворкину-Самарскому (1957 г.), может представлять также Абчадское проявление. Пегматиты здесь содержат до 70—80 % берилла от основной массы жильного материала. Кристаллы берилла имеют 2—10 см по оси *a* и 0,5—35 см по оси *c*, редко 40 см по оси *a* и 60 см по оси *c*. Масса кристаллов достигает 20 кг. Цвет голубой и зеленый различных оттенков. Кристаллы в основном трещиноваты, но в них встречаются кондиционные монообласти для кабошонов и огранки.

Тулуокитское проявление рассмотрено ниже особо как возможный источник изумруда и александрита.

В Баргузинской зоне с гранитоидами баргузинского комплекса связаны миароловые пегматиты пегматитового поля Уро, в занорышах которых присутствуют кристаллы бледно-желтого берилла в сростках с морионом, турмалином, микроклином. Проявление интересно прежде всего на аметист и морион. Берилл может извлекаться как попутный компонент.

Крупные поля редкометалльных пегматитов выявлены и изучены в саянском и урикском комплексах протерозойского возраста в ***Восточно-Саянской зоне***, в гранитоидах и вмещающих их метаморфических породах урикской, большереченской, ильчирской и других свит протерозоя, в бассейне рек Оки и Урика. Наиболее перспективным в отношении ювелирного берилла, турмалина и сподумена, по данным А.В. Татаринова, В.А. Собачинского, Л.А. Артеменко и др. (1980 г.), является *Урикское поле*, где известно 29 пегматитовых жил мощностью 1,5—50 м при протяженности по простиранию 170—1200 м и до 680 м по падению. Содержание берилла 1—15 % (вкрапленные кристаллы и их гнезда), сподумена 46 %, присутствуют цветной турмалин, касситерит, амазонит, колумбит, гранат. Берилл бесцветный и светло-желтый, 6—15 см по оси *a* и 7—30 см по оси *c*. Турмалин синий, зеленый, полупрозрачный, в кристаллах до 4 см по оси *a* и 8—10 см по оси *c*. Сподумен белый, с желтоватым и зеленоватым оттенком, голубовато-, яблочно-зеленый, трещиноватый, перемятый, в кристаллах 0,5 × 1,0 до 4 × 8 × 30 см, в единичных случаях до 1,5 м в длину и 35—40 см в попереч-

4	5	6
Друзы и отдельные кристаллы амазонита, мориона, альбита, топаза, турмалина. Редко клевеландит	Амазонит изумрудно-зеленый, кристаллы 8 × 10 см; морион 5—7 см по оси *c*	Гасаканское, Урикское, Амнунда, Ципинское

Примечание. Составлена с использованием промышленно-генетической классификации Е.Я. Киевленко, Н.Н. Сенкевича [1983], Е.Я. Киевленко и др. [1982], данных В.Е. Загорского, И.С. Перетяжко [1992], А.В. Татаринова и др. (1969, 1970, 1980 гг.), а также [Методические указания..., 1975—1979], А.Е. Ферсмана [1940, 1962].

нике. Пегматиты практически бесполостные, подвергнуты постгенетическим тектоническим воздействиям, что резко ухудшает целостность кристаллов. Разведывались на литий. Ревизионные работы на камнесамоцветное сырье проведены А.В. Татариновым и др. в 1878—1979 гг. Рекомендуется проведение технологического опробования на цветные камни. Но отработка жил только на цветные камни вряд ли экономически целесообразна. Пегматиты Урикского месторождения по многим признакам близки к таковым Канаканского поля в Афганистане, изучавшегося В.Ю. Алхазовым и автором (в 1977 г.). Но в пегматитах Канакана слабо проявлена пострудная тектоника, что способствовало сохранности ювелирных кристаллов.

В этом же районе находится целый ряд других пегматитовых полей (Водораздельное, Мойдо, Парантэйское), изученных В.В. Дудкиным, Е.А. Зайковым, В.Г. Окороковым, В.В. Перфильевым и др. Эти поля содержат гнездовую вкрапленность берилла бледно- либо светло-зеленого цвета в кристаллах до 5—7 см по оси *c*. Хэртэ-Жалгинское [Шамес, 1961] и Верхнеузинское (В.А. Алексеев и В.С. Грачев, 1966 г.) пегматитовые поля характеризуются развитием берилла. При этом пегматиты Хэртэ-Жалгинского поля имеют много общих черт с Урикскими, являясь микроклин-альбитовыми бесполостными с редкими миаролами плито-, линзообразными редкометалльными жилами мощностью до 10 м. Они содержат наряду с бериллом (бледно-зеленые кристаллы 0,5—10 см по оси *a* и 2—10 см по оси *c*) также и сподумен в типичных для этого типа пластинчатых кристаллах 0,5—5,0 см в длину, иногда до 60 см, а также гранат, шерл, колумбит и касситерит. Пегматиты Верхнеузинского поля относятся к перспективному на ювелирные камни камерному типу. В них отмечены мелкие кристаллы берилла и касситерита.

В пределах Сорокского гранитоидного массива, относящегося к самсальскому комплексу, находится Сорокское пегматитовое проявление топаза, берилла и дымчатого кварца в виде элювиально-делювиальной глыбовой россыпи в результате разрушения камерных пегматитов, изучавшееся А.В. Татариновым и др. в 1979—1980 гг. Кристаллы топаза, кварца и берилла находятся в друзовых полостях и в россыпи. Известно, что здесь добывались топаз, кварц и кварцево-топазовые друзы. Топаз короткостолбчатый, величиной от первых миллиметров до 2,5 × 6 × 8 см при массе до 1,25 кг. Мелкие кристаллы (до 1,5 см) бездефектны. Цвет топаза голубой, серый, розовато-бурый; ювелирный топаз относится ко II сорту, выход 1,7 кг/м^3; пригоден

для фасетной огранки. По устным сообщениям лиц, добывавших топаз, имеются кристаллы более высокого сорта: берилл — в виде непрозрачных кристаллов 1 × 2,5 см, дымчатый кварц в кристаллах 1—15 см по оси *a* и до 20 см по оси *c*. Вес бездефектных кристаллов, пригодных для огранки, достигает 2,7 кг. Добыто 150 кг кварца и кварцево-топазовых друз. Следует отметить, что на Сорокском проявлении берилл встречается в ассоциации с блоковым полевым шпатом и бледно-коричневым хризобериллом в кристаллах до 2 мм (А.В. Татаринов и др., 1980 г.). Рекомендуются поисково-оценочные работы с целью выявления новых тел, особенно с хризобериллом. Это же относится и к Шагайтэ-Гольскому проявлению, где известны мощные альбитово-амазонитово-микроклиновые пегматитовые жилы с крупными кристаллами аквамарина и гелиодора в ассоциации с флюоритом.

В гранитоидах джидинского комплекса, развитого в ***Хамар-Дабанской*** и западной части Селенгино-Становой зоны, бериллоносные гранитные пегматиты распространены достаточно широко. К ним относятся пегматитовые жилы Сутойской группы, где Д.Д. Салагуевым и др. в 1959 г. описано девять зональных альбитово-микроклиновых пегматитовых жил мощностью 0,3—1,5 м, длиною 100—800 м, содержащих кристаллы светло-зеленого, голубоватого берилла величиной 3—10 см. Пристального изучения требуют пегматиты Капчеранского поля, где из 53 пегматитовых жил, локализованных в биотитово-роговообманковых гнейсах, 11 содержат неравномерную вкрапленность берилла. Мощность жил варьирует от 1,0 до 15,0 м при протяженности до 100 м. Берилл в хорошо ограненных бледно-зеленых и голубых кристаллах (до 3 см по оси *a* и до 7 см по оси *c*) образует неравномерную вкрапленность и ассоциирует с кварцем, красно-бурым гранатом, шерлом, микроклином.

В пределах Булуктаевского рудного узла известно пегматитовое поле, на котором по данным В.Ф. Рукавец и В.М. Ладаевой (1983 г.) выявлено семь пегматитовых жил мусковитово-микроклинового состава мощностью 0,5—8,0 м и протяженностью до 190 м, содержащих кристаллы и гнезда до 1 м^2. Берилл бесцветный, светло-зеленый, хорошей огранки величиною до 3,0 см по оси *a* и 8,0 см по оси *c*. В рудах Булуктаевского молибденово-вольфрамового месторождения, изучавшихся автором, развит ярко-голубой берилл (аквамарин) в кристаллах от 0,5 до 2,0 см по оси *c*, находящийся в ассоциации с микроклином, флюоритом, пиритом, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, гентгельвином. Аквамарин пригоден для изготовления кабошонов и галтовки. Целесообразно проведение ревизионного обследования на ограночный берилл в границах рассматриваемого рудного узла.

Имеются указания Я.М. Яблокова и Н.П. Гавриловой (1955 г.) на находки берилла в кристаллах до 5 см и массой до 300 г в зональной альбитово-микроклиновой жиле проявления Колодцы. В западной части Джидинского рудного поля, где молибденово-вольфрамовое оруденение связано с гуджирским комплексом, в пределах Первомайского месторождения молибдена в процессе его разведки оконтурено около 10 кварцево-полевошпатовых жил, содержащих хорошо ограненные кристаллы серо-зеленого и бледно-голубого берилла величиной 0,1—3,5 см по оси *a* и 1,5—18,0 см по оси *c*. Прозрачные разности редки и представлены аквамарином. Берилл имеет гнездообразное распределение; содержание 1,5 кг/т, чаще 0,3—0,5 кг/т; ассоциирует

с молибденитом, вольфрамитом, флюоритом. Мощность жил 15—25 см с пережимами и раздувами при протяженности по простиранию до 150 м. Месторождение в 1950-е годы отрабатывалось на молибден; берилл не извлекался и уходил в отвал; перспективы его на берилловое ювелирное сырье в настоящее время не ясны.

В ***Баргузинской зоне*** пегматиты с бериллом и топазом в связи с витимканским комплексом гранитоидов известны в пределах Баргузино-Котерского синклинория (Усмунское проявление) и в Верхневитимской зоне байкальской складчатости (Улиглинское поле). Усмунское проявление [Бажин и др., 1984] относится к типичным бесполостным амазонитовым редкометалльным пегматитам, в которых распределение скоплений кристаллов берилла, топаза, колумбита, турмалина обычно в виде гнезд в участках друзоватости. Топаз образует хорошо ограненные желтые кристаллы 1—5 см в длину, берилл — желтые кристаллы 1—3 см по оси ***a*** и 6—15 см по оси ***c***. Амазонит голубовато-зеленый, голубой 1 × 21 до 5 × 30 см; дравит — коричнево-черные кристаллы до 15—20 см по оси ***c***. Приведенные данные свидетельствуют о перспективности пегматитового поля на ювелирное сырье. Улиглинское проявление амазонитовых полнодифференцированных пегматитов также характеризуется вкрапленностью берилла (0,1—18,0 см), топаза и граната (А.А. Гамчан и др., 1963 г.).

В ***Удино-Витимской зоне*** известно Верхнеципиканское поле пегматитов с бериллом и топазом, Ирингинское поле бериллоносных пегматитов, Большеамалатское проявление пегматитов с бериллом и флюоритом. С гранитами гуджирского (арекитканского) комплекса связана Конталакская группа пегматитовых и грейзеновых проявлений берилла в районе Конталакского гольца (И.Д. Победаш, 1962 г.). Берилл отмечается в пегматитах с амазонитом, мусковитом, кварцем, размеры кристаллов 3—5 см, цвет зеленовато-голубой.

На Коннорнинском проявлении в Ципа-Амалатском рудном районе в жиле мощностью 2,25 м кристаллы берилла зеленого цвета и голубого аквамарина имеют размеры соответственно до 5 и 0,8 × 2,5 см [Жалсабон, 1963].

Группа проявлений бериллоносных пегматитов описана в бассейне р. Актарагды. Актарагдинское (К.Ф. Васильев, А.С. Козлов, 1962 г.), Туколамское, Тунгоки [Козлов, Сурмилова, 1982], Имаканское [Жалсобон, 1963] проявления пегматитов характеризуются единичными включениями кристаллов бледно- и голубовато-зеленого берилла. Величина их варьирует в пределах 0,3 × 2,0 3—10 см. Сведений о качестве сырья, позволяющих отнести его к ограночным сортам, не проводится. В Орекитканском рудном поле, по данным В.И. Игнатовича (1963 г.), в гранитах находится несколько кварцево-полевошпатовых (пегматитовых) жил с желто-зелеными кристаллами берилла, иногда прозрачными, величиною 3 см по оси ***a*** и 10 см по оси ***c***. Имеется вероятность находок новых жил. Объект относится к перспективным в случае возможности отработки одновременно с Орекитканским месторождением молибдена.

В ***Селенгино-Становой области***, в Хилок-Ингодинской подзоне, включающей бассейн р. Хилок, в пределах Малханского хребта, в бассейне р. Блудной, в экзоконтактовой зоне Энгорокского массива биотитовых гранитов, которые могут быть связаны с гуджирским комплексом, в гнейсах развита

Кумыхтинская зона грейзенизации, пронизанная бериллово-кварцевыми прожилками, образующими штокверк. Кроме берилла, в зоне присутствуют флюорит и лепидолит, указывая на грейзенизацию в связи с литиевыми пегматитами, распространенными в Малханском хребте, что заставляет рассматривать этот объект вместе с пегматитовыми. Длина зоны до 1000 м, ширина 250—400 м, мощность 101,5 м. Берилл в виде кристаллов длиною до 10 см, зеленоватого и голубоватого цвета. Проявление следует оценить бурением на глубину с целью определения вероятной связи с миароловыми пегматитами в окрестностях, в которых могут быть, кроме обычного берилла, воробьевит и цветной турмалин. При этом следует учесть, что непосредственно под описанной зоной штокверка в связи с открытостью минералогенетической системы жилы с крупными миаролами может не быть.

В *Хэнтэй-Даурской зоне* бериллоносные пегматиты связывают с асаканшумиловским (амананским) гранитоидным комплексом, хотя по всем признакам распространенных здесь пегматитоносных гранитов, которые можно отнести к реоморфическим, они близки к выделяемым в Борщовочном хребте гранитам борщовочного комплекса. Распространенные в *Мензинском пегматитовом поле* миароловые пегматиты практически не отличимы от известных миароловых пегматитов Борщовочного хребта. К борщовочному комплексу следует, вероятно, относить и пегматитогенерирующие граниты Малханского пегматитового поля. Развитые в пределах Мензинского, Малханского пегматитовых полей палеозойские гранитоиды, относимые в южном обрамлении Борщовочного хребта к ундинскому комплексу, а в Даурском хребте к даурскому комплексу, следует, скорее всего, параллелизовать с ними. Вероятно, не случайно стремление геологов-съемщиков скоррелировать глубокометаморфизованную часть кулиндинской свиты с малханской серией [Геологическое строение..., 1997]. В Мензинском пегматитовом поле известны Водораздельное (Игнатьевское), Кострычихинское, Нижнееловское, Еловское и другие проявления пегматитов. Из них значительный интерес представляют как источники ювелирного берилла и других самоцветов Игнатьевское (Водораздельное) и Нижнееловское проявления.

Жила Водораздельная мощностью от 2,2 до 10 м при вскрытой длине до 42 м имеет зональное строение: приконтактовая зона сложена кварцево-альбитовым комплексом с шерлом, гранатом, бериллом; к центру жилы он сменяется альбитово-кварцево-микроклиновым со сподуменом (иногда кунцитом), мусковитом, бериллом. Именно здесь располагается основная масса миарол с бериллом. Наряду с вышеперечисленными минералами присутствуют биотит, лепидолит, танталит-колумбит, микролит, танталэшинит, поллуцит, турмалин. Содержание берилла 697 г/см^3 (от 462 до 24 400 г/м^3). Берилл представлен розовым, бледно-розовым прозрачным воробьевитом (морганитом). Дефекты выражены в трещиноватости, газово-жидких включениях, создающих замутненность. Кристаллы изометричной и таблитчатой формы, типичной для воробьевита, до 5—6 см в поперечнике. Выход сортового берилла из сырца 69,5 %. В процессе поисковых и поисково-оценочных работ экспедицией "Байкалкварцсамоцветы" (1984—1986 гг., В.А. Беляев и др.) учтены следующие объемы добычи: 5 т кварца низкого качества, 21,5 кг сортового берилла, 1 кг полихромного и зеленого турмалина. Турмалин пригоден для фасетной огранки. В продуктивном комплексе

отмечаются (мас. %): Ta_2O_5 — до 0,95, Nb_2O_5 — до 0,025, Li_2O_5 — до 1,9, Rb_2O — до 0,54, Cs_2O — до 0,62. Имея в виду возможность продолжения на глубину и фланги продуктивных зон жилы Водораздельной, по аналогии с жилами Малханского месторождения, прогнозные ресурсы оцениваются так: более 1600 кг берилла, около 80 кг турмалина и 155 т горного хрусталя. После 1987 г. месторождение отрабатывалось хищнически, в 1993 г. выдана лицензия на поисково-оценочные работы с опытной эксплуатацией акционерному обществу ГРОМ (учредители — ряд физических лиц, ГГПП "Байкалкварцсамоцветы" и др.).

На площади *Нижнееловского пегматитового поля* при поисковых работах масштаба 1 : 5000 и 1 : 10 000 в 50-х годах XIX в. обнаружено множество делювиальных и элювиальных развалов пегматитов с признаками продуктивных на камнесамоцветное сырье минеральных комплексов, содержащих до 50 минеральных видов. Эти пегматиты сосредоточены в следующих участках: 1) районы жилы Водораздельной (площадь 5,4 км^2); 2) бассейн р. Левый Киркирот (площадь 1,3 км^2); 3) Левобережье р. Правый Киркирот (площадь 3,3 км^2); 4) в междуречье Хилкотоя и руч. Костинский (7,5 км^2). Предполагается (М.Г. Кычаков, 1993 г.), что на этих площадях имеются предпосылки для открытия пегматитовых тел с суммарным объемом продуктивных зон 1500 м^3 и содержанием берилла-сырца 697 г/м^3 по аналогии с жилой Водораздельной. Прогнозные ресурсы по категории P_3 по Нижнееловскому пегматитовому полю М.Г. Кычаковым (1993 г.) оцениваются в 1050 кг берилла-сырца при выходе сортового камня 69,5 %. Кроме того, в пределах этого поля предполагаются ресурсы горного хрусталя (до 98 т) и турмалина (до 50 кг).

Кроме отмеченных пегматитов с бериллом, в пределах правобережья Мензы известно множество пегматитовых жил, выявленных при проведении поисков горного хрусталя масштаба 1 : 100 000 в 1957—1958 гг. Забайкальской партией Алтайской экспедиции при участии автора, которые необходимо ревизовать на камнесамоцветное сырье, включая берилл.

К числу интересных и перспективных пегматитовых полей Хилок-Ингодинской подзоны относится *Каменско-Черновское поле.* Оно находится в 30 км от Читы в Яблоновом хребте в бассейне рек Жерейка и Черновка. В 1930-х годах в связи с близостью к Чите и потребностями в слюде и редких металлах Каменско-Черновское поле интенсивно изучалось (Д.С. Соколов, 1932 г., Т.Г. Тихова, 1932—1934 гг.; П.Н. Федотов, 1932—1934 гг.). В результате была установлена промышленная слюдоносность пегматитов, которые в 1940-х годах отрабатывались небольшими карьерами. В 1950-х годах геологами экспедиции № 2 М.Н. Фадеевым и др. (1951—1952 гг.), М.И. Третьяковым (1951—1952, 1956 г.), В.Ф. Высоцким и А.Д. Сергеевым (1956—1957 гг.), затем в 1958 г. вновь А.Д. Сергеевым проводились работы на редкометалльное оруденение уже на шести участках Каменско-Черновского поля (Каменско-Черновское мусковитовое месторождение, Черновский, Усть-Каменский, верховья р.Каменки, Малый Красотун, Колошный).

Геологическое строение всего пегматитового поля, в связи с его расположением в близосевой части Яблонового хребта, характеризуется следующим. Метаморфическая толща докембрия, развитая на склонах хребта и сложенная кристаллическими сланцами, кварцитовидными песчаниками,

иногда переходящими в кварциты, роговообманковыми, биотитовыми и инъекционными гнейсами, амфиболитами, прорывается палеозойскими биотитовыми гнейсогранитами и биотит-роговообманковыми гранитами, занимающими осевую часть хребта. Они могут быть сопоставимы с даурским комплексом. Эти граниты, в свою очередь, прорываются гранит-аплитами и миароловыми лейкократовыми гранитами яблонового комплекса. Штоки их картируются как в поле метаморфических пород, так и в палеозойских гранитоидах. По данным С.Н. Пехтерева, С.А. Абушкевича, Е.П. Герасимова и др. (2000 г.), с гранитоидами яблонового комплекса средне-верхнеюрского возраста и связаны, вероятно, пегматиты Каменско-Черновского поля.

Наиболее продуктивные и богатые минералами пегматиты приурочены к полосе амфиболитов или амфиболовых сланцев, протягивающейся в северо-восточном направлении от верховьев р. Черновка к верховьям р. Левая Жерея. Длина полосы около 5 км при мощности 150—250 м. На юго-западном фланге в пегматите появляется литиевая минерализация. В пределах поля установлено более 50 жил. Берилл развит практически на всех участках. Но наиболее крупные кристаллы светло-зеленого берилла известны в жилах № 2 и 4 Каменско-Черновского мусковитового месторождения, Черновском участке и Усть-Каменском (табл. 3).

Среди пегматитов поля выделяются шлировые или камерные, линзовидные в гранитах и согласные и секущие в метаморфической толще. Шлировые и камерные пегматиты распространены в полосе эндоконтакта гранитной интрузии преимущественно в верховье р. Черновка и достигают 10—15 м в поперечнике. В них отмечаются аплитовая, апографическая и блоковая зоны. Миаролы и камеры редки и содержат кварц, блоковый мусковит, редко берилл. Ограненные индивиды кварца и берилла редки. Размеры их иногда достигают 3—5 см по оси *c*. Основная масса этих тел в осевой части Яблонового хребта эродирована, а в полях развития вмещающих пород не вскрыта эрозией.

Таблица 3

Размеры и окраска кристаллов берилла Каменско-Черновского пегматитового поля

Участок	Число жил	Жила	Размер кристаллов по осям, см		Цвет
			a	*c*	
Каменско-Черновское месторождение мусковита	11	№ 1	1—12	До 40	Светло-, салатно-зеленый
		№ 2	1—4	3—10	—
		№ 4	4—11	10—23	—
Черновский	4	№ 1, лепидолитовая	0,5—8	1,5—20	Желтовато-зеленый
			0,8—1,2	1,2—1,8	Светло-розовый, прозрачный
		Аквамариновая	2—3	3—5	Голубой, голубовато-зеленый; содержит кондиционные монообласти
Усть-Каменский	30	Мусковито-микролиновые	2—4	4—15	Светло-зеленый

Примечание. Составлена с использованием данных В.Ф. Высоцкого и А.Д. Сергеева (1958 г.). Здесь и далее в таблицах прочерк — нет данных.

Линзовидные жилы в гранитах встречаются преимущественно в пределах Верхнекаменского и Колошного участков, имеют мощность до 1 м при длине по простиранию до 150 м. Пегматиты в основном состоят из трех зон: аплитовой, графической и апографической. Преобладает последняя. Лишь в раздувах появляется блоковая зона с редкими миаролами, заключающими кристаллы микроклина, кварца, мусковита, редко альбита и берилла. В апографической и аплитовой зонах развиты гранат, редко магнетит. Кристаллы редки. Ограночные разности единичны. Содержание берилла достигает 706 г/т.

Жильные или штокообразные тела Каменско-Черновского месторождения мусковита в метаморфических породах имеют мощность 1—50 м при протяженности по простиранию до 100—500 м. Выделяются аплитовая, графическая, апографическая и блоковая зоны. В некоторых телах развиты миаролы 10—30 см в поперечнике. Блоковая зона содержит в разной мере выраженную альбитизацию с образованием клевеландита или сахаровидного альбита. Берилл развит преимущественно на границе блоковой зоны и кварцевых ядер, реже в миаролах. Наиболее продуктивны на берилл жилы, залегающие на контакте амфиболитов, амфиболовых сланцев с гнейсогранитами или гранитогнейсами в зоне экзоконтакта с гранитами на расстоянии 100—200 м от контакта с биотитово-роговообманковыми гранитами и связаны, вероятно, с гранитами яблонового комплекса. Эти пегматиты приурочены к толще амфиболовых сланцев и образуют полосу до 250 м шириной и до 4 км по простиранию в северо-восточном направлении при падении на ЮЗ под углами 45—75°. Для жил северо-восточной части этой полосы, относящихся к собственно Каменско-Черновскому месторождению мусковита, характерно широкое развитие крупных (до 1 м) кристаллов мусковита, с которыми ассоциируют берилл, гранат пиральспитового ряда, сине-зеленый ганит, магнетит и продукты его изменения.

Кристаллы мусковита имеют форму удлиненной полусферы с сечением, близким к сферическому ромбу. Субиндивиды располагаются веерообразно от общей оси кристалла. Удлинение кристалла параллельно осям *a*, либо *b*. Каждый из субиндивидов имеет клиновидное строение и расщепляется на криволинейные пластины, параллельные (001). Самый крупный из видимых в обнажении кристаллов имеет длину от начала зоны кристаллизации (центра полусубсферы) до криволинейной поверхности, ограниченной кварцевым ядром — 130—140 см. Расстояние это можно считать радиусом сферолита. В сечении, вскрытом карьером, жила в раздуве имеет строение, представленное на рис. 3. У кристаллов мусковита зональное строение. Зональность выражена чередованием тонких цепочек кристаллов граната, ассоциирующего с микроклином, альбитом, мусковитом, ганитом, магнетитом и продуктами его изменения и полос мусковита.

Кристаллы берилла светло- или салатно-зеленого цвета, трещиноваты, располагаются во внутренней части блоковой зоны на контакте микроклина и мусковита, обрастая последним. Они достигают 10 см по оси *c* и 2,5 см по оси *a*. В отвале найдены обломки берилла с ограночными зонами до 1 × 1 × 1 см. Основная масса (до 70 %) берилла пригодна для галтовки, частью для изготовления кабошонов. По данным В.Ф. Высоцкого и А.Д. Сергеева (1958 г.), содержание берилла в мусковитовых пегматитах собственно Каменско-Черновского месторождения в среднем составляет 667 г/т при раз-

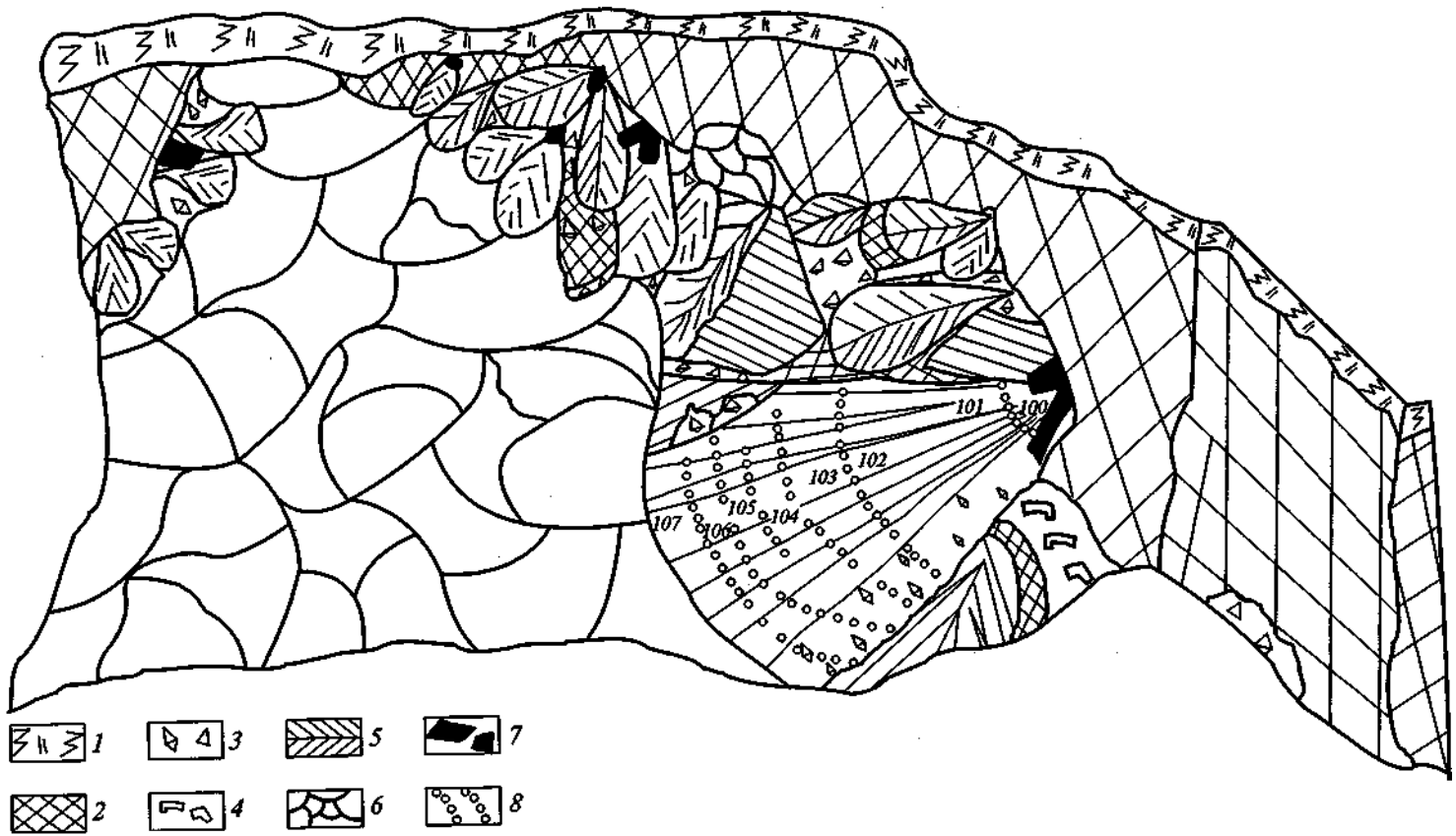


Рис. 3. Зональность типичного пегматитового тела Каменско-Черновского месторождения мусковита.

1 — почвенно-растительный слой; *2* — микроклиновая зона; *3* — апографическая и мелкоблоковая зона; *4* — письменный гранит; *5* — мусковит; *6* — кварц блоковой зоны и кварцевого ядра; *7* — кристаллы берилла; *8* — цепочка кристаллов граната в ассоциации с ганитом, магнетитом и продуктами его изменения.

мерах кристаллов до 40 см по оси *c*. В юго-западной части месторождения (см. табл. 3), на участке водораздела речек Каменка — Черновка также встречены крупные кристаллы берилла серо-, желто-, салатно-зеленого цвета, достигающие 10 см по оси *a* и 23 см по оси *c*. Содержание берилла 0,138 — 1800 кг/м^3 пегматита. Данных о качестве берилла нет.

Наибольший интерес как возможный источник ювелирных разностей берилла представляет участок Черновский, расположенный на юго-западном фланге полосы пегматитов, приуроченных к зоне амфиболовых сланцев. Здесь в 1956 г. В.Ф. Высоцким обнаружена линза пегматитов мощностью около 25 м при длине по простиранию до 130 м. В окрестностях ее обнаружены еще четыре жилы. Линзовидная жила № 1 имеет сложнозональное строение и характеризуется мощной зоной письменного гранита с высокодекоративным ельчатым рисунком ихтиоглиптов дымчатого кварца в светло-желтом или почти белом альбитизированном микроклине. Мощность зоны достигает 1,5—2 м. Апографическая зона также высокодекоративна. Блоковая зона состоит из серо-дымчатого кварца, альбитизированного микроклина и крупнолистоватого литиевого мусковита, содержащего включения голубовато- и бледно-зеленого берилла, иногда переходящего в желто-розовый. Слюда представлена лепидолитом. В 1962 г. в этом комплексе автором обнаружены поперечно-зональные кристаллы берилла. Зональность обусловлена постепенным переходом желто-зеленого берилла в желтовато- и светло-розовый. Длина кристаллов достигает 4—5 см. Они трещиноваты. Если головка кристалла ассоциирует с клевеландитом, очень редко она становится прозрачной [Юргенсон, 1965].

Водяно-прозрачные неправильной формы кристаллы розового берилла, принимавшиеся нашими предшественниками за розовый кварц, встречаются в альбитово-кварцево-лепидолитовом комплексе. Здесь же присутствуют голубой апатит, амблигонит, желтовато-зеленый полупрозрачный микролит. В мелких полостях альбит представлен клевеландитом. Воробьевит образует как неправильной формы прозрачные зерна без видимой огранки, в кварц-лепидолитовом агрегате, так и плохо образованные кристаллы, представленные комбинациями форм гексагональной призмы $(10\bar{1}0)$, безапинакоида (0001) и гексагональной дипирамиды $(10\bar{1}2)$. Кристаллы короткопризматические с максимальными размерами до 1,8 см по оси *c* и 1,2 см в перпендикулярных направлениях.

Для описываемого воробьевита характерны слабо выраженная спайность по $(10\bar{1}0)$ и раковистый излом во всех иных поверхностях. Твердость прозрачных разностей 7,5. Удельный вес, определенный пикнометром при температуре 22 °С, — 2,75—2,78 г/см^3. Минерал содержит 3,01 % CaO, чего никогда не отмечалось в бериллах.

Химический состав кальцийсодержащего воробьевита таков (анализы произведены Г.И. Богомяковой и Н.М. Галкиной):

SiO_2	Al_2O_3	BeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cs_2O	Rb_2O	H_2O	Σ, %
65,68	16,5	11,54	0,33	3,01	0,17	0,14	0,70	0,46	0,401	0,420	0,02	0,60	99,98

Единственный известный случай столь же значительного содержания CaO (2,41 %) совместно с MgO в берилле был описан Я. Якобом [Jakob,

1938]. Но, по свидетельству этого исследователя, его материал был загрязнен и анализ нельзя считать достоверным. Обычно бериллы содержат не более 0,5 % CaO.

Рентгеноструктурный анализ розового берилла, содержащего 3,01 % CaO (аналитик В.В. Власов), показал некоторое расхождение его рентгенограммы с рентгенограммой берилла [Михеев, 1957], а численные значения $\frac{d_\alpha}{n}$, характеризующие воробьевит (по: [Соседко, 1957]), имеют максимальные значения. Кроме того, в отличие от стандартной рентгенограммы берилла, в нашем случае присутствует линия № 1 с интенсивностью 10, $\frac{d_\alpha}{n} = 7{,}9$ Å. Параметры ячейки: $a_0 = 9{,}21 \pm 0{,}02$ Å, $c_0 = 9{,}20 \pm 0{,}02$, $c_0/a_0 = 0{,}999$, что отвечает значениям для литиево-цезиевого берилла [Соседко, 1957].

Оптические свойства кальцийсодержащего воробьевита следующие:

№ обр.	Облик берилла	Np	Ng	Ng—Np	2V
3	Прозрачный бледно-розовый	1,577±0,001	1,590±0,001	0,013	0 (—)

Определение показателей преломления произведено в иммерсионных жидкостях методом кольцевого экранирования

Приведенные свойства описываемого минерала и результаты рентгенометрических исследований указывают на принадлежность его к бериллу, что позволяет пересчитать его химический анализ на кристаллохимическую формулу. Принимая метод пересчета на O_{18} [Бакакин, Белов, 1962], получаем

$$(Na_{0,13}\,Li_{0,16}\,Cs_{0,16}\,K_{0,05})\,Ca_{0,3}\,Be_{2,61}\,Mg_{0,01}\,Fe^{2+}{}_{0,02}\,Mn^{2+}{}_{0,01}\,Al_{1,8}\,Si_{0,07}\,[Si_6O_{18}]\,H_2O.$$

Описанный минерал, в силу отмеченных специфических свойств, можно рассматривать как особую разновидность берилла — кальцийсодержащий воробьевит.

Содержание описанного воробьевита составляет 0,5—1,0 % от объема клевеландит-лепидолитового комплекса и он может быть легко выделен из него. Наряду с воробьевитом в блоковой зоне встречаются крупные кристаллы (до 20 см по оси *c*) трещиноватого зеленоватого берилла, в которых отмечаются кондиционные блоки до 1—1,5 см. Здесь же в миаролах присутствуют кристаллы прозрачного дымчатого кварца до 10 см по оси *c*. В одной из жил Черновского участка обнаружено гнездо с зеленовато-голубым аквамарином.

Участок изучен крайне слабо. Пройдены лишь две канавы глубиною 1—1,5 м. В лепидолитовой жиле, если на участке будут проведены горные работы, возможны находки крупных кондиционных кристаллов как воробьевита, так и других ювелирных разностей берилла. Важным попутным поделочным камнем может оказаться письменный гранит.

Значительный интерес в качестве источника ювелирных разностей берилла, особенно розового воробьевита, может представлять серия жил Усть-Каменского участка, где Яблоновой партией в 1956 г. было выявлено до 30 жил, еще слабо изученных. В мусковитовых пегматитах кристаллы берилла достигают 15 см по оси *c*. Здесь, как и на Черновском участке, в 1957 г. В.Ф. Высоцким и А.Д. Сергеевым обнаружен лепидолитовый комплекс, в котором воробьевит также, скорее всего, был пропущен. Геологическая

ситуация на этом участке свидетельствует о слабой эродированности. Жилы образуют кольцо диаметром до 1,8 км, подчеркивающее, возможно, контуры кольцевой интрузии юрских пегматитоносных гранитов.

В северо-западной части Каменско-Черновское поле переходит в Кадалинское, где известны амазонитовые пегматиты с бериллом, а в аллювии р. Кадала В.И. Флешлером обнаружен обломок топаза.

В Читино-Ингодинской депрессии, непосредственно в черте г. Читы, известна эллювиальная россыпь кристаллов мориона, дымчатого кварца, среди которых встречаются фрагменты кристаллов аквамарина. Эта россыпь связана с выветриванием выступа юго-западного фланга пегматитового поля непосредственно среди мезозойских отложений депрессии.

Приведенный материал свидетельствует о существенных перспективах на ювелирные камни группы берилла и кварца не только Каменско-Черновского пегматитового поля, но и всей полосы Яблонового хребта, еще очень слабо изученной на камнесамоцветное сырье.

В других зонах Монголо-Охотской области (Агинская и Аргунская) редкометалльные бериллоносные пегматиты большинство исследователей связывает с кукульбейским комплексом гранитоидов.

В ***Агинской зоне*** к ним относятся камерные пегматиты Саханайского, Дульдургинского и Урда-Таптанайского массивов в бассейне р. Иля и в Иля-Ононском междуречье. К ним относятся плитообразные в основном бесполостные пегматиты Дурулгуевского (Ималкинского) массива. В этой зоне находятся редкометалльные пегматиты Оловяннинского и Хангилайского массивов, миароловые и камерные пегматиты Адун-Челонского, Соктуйского, Цаган-Олуевского массивов, Завитинского и Кангинского пегматитовых полей.

Пегматиты *Саханайского пегматитового поля* локализованы непосредственно в самих гранитах и относятся к камерному шлировому типу. Бериллоносность пегматитов установлена в начале 1930-х годов Б.А. Николаевым и В.И. Навиль. Наиболее крупные тела обнаружены в 12 км к СВ от с. Дульдурга на Левошабартайском участке. В 1955 г. здесь в процессе детальных поисковых работ, проведенных под руководством В.Г. Фадеева, обнаружено 74 пегматитовых тела и развала; из 2 тел попутно добыто 780 г драгоценных разновидностей берилла и 103,2 кг технического берилла. В целом добыча не оправдала затрат. Однако было рекомендовано провести поиски на полого погружающемся восточном контакте массива. Рекомендации по территории Саханайского интрузива, данные после проведения геологической съемки масштаба 1 : 200 000 Е.В. Барабашевым и Н.А. Трущевой [1983, 1984], Е.А. Беляковым и Н.Н. Чабаном [1963], послужили основанием для постановки ревизионных работ трестом "Цветные камни". В результате них М.А. Апенко и др. в 1965—1966 гг. были выявлены новые пегматитовые тела, из некоторых взяты прозрачные кристаллы берилла. Для дальнейших геологоразведочных работ в качестве перспективных рекомендованы Малошабартайский участок и падь Аршан. В ходе последующих работ на Малошабартайском участке кварцевые ядра известных пегматитовых тел практически отработаны, в пади Аршан специализированных работ не проводилось.

К настоящему времени в пределах Саханайского массива известно около десяти участков, где закартировано множество пегматитовых тел. Пегмати-

ты и их бериллоносность изучались многими исследователями ([Барабашев, Трущева, 1983—1984; Беляков, Чабан, 1963], М.А. Апенко и др., 1965—1966 гг., К.Г. Глебовым, 1967 г.), а также А.И. Харламовым, проводившим съемку масштаба 1 : 50 000 в 1965—1966 гг. Работами М.А. Апенко в пределах поля было выявлено 72 пегматитовых тела, из них на 23 он провел горные работы, добыв ограночный берилл только из тела № 6 (рис. 4). Он рекомендовал разведать еще 15 тел и в первую очередь 5 тел в пределах небольшой площади на левобережье р. Иля (тела № 62, 64, 67, 94, 95). Кроме того, он

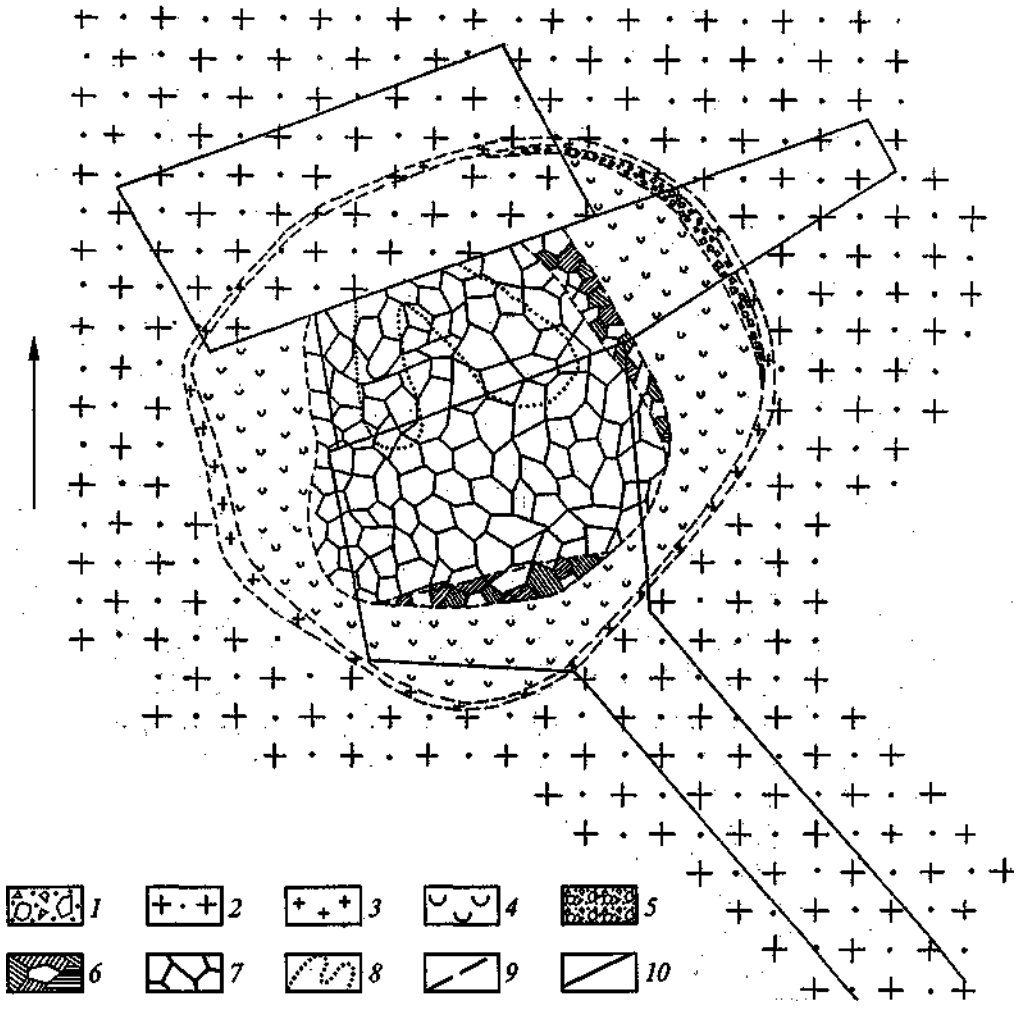


Рис. 4. План пегматитового тела № 6 Саханайского пегматитового поля (по А.Г. Кичак, 1966 г.).

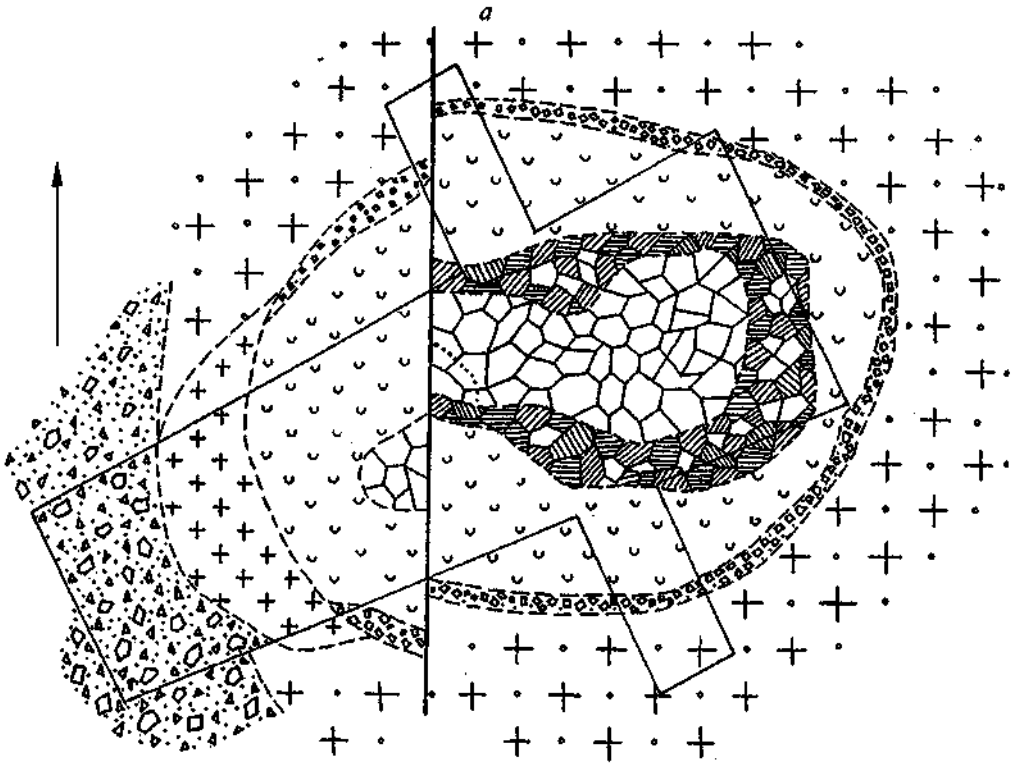
1 — элювиально-делювиальный обломочный материал; *2* — граниты крупнозернистые порфировидные; *3* — граниты мелкозернистые; *4* — пегматоидная зона; *5* — графическая зона; *6* — блоковая кварцево-полевошпатовая зона; *7* — кварцевое ядро; *8* — гнездо с крупными кристаллами берилла; *9* — геологические границы; *10* — тектонические нарушения.

предлагал провести разведочно-эксплуатационные работы на теле № 6, где им было вскрыто гнездо с бериллом объемом 30 м^3, откуда добыто 500 кристаллов. Из них 1158 г признано сортовым. Заводом "Русские Самоцветы" из поступивших 1120 г после огранки получено 175,4 г вставок в количестве 81 штуки (берилл и шерл). Средняя масса граненых вставок составляла более 10 карат. Из шерла получили кабошоны. Один из добытых М.А. Апенко кристаллов берилла был величиною 6 см по оси *a* и 9 см по оси *c*. Он был окрашен в ярко-зеленый цвет, близкий к изумрудному и травяно-зеленому. Однако доказательств тому, что это был изумруд, нет.

Рекомендации М.А. Апенко о необходимости проведения эксплуатационно-разведочных работ на теле № 6 были использованы К.Г. Глебовым в 1967 г. Он расчистил старые горные выработки, прошел новые по кварцевому ядру (608 м^3), но бериллоносных гнезд не встретил, наработав пробу розового кварца массой около 1500 кг. Тем не менее вывода о бесперспективности объекта он не сделал и решил, что вкрапленная минерализация за границами ядра не выклинивается, а уходит в блоковую зону. Этот вывод им был сделан на основе находки кристалла аквамарина именно в блоковой зоне, в полости сечением около 10 см, что вполне закономерно определяет вероятность наличия в ней более крупных полостей (миарол) с кристаллами берилла, турмалина и кварца. Из анализа строения блоковой зоны К.Г. Глебов предположил наличие второго кварцевого ядра и связанной с ним подъядерной камеры и рекомендовал продолжение разведочных работ с полной выработкой участков вкрапленной берилловой минерализации и участков развития грейзенизации.

В целом в пределах Саханайского массива берилл связан со шлировыми пегматитами, развитыми главным образом в эндоконтактовых частях массива. Форма пегматитовых тел близка к изометричной, размер тел от 3 × 5 до 36 × 37 м. Бериллоносные пегматиты представлены в основном блоковыми полнодифференцированными разностями. Основная масса берилла приурочена к блоковым зонам в центральных частях рудных тел, на контакте полевого шпата с кварцевым ядром. Мощность продуктивных зон варьирует от 1 до 12 м. Размер кристаллов берилла от долей сантиметра до 20—25 см по длинной оси. Большинство кристаллов трещиноваты; прозрачные и полупрозрачные ювелирные разности окрашены в желтовато-зеленоватые, зеленые разных тонов, голубовато-зеленые цвета, иногда бесцветны.

Во время полевых работ нами осмотрены пегматитовые тела № 84, 88—90, 117, 118, а также жилы в падях Зун-Шабартай, Бом-Горохон (Бом-Борохон?), изучавшиеся М.А. Апенко, В.М. Гавриляком и др. В теле № 118 (рис. 5), зональность которого типична для камерных пегматитов, на контакте блоковой зоны и кварцевого ядра обнаружены агрегаты кристаллов желто-зеленого, зеленовато-желтого цвета, головки которых расположены от микроклина в сторону кварца. В отвале обнаружено еще два кристалла. Все они трещиноваты, непрозрачны, имеют размеры 1—4 см по оси *c* и 0,5—2,0 по *a*. В кварцевом ядре развит бледно-розовый кварц. Окраска пятнистая. За счет распределения цепочек включений встречается мелкая полосчатость. В поле нахождения пегматитовых тел № 117 и 118 широко развита флюоритизация, что связано с формированием известного Дульдургинского месторождения флюорита. В пегматитовом теле № 89 также обнаружены



кристаллы берилла, нарастающие на полевой шпат и обрастающие кварцем. Размеры кристаллов 1—4 см по оси *a* и 1,5—6 см по оси *c*. Цвет от салатно- до темно-зеленого. Кристаллы в основном трещиноватые. Лишь в четырех кристаллах присутствуют монообласти до 3 × 3 — 5 × 8—10 мм. Однако именно эти кристаллы имеют очень бледную светло-желтую окраску и относятся к низким сортам. В ассоциации с кварцем находится шерл. В пегматитовом теле № 90 берилл не обнаружен. Пегматитовое тело № 84, находящееся в правобережье вершины пади Малый Шабартай, сопровождается зоной окварцевания, флюоритизации и сульфидизации. Оно вскрыто старыми выработками на всю мощность, но не отработано. Встречены кристаллы желто-зеленого берилла до 3 см по оси *a* и 4 см по оси *c*. Кварцевое ядро было сложено розовым кварцем.

Развитая на площади альбитизация, мусковитизация биотита, окварцевание свидетельствуют о возможности наличия не вскрытых эрозией пегматитовых тел. Степень их дифференцированности, широко распространенная флюоритизация, пространственно совпадающая с местами их локализации, свидетельствуют о том, что углубление горных выработок под кварцевые ядра на известных телах и горные работы на не вскрытых горными выработками телах могут позволить вскрыть гнезда с кристаллами берилла и кварца, но сохранность их, вероятно, будет низкой.

В связи с Саханайским массивом известно Сангентуйское проявление берилла, описанное В.И. Навиль в 1933 г. и Г.Н. Пушниковым в 1954 г., также пегматитового генезиса: кристаллы берилла желтовато-зеленого цвета

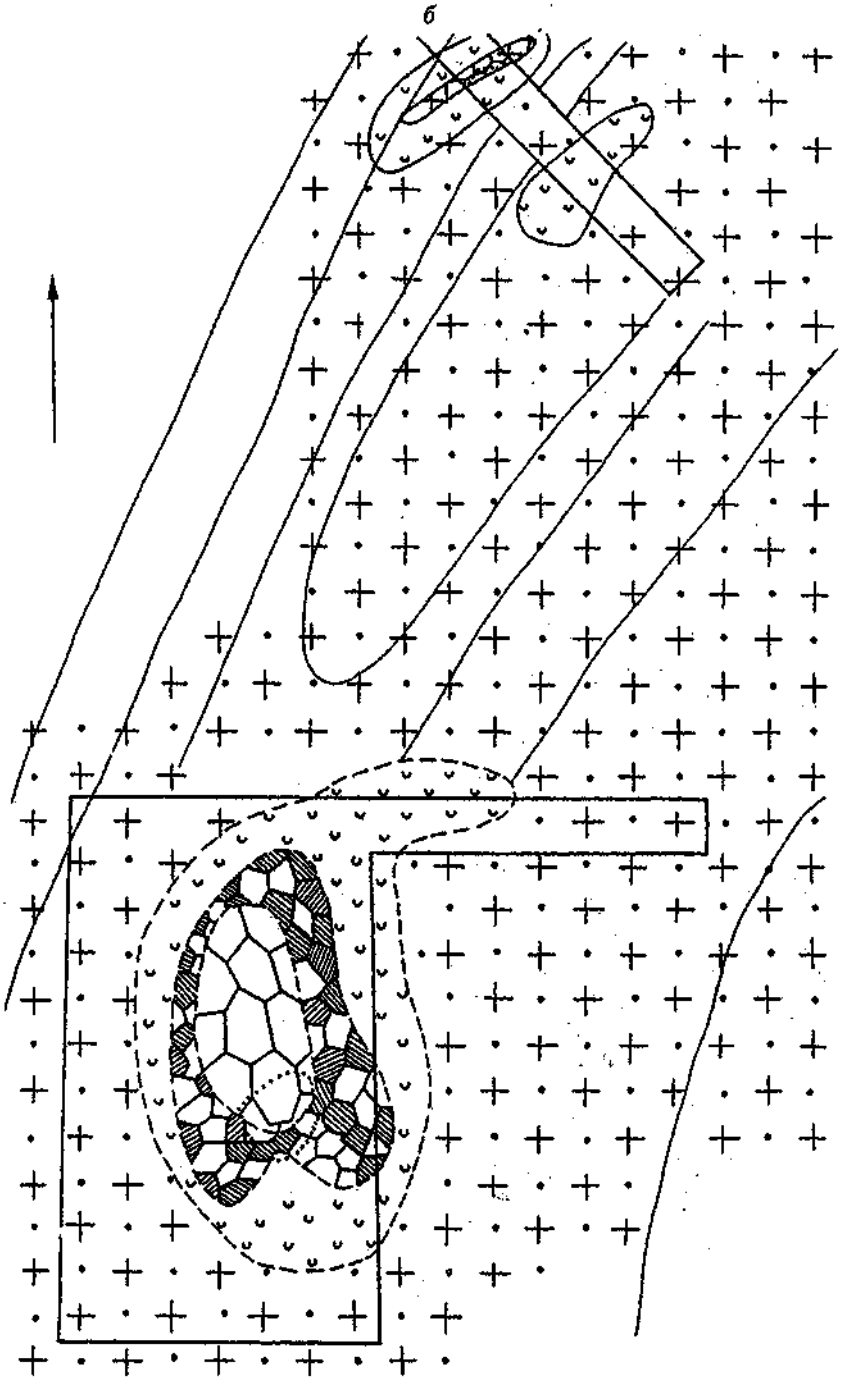


Рис. 5. Планы пегматитовых тел Саханайского пегматитового поля (*а* — № 118, *б* — № 88 и 89); по А.Г. Кичак, 1966 г.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

достигали до 7 см в длину и 2,5 см в поперечнике; обнаружены в крупных глыбах зонального пегматита, в крупнозернистых их частях. Качество сырья не оценивалось.

Учитывая известные признаки камерных пегматитов с бериллом, горным хрусталем и топазом [Методические указания..., вып. 7, 1975; Киевленко и др., 1982], следует признать, что развитие зон трещиноватости, сопровождающейся флюоритизацией, в северной части Саханайского массива, пусть даже и наложенной, является признаком тектонической неустойчивости, способствующей развитию трещиноватости и замутнения в берилле и кварце, находящихся в небольших полостях, столь для них типичных. Тем не менее в южной и восточной частях массива, где наблюдаются пологие контакты с вмещающими породами и слабая его эрозия, можно ожидать повышенную продуктивность пегматитовых тел (Аршан и другие тела в верховьях р. Чиндалей).

С гранитами Дульдургинского массива связано Талачинское проявление берилла. Оно представлено двумя сближенными шлировыми пегматитовыми телами зонального строения. К зоне блокового пегматита приурочена основная масса кристаллов берилла. В одном из тел (эллипсовидной формы, размером 22 × 35 м) запасы берилла до глубины 10 м составляют 520 кг; отдельные кристаллы достигали 20 кг ([Чабан, Беляков, 1974б], данные М.А. Апенко и др., 1966 г.). Мощность второй жилы от 2 до 11 м, протяженность 100 м, запасы берилла не превышают 400 кг. Ревизия отвалов объекта в полевой сезон 1991 г. показала наличие обломков непрозрачного голубовато-зеленого берилла размером 2—3 см. Обследование стенок выработок и обнаружение непрозрачных кристаллов, анализ общей ситуации позволили поддержать вывод предыдущих исследователей о перспективности Талачинского проявления на рудоразборный берилл.

В гранитах кукульбейского комплекса известны и более мелкие коренные проявления берилла, также пегматитового генезиса [Барабашев, Трущева, 1983]: Дунда-Шабартайское, на водоразделе падей Шабартай — Малый Шабартай, в нижнем течении р. Таптанай, в правом борту р. Дульдурги. В пегматитовых жилах среди отложений агинской свиты триаса известны находки берилла на водоразделе рек Или и Таптанай, в пади Верхний Буйлосутай.

Проанализированный материал о пегматитах окрестностей Дульдурги, связанных с кукульбейским комплексом гранитоидов, свидетельствует прежде всего о довольно бессистемном их изучении, с одной стороны, о бесперспективности на промышленную бериллоносность — с другой, и о необходимости дифференцированного подхода к оценке каждой из известных групп (скоплений) пегматитов на ограночный берилл — с третьей.

Дифференцированность подхода предполагает учет следующих факторов при оценке вероятной продуктивности: 1) локализация продуктивных пегматитов в апикальной части интрузивов и только там, где кровля последних имеет пологое залегание [Методические указания..., вып. 7, 1975]; 2) отсутствие трещинного контроля; 3) расположение больших субизометричных полнодифференцированных пегматитовых тел с крупными камерами в наименее нарушенных участках гранитных интрузивов; 4) расположение в классическом случае продуктивных объектов на расстоянии первых сотен метров от контакта массива; при этом резко возрастает роль порфировых вкрап-

ленников, но гибридизм слаб; 5) проявление грейзенизации, отсутствие совмещения пегматитов и грейзенов; 6) наличие локальных геохимических ореолов бериллия, фтора и бора; 7) широкое развитие в обломочном материале блокового кварца; 8) определенное соотношение воды и углекислоты в кварце [Юргенсон, 1984, 1991а]; 9) для невскрытых эрозией пегматитовых тел наличие в гранитах граната тетрагон-триоктаэдрической формы [Юргенсон, Савкевич, 1989]; 10) специфические формы ИК-спектров в области поглощения OH_x-группировок в турмалине [Юргенсон и др., 1983]; 11) появление в свалах лепидолита или перламутрового мусковита, свидетельствующих о продуктивности миарол.

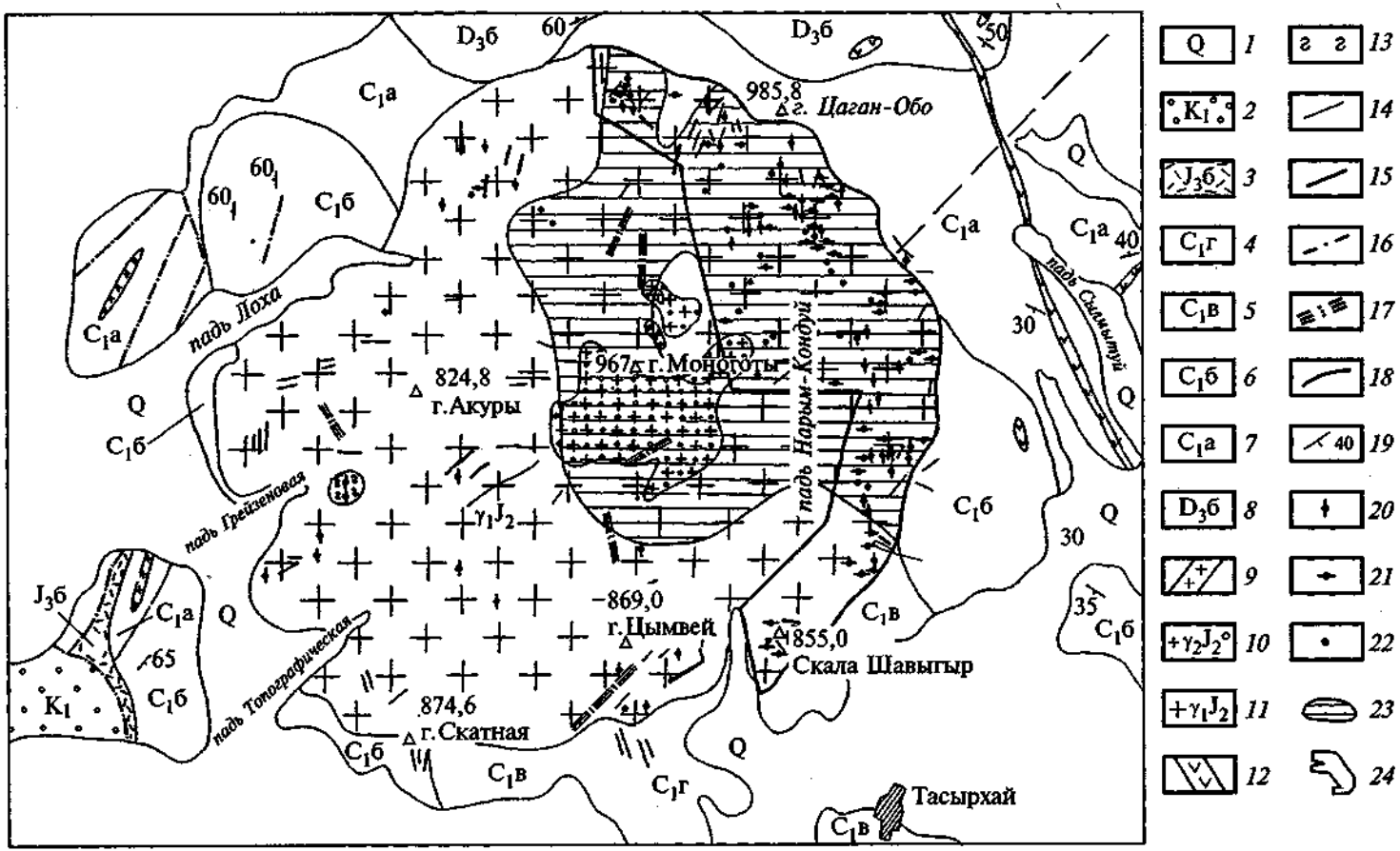
Учет всех этих факторов необходим при проведении специальных поисково-оценочных работ с попутной эксплуатацией.

Дурулгуевский (*Ималкинский*) *массив* по разнообразию связанных с ним генетических и формационных типов месторождений и проявлений различных металлов (олово, вольфрам, бериллий, золото, тантал, ниобий, сурьма) и богатству минеральных видов представляется весьма интересным. С гранитами массива ассоциируют четыре поля бериллоносных пегматитов и множество других пегматитовых тел в зоне экзоконтакта Дурулгуевского массива [Чабан, Беляков, 1974б].

На Чалотском (Дурулгуевском) непромышленном месторождении бериллия известно 45 пегматитовых жил, расположенных на площади около 7,2 км^2 [Чабан, Беляков, 1974б]. Мощность жил 3—16 м при протяженности 150—200 м. Наряду с бериллом, составляющим 0,27—0,45 % массы пегматита, в жилах присутствуют полевой шпат, мусковит, кварц, гранат (до 0,6 %), танталит, арсенопирит, апатит, турмалин, встречается торбернит. Берилл преимущественно мелкокристаллический, но находили и кристаллы до 60 см по оси *c*, массой до 10—13 кг. Крупнокристаллический берилл локализован в блоковой зоне, в осевой части жил и в висячих боках; доля его составляет 9 %. Содержание берилла с глубиной возрастает до 0,79 %, что свидетельствует при возрастании мощности о возможности развития на глубине в срединной части жил миарол с кристаллами свободного роста. Учитывая высокие содержания кристаллов граната и возможность присутствия среди них ювелирных разностей, следует, вероятно, произвести переоценку месторождения на ювелирное сырье.

На Ималкинском непромышленном месторождении бериллия, расположенном в разгнейсованных гранодиоритах Ималкинского (Дурулгуевского) массива, разведаны бериллоносные пегматитовые жилы мощностью 0,2—0,5 м при прослеженной длине 50—200 м (А.М. Гребенников, 1958 г.). Берилл находится в ассоциации с даналитом, колумбит-танталитом, кварцем, слюдами. Содержание берилла 0,45—0,60 %. В отдельных участках концентрации минерала достигают 30 кг/т.

В целом пегматиты Дурулгуевского массива, несмотря на относительно редкие находки ювелирного берилла, имеют перспективы для поисков этого сырья. Это должны быть мощные жилы с хорошо развитой блоковой зоной, характеризующейся слабой альбитизацией и хорошей друзоватостью. Определенный интерес как коллекционный материал должны представлять кристаллы даналита, а также известные здесь находки гердерита (устное сообщение П.Е. Пашигоревой).



D3б
60
D3б
50
C1а
985,8
г. Цаган-Обо
60
60
C1б
C1а
C1а
40
Q
падь Лоха
C1а
30
падь Сылмытуй
Q
824,8
г.Акуры
967
г.Моноготы
Q
C1б
падь Нарым-Кондуй
падь Грейзеновая
γ1J2
C1б
Q
30
J3б
C1а
Q
-869,0
г.Цымвей
C1в
35
C1б
65
855,0
Скала Шавыгыр
K1
C1б
падь Топографическая
874,6
г.Скатная
C1б
C1в
C1г
Q
Тасырхай
C1в
Q 1
K1 2
J3б 3
C1г 4
C1в 5
C1б 6
C1а 7
D3б 8
9
+γ2J2 10
+γ1J2 11
12
13
14
15
16
17
18
40 19
20
21
22
23
24

Адун-Челонское поле камерных пегматитов известно с 1828 г. Впервые в литературе описано А.И. Кулибиным в 1833 г. Оно длительное время отрабатывалось старателями. В основном добывался дымчатый кварц, который вывозили в Китай, попутно — аквамарин, гелиодор и топаз. Месторождение давало прекрасный коллекционный материал.

Месторождение периодически изучалось на пьезокварц в 1932, 1937, 1965 гг. При этом выявлялись тела с самоцветами. В 1971—1979 гг. Институт геохимии СО РАН (Ю.П. Трошин и др.) проводил изучение минералого-геохимической зональности Адун-Челонского гранитного массива и пегматитового поля. Опробовались 183 пегматитовых тела из 400 известных в пределах массива (рис. 6).

Наиболее полно дифференцированные тела промежуточной зоны массива были оценены как перспективные на пьезосырье и ограночные топаз и берилл (16 % от отработанных в прежние годы пегматитов). В качестве перспективных рекомендовались в основном ранее эксплуатировавшиеся тела в расчете на их неполную отработанность.

Однако работами экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" (З.И. Удовенко, 1992 г.), проводившимися в 1990—1992 гг., эти рекомендации не были подтверждены, так как пегматиты Адун-Челона относятся преимущественно к камерным, и минерализованные полости, как правило, не распространяются на значительные глубины. В пределах известных участков выявлен ряд слабодифференцированных тел, в том числе и слепых. Рекомендованные Институтом геохимии СО РАН для доизучения пегматитовые тела оказались практически полностью отработанными, как и 90 % ранее известных тел, расположенных на хорошо обнаженных водораздельных участках Адун-Челонского хребта. Новых тел с промышленными концентрациями горного хрусталя (пьезосырья и для плавки) в этой части массива не установлено.

Продуктивные пегматиты в 1989 г. были обнаружены З.И. Удовенко на северо-западном фланге площади в задернованных склонах. Тем самым была доказана перспективность открытия новых тел. Продуктивные пегматитовые тела связаны с одноименным гранитным плутоном, который залегает в ядре брахисинклинальной складки вулканогенно-осадочной толщи уртуйской свиты. Она интенсивно ороговикована, что связано с небольшой глубиной формирования плутона. По данным Н.А. Трущевой и К.К. Анашкиной (1981 г.), глубина эрозионного среза массива не более 400—500 м. Пло-

---

Рис. 6. Геологическая карта Адун-Челонского гранитного массива (составлена по материалам М.Г. Петровой, Б.И. Королева и др., 1960 г.; Ю.И. Сычева и др., 1977 г.).

1 — аллювиально-пролювиальные отложения; *2* — угленосная и тургинская свиты; *3—8* — толщи: *3* — туфогенно-осадочная, *4* — сланцевая, *5* — сланцево-песчаникова, *6* — карбонатно-эффузивно-терригенная, *7* — песчаниково-алевролитовая, *8* — эффузивно-песчаниковая; *9* — плагиогранит-порфиры кукульбейского комплекса; *10* — гранит-порфиры; *11* — граниты биотитовые, порфировидные, крупнозернистые; *12* — диоритовые порфириты; *13* — грейзены; *14* — граниты аплитовидные, мелко- и среднезернистые, гранит-порфиры; *15* — пегматитовые жилы; *16* — разрывные нарушения; *17* — зоны дробления; *18* — стратиграфически согласная и интрузивная граница; *19* — элементы залегания слоистости; *20—22* — пегматиты: *20* — незамещенные кварцево-полевошпатового состава, *21* — замещенные с клевеландитом, морионом, турмалином и мусковитом, *22* — содержащие берилл и его разновидности; *23* — полигенный геохимический ореол (Li + Be + F); *24* — область максимального распространения пегматитов.

щадь современного среза около 70 км^2. Форма изометричная, штокообразная. Диаметр 10—12 км. Контакты крутые, за исключением северо-восточного, где предполагается невскрытое эрозией продолжение гранитов в сторону Шерловогорского бериллоносного массива. Массив сложен порфировидными гранитами.

Согласно литературным данным [Ферсман, 1940, 1962; Киевленко и др., 1982] и Ю.И. Сычева (1980 г.) и нашим наблюдениям 1967—1992 гг., северо-восточная часть массива, где сосредоточена главная масса продуктивных пегматитовых тел, сложена микроклиновыми крупнозернистыми лейкократовыми порфировидными гранитами, западная — преимущественно плагиоклазовыми с биотитом. Граниты пересыщены кремнеземом и обогащены оловом, вольфрамом, бериллием, фтором и другими элементами. В центральной и юго-западной апикальных частях сохранились мелкозернистые граниты с мусковитом, турмалином, флюоритом. Пегматитовые тела имеют формы линз, штоков и жил с раздувами и апофизами. Встречаются столбообразные тела. Жилы в основном короткие (20—40, реже до 80 м) при мощности 0,2—5,0 м. Столбообразные тела в сечении варьируют от 0,5 до 5,0 м и по данным отработки XIX в. прослеживаются по вертикали на 10—35 м, редко более. Пегматиты симметрично-зональные. Присутствуют нередко классически выраженные зоны аплита, графическая, кварцево-полевошпатовая блоковая и кварцевое ядро. Типичны камеры, минерализованные полости, располагающиеся в центральных частях тел, на контакте блоковой зоны и кварцевого ядра, часто под кварцевыми ядрами. Полости от 0,1 до 3,0 м, в единичных случаях до 3,5 м в поперечнике.

В минерализованных полостях наряду с окристаллизованным микроклином присутствуют берилл (аквамарин и гелиодор), топаз, флюорит, шерл, клевеландит. Кварц представлен морионом, дымчатыми разностями, горным хрусталем, очень редко цитрином и аметистом. Берилл образует кристаллы, которые достигают 15 см по оси *c* и 4 см по оси *a*. Среднестатистическая величина кондиционных кристаллов берилла 2—4 см, нередко находили кристаллы длиной 6—8 см. Кристаллы в основном светлоокрашенные, зеленовато-желтые (близки к гелиодору), голубовато-желто-зеленые, светло-голубые (аквамарины), бледно-зеленые.

Топаз встречается в виде кристаллов от 1—1,5 до 5—10 см. Единичные кристаллы достигали по массе 6 кг. Е.Я. Киевленко и др. [1982] приводят сведения о находке кристалла топаза длиною 41 см при поперечном сечении 15 см. Цвет топазов голубой, золотистый, винно-желтый, розовато-дымчатый, нередко топаз бесцветен. Многие кристаллы трещиноваты, наполнены ГЖВ.

Поисковые факторы и характерные черты пегматитов с самоцветами в пределах Адун-Челонского массива по обобщенным данным всех исследователей ([Ферсман, 1940, 1962], Ю.И. Сычев и др., 1980 г.; З.И. Удовенко, 1992 г.; М.Г. Кычаков, 1993 г.), следующие: 1) пространственная и генетическая связь пегматитовых тел с дайками аплитов и мелкозернистых гранитов, когда пегматиты локализуются вблизи или внутри них; 2) связь минерализованных полостей с раздувами в участках сочетания пегматоидной, блоковой зон с крупными блоками кварца; 3) ореолы фтора и бериллия, уменьшение их концентрации непосредственно в самих пегматитах;

4) отсутствие флюоритового прожилкования; 5) низкое (< 3) соотношение воды и углекислоты в кварце; 6) наличие обломков цветных камней в рыхлых образованиях.

Изученные пегматитовые тела по морфологии, внутреннему строению и минеральному составу разделены на три типа: а) полизональные миаролоносные; б) неполнозональные миаролоносные; в) неполнозональные, не содержащие продуктивных миарол.

В первом типе развиты относительно крупные полости с кристаллами шерла, кварца, берилла, реже топаза. Пегматитовые тела второго типа обычно имеют небольшие размеры и содержат полости с кварцем, топазом и реже бериллом. Третий тип практически не продуктивен.

В 1990—1992 гг. (З.И. Удовенко, 1992 г.) проведены детальные геолого-геофизические работы на четырех локальных участках общей площадью примерно 8 км^2. Изучено около 80 известных тел. На новом участке (Удачном) выявлены и вскрыты горными работами два новых тела с бериллом и четыре — с топазом. Из них извлечено 8,124 кг берилла-сырца и 56,52 кг топаза-сырца. Один из винных (бледно-розовых) топазов весил 26 г.

Согласно паспорта Адун-Челонского месторождения (З.И. Удовенко, 1992 г.) прогнозные ресурсы по 45 телам: 3, 21, 22, 30, 39, 55, 69, 68—73, 78, 80, 85, 86, 89, 91, 94, 97, 98—103, 105, 106, 110—116, 118, 119, 121—126, 128 составляют 23,55 кг берилла-сырца и 150,17 кг топаза-сырца при среднем содержании соответственно 602 и 16 243 г/м^3. Выход сортового берилла от сырца при содержании 243 г/м^3 — 40 % и 17,2 % при содержании 48 г/м^3. Перспективы Адун-Челонского пегматитового поля на ювелирное и коллекционное сырье, как показали работы экспедиции "Байкалкварцсамоцветы", достаточно велики. Практически любые методически правильно проведенные работы были успешными при условии достаточности затрат на проходку горных выработок.

С *Оловяннинской группой* штоков гранитов кукульбейского возраста связаны многочисленные поля редкометалльных в основном бесполостных пегматитовых жил. Интрузивные образования Оловяннинской группы штоков представлены кислыми и умеренно кислыми гранитоидами, прорывающими нижне-среднеюрские отложения правобережья р. Онон, и обнажаются главным образом в Цугольском хребте. Вмещающие породы интенсивно ороговикованы и грейзенизированы [Сосницкий и др., 1970]. Здесь, на правобережье пади Малая Кулинда, в среднем ее течении, расположено *Малокулиндинское месторождение* редких металлов. Оно открыто в 1813 г. как оловянное и эксплуатировалось на олово с 1813 по 1818 г. Добыто 112 т руды с содержанием касситерита 1—6 %. С 1951 по 1956 г. разведывалось экспедицией № 2, которая выделила ряд участков развития пегматитовых жил: Подгранитный, Лебединцева, Чистяковских и Афанасьевских работ, Крест Кондуй и Холтуй. Как редкометалльное месторождение, открытое В.Н. Фадеевым в 1955 г., Малокулиндинское пегматитовое поле содержит 132 пегматитовые жилы, залегающие в метаморфизованных аргиллитах и алевролитах онтагаинской свиты. Жилы имеют сложное строение, с многочисленными пережимами и раздувами; мощности варьируют от первых десятков сантиметров до 20 м при протяженности от 15—20 до 500 м. Элементы залегания жил непостоянны и варьируют в широких пределах, по паде-

нию прослеживаются от первых десятков метров до 250—300 м. По минеральному составу выделяются кварцево-микроклиновые и кварцево-микроклиново-альбитовые пегматиты. Минеральный состав — кварц, полевые шпаты, мусковит, берилл, танталониобаты, касситерит, апатит. В минерализованных полостях, встречающихся относительно редко, присутствуют кристаллы кварца — светло-дымчатые и черные (морионовые) длиной до 10—15 см, берилл — до пяти генераций, из которых наиболее важное значение как возможный источник ювелирного сырья имеет берилл IV генерации. Кондиционные кристаллы прозрачны, голубые, зеленые, винно-желтые, достигающие 2—3 см в длину. Наиболее богаты редкометалльными минералами, включая берилл, пластовые тела сложной формы с интенсивной альбитизацией и грейзенизацией.

Продуктивные пегматиты — мусковитово-микроклиновые с бериллом, сподуменом и колумбит-танталитом, замещенные альбитом. Берилл находится в ассоциации с микроклином, кварцем, мусковитом, альбитом. Отдельные кристаллы берилла и их сростки имеют величину от единиц миллиметров до 25 см в поперечнике. Содержание берилла в руде 0,28—0,4 %. Запасы берилла около 57 710 т. Однако содержание ювелирного берилла не определялось. Оценка ресурсов дала 504 кг берилла-сырца при содержании 0,350 г/м^3 по аналогии с другими объектами и выходе сортового камня 60 %.

Бериллоносные пегматиты известны также и в *Верхнекулиндинском пегматитовом поле* на водоразделе падей Большой и Малой Кулинды, в 10 км от пос. Малая Кулинда. На участке 0,5 км^2 находится 20 пегматитовых жил протяженностью от 30 до 300 м мощностью 0,5—5,0 м [Сосницкий и др., 1970]. Содержание берилла 0,4—0,58 % (4—5,8 кг/т). В этом же поле обнаружена жила Сподуменовая, которую следует изучить на ювелирный берилл наряду с другими жилами, а также на ювелирный сподумен в участках друзоватости, где развит сахаровидный сыпучий альбит. Хорошие кондиционные кристаллы кунцита, по нашим наблюдениям, на месторождениях Канакан и Кулам (Нуристан, Афганистан) сопровождаются розовой кукеитово-монтмориллонитовой глинкой и сыпучим альбитом. Ресурсы берилла-сырца по состоянию на 01.01.98 г. составили 2772 кг при выходе сортового камня 20 %. Ресурсы ювелирного сподумена-сырца по аналогии с месторождением Канакан в Афганистане оцениваются по состоянию на 01.01.98 г. в количестве 7000 кг при выходе сортового камня 20 %.

Берилл известен также в зонах блокового кварца в пегматоидных гранитах, пегматоидах и пегматитах. Среди слюдистых сланцев близ контакта с интрузией на Оловяннинском оловорудном месторождении в береговом обрыве р. Онон (Богов Утес) берилл образует светло-зеленые полупрозрачные кристаллы. В конце прошлого века в этих местах велась старательская добыча аквамарина из пегматитовых жил. Ресурсы оцениваются в 100 кг берилла-сырца при выходе сортового камня 60 %.

В связи с Оловяннинской группой гранитных штоков кукульбейского комплекса О.В. Сосницкий и др. [1970] приводят описание Хара-Быркинского проявления бериллоносных пегматитов на водоразделе падей Шиветуй и Кантагая в 6 км севернее пос. Хара-Бырка. Здесь известно 14 пегматитовых жил мощностью 0,1—2,0 м при протяженности до 100 м. Пегматиты содержат мелкие занорыши и гнезда, содержащие кристаллы берилла дли-

ною до 10 см. Содержание берилла (перерасчет данных по содержанию BeO, 0,02—0,035 %, при среднем содержании BeO в берилле 10 %) — 0,2—0,35 % или 2—3,5 кг/т кристаллосырья. В пегматитах присутствуют и танталониобаты (Ta_2O_5 — 0,014 %). Проявление, безусловно, имеет перспективы на ювелирный берилл.

На площадях геохимических ореолов бериллия, там, где концентрации его составляют более 0,001 %, вероятно, следует искать элювиально-делювиальные россыпи с бериллом (в пределах Ононского оловянного месторождения и Малокулиндинского). Как показывает опыт работы на природных и техногенных россыпях Шерловогорского месторождения, именно в них, в почвенном и подпочвенном слоях, сохраняются и концентрируются наименее трещиноватые кристаллы, менее всего подверженные морозному выветриванию.

На возможность нахождения коренных проявлений берилла указывают геохимические ореолы бериллия (0,001—0,003 %) в делювии в районе пос. Цуголовский Дацан, падь Большая Кулинда, высота 1055 м (0,001—0,005 % бериллия и 0,5 % лития), пос. Кулинда (бериллий — 0,001—0,01 %, литий — 0,001—0,01 %), ст. Бырка Забайкальской ж.д. (0,03—0,05 % лития и 0,001—0,003 % бериллия). Комплексные ореолы (литий и бериллий) могут свидетельствовать о бериллово-кунцитовой минерализации. Сподумен (кунцит) в шлиховых пробах при съемке могли пропускать, принимая его за силлиманит либо за тремолит, что является обычной ошибкой минералогов, не имеющих опыта работы со сподуменовыми рудами. Как нам представляется, рассмотренные пегматиты с бериллом и сподуменом, развитые в Оловяннинском районе, могут иметь существенные перспективы на обнаружение ювелирного берилла, а возможно, и сподумена.

В ***Агинской зоне*** в качестве потенциально продуктивных на ювелирный берилл следует рассмотреть *Хангилайскую группу* массивов кукульбейского комплекса и связанных с ними пегматитов и пегматитообразующих гранитов, собственно Хангилайский массив.

Бериллоносными являются танталоносные амазонитовые пегматиты Хуху-Челотуйского массива, представляющие собой, в значительной мере, *Орловское месторождение* тантала и лития. Берилл на Орловском месторождении был установлен первыми его исследователями (В.А. Орлов, А.М. Гребенников и др.). Он встречается в друзовых полостях и полостях выщелачивания в апикальной (ближе к контакту со стороны висячего бока) части полого залегающего пегматитового тела; образует прозрачные и полупрозрачные столбчатые кристаллы салатно-, желто-зеленого и зеленовато-голубого цвета. Размеры их от 1—2 до 18 см в длину и до 10 см в поперечнике. Кристаллы образованы гранями призмы, пинакоида и гексагональных пирамид и дипирамид. С поверхности грани кристаллов неровные, замутнены, корродированы. Но внутри них нередко находятся кондиционные монообласти величиной от 2—3 до 10—15 мм. Визуально выход кондиционного сырья из кристаллов оценивается в 1—2 %, редко более. В запасниках музея ВИМСа кандидат геолого-минералогических наук Н.В. Скоробогатова демонстрировала автору кристаллы с прозрачными головками салатно-зеленого цвета, размеры которых достигали 10 см по оси ***c*** и 4—6 см по оси ***a***.

Частота встречаемости кристаллов берилла, представляющих интерес как ограночное и коллекционное сырье, невелика и, по оценкам разных исследователей, составляет не более $1 \cdot 10^{-4}$—$1 \cdot 10^{-5}$ % от общего объема горной массы. Следует учитывать, что при отбойке руды крупными зарядами взрывчатки значительная часть кристаллов разрушается. Тем не менее геологами в Орловском карьере за сезон 1991 г. собрано около 10—12 кг коллекционного берилла, содержащего, по визуальной оценке, до 200—300 г кондиционного сырья для огранки. Проводить какие-либо специальные работы на ювелирный берилл на Орловском месторождении необходимо в процессе добычи танталовой руды. Сбор кристаллов могут осуществлять геологи карьера.

Орловские пегматиты содержат также наблюдавшиеся нами своеобразные длинностолбчатые кристаллы и агрегаты редкого светло- и желто-зеленого топаза, ассоциирующего с кварцем, микроклином, литиевыми слюдами и бериллом. Величина кристаллов варьирует от 0,5 до 10 см, реже более 15 см по оси *c*. Сечение 0,5—3,0 см. Значительная часть кристаллов замутнена, но встречаются прозрачные бездефектные монообласти 0,3 × 0,4 — 1,0 × 1,5 см. Отсюда следует, что выборочно можно использовать имеющиеся в отвале и в стенках карьера кристаллы топаза и берилла.

Кроме Орловского месторождения, берилл наблюдается в виде мелкой вкрапленности почти во всех рудопроявлениях Хангилай-Шилинского рудного узла [Барабашев, Трущева, 1983]. Поэтому необходима их ревизия на ювелирный берилл. К зоне Агинского глубинного разлома тяготеет цепочка вторичных ореолов рассеяния бериллия (водораздел Зун-Жипкоша и Цаган-Челутай, в бассейне р. Жабхара) с содержанием 0,005 %, что позволяет надеяться на находки минерала в элювиально-делювиальных отложениях и в коренном залегании. Возможны находки берилла в амазонитовых пегматитах в верховье пади Зун-Килькинда, содержащих до 0,16 % олова. Это же относится и к долине, и к истокам ключа Пегматитового, по которому известна непромышленная россыпь касситерита.

Особый интерес должно представить *Верхненаринское проявление берилла*, находящееся среди осадочных пород ононской свиты. Здесь, как установлено Е.В. Барабашевым и Н.А. Трущевой [1983], берилл находится в отальковaнных породах. Мощность слоев до 40 м при содержании бериллия от следов до 0,03 % (до 0,3 % берилла). Полагают, что отальковaние связано с невскрытым куполом интрузии, обусловившей гидротермальную проработку зеленокаменных пород, как предполагалось Н.В. Ванюковым, В.Н. Титовым, А.И. Харламовым, М.М. Колодием и др. в 1963 г. (по: [Барабашев, Трущева, 1983]). В этих условиях возможно наличие берилла, в частности, его изумрудной разновидности, хризоберилла и корунда. Необходимо проверить содержание хрома и ванадия в отальковaнных породах.

В северной части Агинской зоны и на территории сочленения с ней Аргунской зоны в связи с гранитами кукульбейского комплекса известны пегматитовые поля, описанию которых посвящены работы А.Е. Ферсмана, А.И. Гинзбурга, Н.А. Солодова, А.А. Беуса и др. Наиболее крупными пегматитовыми полями являются Завитинское поле редкометалльных бесполостных, редко миароловых, в основном сподуменовых пегматитов и Кангинское поле бесполостных, частью камерных, миаролоносных редкометалльных пегматитов с ювелирным бериллом и турмалином.

В *Завитинском поле* на ювелирные камни, прежде всего цветной турмалин, разведывалась *жила Полиминеральная*, описание которой будет дано ниже, в связи с месторождениями цветного турмалина. Одним из относительно распространенных минералов является воробьевит. В сподуменовых пегматитах Завитинского поля также присутствует берилл, но ювелирные разности встречались крайне редко. Есть вероятность обнаружения светло-зеленого берилла и аквамарина в висячих боках жил и во вмещающих сланцах апикальной части месторождения. В частности, в пегматитовых *дайках Молоковское* при предварительной разведке месторождения бериллия Б.И. Меттихом в 1955 г. отмечен берилл трех генераций: 1) ранний бледно-зеленый, зеленовато-желтый, желтовато-зеленый в плохо образованных трещиноватых кристаллах в блоковой зоне; величина кристаллов варьирует от 0,5 до 60 см, в крупных кристаллах возможны ювелирные монообласти; 2) полупрозрачные голубовато-зеленые кристаллы 0,2 × 0,5 до 0,5 × 1,0 см; 3) ростеритово-лепидолитово-клевеландитовый агрегат. В этом парагенезисе могут быть ювелирные ростериты, а в условиях для вхождения цезия и марганца в берилл — и воробьевиты.

В Завитинском поле на стрелке падей Левая и Правая Завитая находится *Стрелкинская группа* из девяти жил миароловых пегматитов. Мощность их варьирует от 2—3 до 15—20 м при протяженной длине от 15—20 до 100—150 м. В полостях блоковой зоны описаны кристаллы мориона. Берилл распространен широко. Выделяют три его разности: 1) непрозрачный желтовато-зеленый в участках жил с пегматоидной структурой с величиной кристаллов 1—3 см и крупные кристаллы в крупноблоковом пегматите; 2) голубоватый от 1—3 до 8—10 см в длину в сподуменовых пегматитах; 3) трещиноватые до катаклазированных кристаллы до 10—15 см в длину в зонах с клевеландитом.

Кроме того, здесь известен воробьевит от почти бесцветного до ярко-розового в парагенезисе с лепидолитом и ростерит в ассоциации с поздним альбитом, кварцем и мусковитом. Объект, безусловно, требует самой внимательной оценки на ювелирное и коллекционное сырье.

Кангинское пегматитовое поле как объект на камнесамоцветное сырье известно с прошлого века [Ферсман, 1962]. Верхнекангинское проявление (падь Сухая) представлено шестью пегматитовыми жилами миароловых пегматитов мусковитово-верделитового типа, основным полезным компонентом которых является зеленый турмалин — верделит. Светло-зеленый берилл находится в зоне сахаровидного альбита и существенного значения как ювелирное сырье не имеет. Из минералов группы берилла здесь развит воробьевит, ассоциирующий с альбитом, лепидолитом, верделитом. Присутствует бесцветный топаз. О качестве и количестве воробьевита данных нет. Возможность его добычи связана с отработкой жил на цветной турмалин.

Берилл и топаз отмечаются также в других проявлениях пегматитовых жил Кангинского поля: в Блоковом, Скалистом, Северном и Утесовом. Все объекты на ювелирное сырье не изучались. Три последних, как и падь Сухая, относятся к камерным (Утесовое и Скалистое) либо миаролоносным (Северное) пегматитам, наиболее перспективным на ювелирные камни.

В юго-западной части ***Агинской зоны*** широко развиты пегматитовые поля, связанные с борщовочными гранитами. К ним относится *Халзанский массив*

и его сателлиты в правобережье Онона. Халзанский массив прорывает гнейсы и сланцы агуцинской свиты. В экзо- и эндоконтактовых зонах широко развиты мелкозернистые пегматоидные граниты, аплиты, пегматиты и кварцевые жилы. Граниты содержат 0,03—0,05 % лития, 0,001—0,005 % бериллия и 0,001 % олова, что свидетельствует об их редкометалльной специализации и связи с ними бериллоносных пегматитов. Пегматиты, содержащие берилл, в пределах Халзанского массива образуют маломощные (от 10—15 см до 3,5 м) жилы длиной до 10—15 м. *Урту-Горехинское пегматитовое тело* (верховья правого притока пади Гозакина), открытое в 1900 г. золотопромышленником Топорковым, относится к микроклиново-мусковитово-берилловому типу. Мощность одной из жил 1,4 м. В ней встречено гнездо берилла, из которого извлечено 15 кристаллов 1,5—2,5 см по оси ***a*** и 5—7 см по оси ***c***.

Бериллоносные пегматиты распространены [Ефимов, 1963] в бассейне р. Гозакина (Лево-Гозакина и Право-Гозакина), на левом берегу пади Мангутской. Все пегматиты относятся к микроклиново-мусковитово-берилловым. Мощность жил 0,5 до 5—10 м, пегматиты зональные. Примесь берилла отмечена в пегматитах в долинах рек Салбартуй, Мангутская, Бытэв; берилл присутствует в пегматитах Кокюрского и Халзанского месторождений олова [Ефимов, 1963]. На Кокюрском расположены две жилы грейзенизированного пегматита с кристаллами берилла и граната.

Халзанское (Марианинское) проявление находится в Акшинском районе в 10 км от устья р. Халзан, на правом ее берегу. Связано с одноименным пегматитовым полем и гранитным массивом борщовочного комплекса. Проявление приурочено к рудному полю известного в составе Марианинского рудника тантало-оловянного месторождения. В 1942 г. К.К. Денисов и Е.И. Бурова проводили здесь поисковые работы на пьезокварц. Вскрыто канавами и шурфами. В 1966 г. изучалось М.А. Апенко и др. На трех участках выявлено несколько пегматитовых жил и одно трубообразное тело (25 × 25—35 м). Мощность жил изменчива — 0,3—0,4 м, протяженность 50—130 м. Пегматиты мусковитово-бериллово-топазовые. Берилл приурочен преимущественно к крупноблоковой зоне, реже к аплитовидной или зоне среднезернистого пегматита. Берилл находится в основном в крупноблоковой зоне, реже в аплитовидной и среднезернистого пегматита. Форма кристаллов призматическая, карандашевидная, иглоподобная, что свидетельствует о большой скорости роста; величина от 1,0 × 3,0 до 10 × 25 см; цвет желтовато-зеленый. Бериллу сопутствуют турмалин, гранат, дымчатый кварц, лепидолит, с которым ассоциируют крупные кристаллы воробьевита (до 7 см по оси ***a***). В аллювии р. Онон встречались гальки бесцветного топаза, бледно-зеленого аквамарина, горного хрусталя, аметиста. По продуктивной зоне трубчатого тела до глубины 20 м по состоянию на 01.01.98 ресурсы берилла и топаза-сырца оцениваются в 3150 кг, а горного хрусталя-сырца — в 300 кг при выходе сортового камня 60 %. Участок заслуживает самого пристального внимания с целью оценки возможности обнаружения также и россыпей в связи с трубообразными телами пегматитов, так как они относятся к наиболее перспективным миароловым, близким к Киберевским копям на Борщовочном кряже.

А.Н. Ефимов [1963] приводит сведения о том, что гранитоиды Халзанского массива и экзоконтактовые части вмещающих пород обильно пронизаны пегматитами и кварцевыми жилами, часто сопровождающимися грейзенизацией. Грейзенизированные пегматиты минерализованы гранатом, танталониобатами, бериллом и касситеритом. Это относится к их проявлениям по Салбартую (в правобережье в 6 км от устья), Нижней Кочере (в правобережье в 4 км от устья), по Курце (в левобережье в 1,2 км от западного края поля гранитов), в междуречье падей Мангутская и Шойнича (*Восточно-Шойничское, Среднешойничское*), в правобережье пади Шойнича (6 км от устья), в борту долины Онона, в междуречье падей Бардагоча и Шойнича, в верхнем течении пади Бытэв, в правобережье, в 400 м к югу от горы Пунцуктуй (отметка 1317 м), в верховьях пади Мангутской (*Мангутское*), в 1,5 км ниже слияния падей Мангутской, Шивачей и Старчей, в 2 км к западу от с. Михайло-Павловск; *Усть-Старчейское* — в левом борту пади Мангутской и Шивачейское — в левом борту пади Мангутской. В этом же районе известна *Бардагочская пегматитовая жила* (тело? — *Г.Ю.*) с флюоритом (возможно, камерный пегматит, что очень важно), а также Нижнебытэвская пегматитовая жила с мусковитом, на водоразделе Нижний Бытэв и Верхний Бытэв.

Анализ материала по пегматитовым полям крупного Халзанского массива, облик и состав гранитов, характер взаимоотношений их с вмещающими породами и их возраст, сопоставимый с возрастом борщовочной серии (спорный и во многом еще не определенный), геохимическая специализация пегматитов, присутствие трубообразных тел лепидолитовых миароловых — занорышевых микроклиновых пегматитов, сопровождающихся россыпями с топазом, воробьевитом, аметистом, аквамарином, позволяют полагать, что здесь можно ожидать бериллоносные пегматиты с кондиционным ювелирным сырьем, имеющие много общих черт с известными в Борщовочном кряже, а также в Завитинском поле, например в Стрелкинском проявлении.

Прежде всего такие пегматиты следует ожидать в зонах экзо- и эндоконтакта гранитов в его северо-восточной части, в междуречье падей Бытэв и Халзан, а также в южной части массива, в верхнем течении пади Мангутской, в окрестностях с. Михайло-Павловск и в междуречье падей Мангутской и Верхний Бытэв. К северо-востоку от с. Михайло-Павловск могут быть россыпи ювелирного агата.

В *Борщовочном кряже* пегматитовые поля гранитов рассматриваются в рамках Западно-Борщовочного блока ***Аргунской зоны*** согласно представлениям составителей Геологической карты Читинской области масштаба 1 : 500 000 [Геологическое строение..., 1997]. На этой территории бериллоносные пегматиты официально известны с прошлого века, когда рудознатец А. Кривоносов в 1830 г. нашел первые аквамарины и топазы [Ферсман, 1962; Юргенсон, 1991б].

История открытия и отработки пегматитов Борщовочного кряжа в досоветский период рассмотрена в гл. 1.

Основные результаты изучения и добычи камня в XX в. В 1922 г. А.Е. Ферсман разработал первую формационно-генетическую классификацию пегматитов Борщовочного кряжа [Ферсман, 1940, 1962]. Им впервые было выделено пять типов пегматитов, из которых IV и V типы, относящиеся

соответственно к микроклин-мусковитовым с шерлом, бериллом и топазом и микроклин-альбит-лепидолитовым с цветным турмалином и литий-цезиевым бериллом, являются продуктивными на драгоценные камни. Из них IV тип выделен как перспективный на ювелирные берилл (аквамарин), топаз и горный хрусталь, а V тип — на цветной турмалин, воробьевит и горный хрусталь. Отличительная черта последнего — широкое развитие голубого клевеландита.

Интенсивное изучение пегматитов Борщовочного кряжа возобновляется в 1928 г. с целью оценки их на редкометалльное, а затем пьезооптическое сырье (А.Д. Лисовский, Ю.М. Шейнман, К.К. Матвеев). Потребность страны в пьезосырье резко возросла с развитием радиотехники, военной и оптической промышленности. Прежде всего это относилось к пьезокварцу и пьезотурмалину. Последний использовался в качестве датчика радиочастот на метровых диапазонах и давления в подводных системах. Плановое изучение пегматитов Забайкалья, включая Борщовочный кряж, проводилось с начала 1930-х годов (Л.М. Ракитин, 1932 г.; С.П. Ершов, 1933 г.; П.Я. Кулле, 1933 г.; Г.В. Меркулова, 1933, 1938 гг.) до конца 1950-х (Л.Н.Черник, 1956 г.; В.А. Сусликов, 1959 г.), а затем в начале 1970-х (Татаринов и др., 1970 г.; Яцко, 1973 г. и др.). Работы проводились прежде всего на объектах, известных с прошлого века (Савватеевское, Моховое, Кангинское, Гремячее, Золотая Гора, Киберевское, Пешковское, Лесковское и др.). Г.В. Меркулова и С.П. Ершов дали отрицательную оценку пегматитам Борщовочного кряжа на пьезокварц. Исключение составили лишь жилы Каменной Стрелки и им подобные. На пьезотурмалин были признаны перспективными пегматиты Кангинского и Савватеевского месторождений, а также Мохового и Гремячего. Эти работы проводились Всесоюзным трестом "Русские самоцветы".

В 1938 г. лабораторией академика А.В. Шубникова было выявлено, что наиболее высокими качествами как пьезосырье обладают зеленые турмалины, которые преимущественно развиты в жиле Главной Кангинского месторождения и на нижних горизонтах Савватеевского. Одновременно с изучением пегматиты и отрабатывались. Извлекались горный хрусталь, турмалин и ювелирные камни, но, по признанию Г.В. Меркуловой (1938 г.), на последние не обращалось должного внимания, так как основной задачей была добыча пьезосырья. Поэтому она справедливо считала, что ресурсы пегматитов Борщовочного кряжа на ювелирные бериллы, аквамарин, топаз, горный хрусталь далеко не исчерпаны. В 1946 г. Забайкальская партия треста "Союзспецразведка" под руководством А.И. Гинзбурга проводила ревизию на редкие земли пегматитов Кангинского и Завитинского (падь Сухая, падь Сиреневая), а также Буторихинского и Шивкинского полей (Савватеевское, Золотая Гора, Киберевское, Дорогой Утес, Тулун и др.). А.И. Гинзбург пришел к выводу о бесперспективности пегматитов на редкие земли и рекомендовал продолжить их оценку на ювелирные камни. На этих же участках в 1950—1955 гг. Завитинская ГРП провела работы на тантал, ниобий, бериллий и литий и дала отрицательную оценку.

В 1954—1955 гг. Л.Н. Черник (ЧГУ) изучала пегматиты Буторихинского, Шивкинского и Кангинского полей. Ею были установлены новые жилы в пределах Тулунского и Стрелкинского участков, Кангинского поля. Она дала отрицательную оценку на пьезокварц, пьезотурмалин и ювелирные

камни большинству пегматитовых тел за исключением установленной ею жилы № 2 Тулунского участка и проявления Стрелка-2. В целом Л.Н. Черник пришла к выводу о том, что рентабельной может быть одновременная добыча всего комплекса полезных компонентов. В 1958—1960 гг. пегматиты Борщовочного кряжа вновь стали объектом изучения, но теперь уже Забайкальской экспедиции 6-го Главного Управления МГ и ОН СССР. В.А. Сусликовым и Э.Н. Пушкиной обследованы пегматиты северо-западных его склонов на пьезокварц и сырье для спецплавки, но положительных результатов не получено. В это же время (1954—1961 гг.) проведены ГСР-200 в бассейнах рек Унда, Газимур, Борзя, Турга (Авдонцев, 1954 г.) и ГСР-50 в бассейне р. Унда (В.Д. Белоусов и Л.М. Алферьев). В рамках этих работ осуществлена ревизия пегматитовых тел на редкие элементы и их поиски в масштабе 1:25 000 с геохимическим опробованием в пределах Кур-Куринского пегматитового поля. Положительных результатов не получено.

В 1967—1970 гг. Читинский отряд Восточно-Сибирской ПРП треста "Цветные камни" в связи со снижением требований к качеству кристаллосырья приступил к систематическому изучению миароловых пегматитов Борщовочного кряжа (А.В. Татаринов и др., 1969—1971 гг.). В результате был переоценен ряд проявлений. К перспективным на рубеллит, верделит, пьезотурмалин, полихромный турмалин отнесены жилы № 1 и 2 пади Сухая, проявление Моховое, на аквамарин и топаз — проявление Жердовая, на берилл, топаз и рубеллит — жила № 1, Гора Ланцова. Получены новые данные по геологическому строению Борщовочного пегматитового пояса, уточнена классификация пегматитов, выделены перспективные площади и разработан комплекс критериев для выделения продуктивных зон.

Читинским геологическим управлением в 1973 г. проведены ревизионно-поисковые работы на цезий в пределах Кангинского поля (участок пади Сухой), которые сопровождались геохимическим опробованием на элементы-индикаторы лепидолитово-рубеллитового подтипа микроклиново-альбитовых пегматитов, перспективных на цезий, рубидий, цветной турмалин, топазы, бериллы. Все изученные объекты оценены на редкие щелочные металлы как перспективные или с неясными перспективами. Тем не менее оценка на цветные камни не была дана. Для территории Борщовочного кряжа в 50-х — 60-х годах XX в. были составлены кондиционные геологические карты масштаба 1:200 000 [Тулохонов, Шенфиль, 1962; Лавров, Сидоренко, 1964], но существенных изменений в представлениях о перспективах ее на цветные камни не произошло. В 1981—1986 гг. ПГО "Читагеология" проводило ГСР-50 на рассматриваемой территории. С.П. Шубкиным, Е.А. Беляковым и др. дан анализ состояния ее изученности на цветные камни и определены высокие перспективы. В 1992 г. ГГП "Читагеология" (А.В. Колосков, Ю.Н. Бугров) проводило ревизионные поисковые и поисково-оценочные работы на камнесамоцветное сырье в пределах Буторихинского (жилы № 1 участка Жердовая, участка Каменная Стрелка, Солонечная, Дормахинский Утес, Золотая Гора, Стрелка-1 и Стрелка-2, Широкая, Душная, Подберезовое, Тулун, Кулинда, Киберевские Копи, Киберева Гора), Кур-Куринского (Смородинная, Россыпистая), Шивкинского (Моховое, Гремячее, Савватеевское), Завитинского (Гора Боец, Земляные Ворота, Змеиная, Сиреневое), Кангинского (падь Сухая, жилы № 1, 2 и 5). К

числу перспективных пегматитовых полей отнесены жила № 1 участка Жердовая, Каменная Стрелка, Дормахинский Утес, Золотая Гора, Стрелка-1, Стрелка-3, Подберезовое, Тулун, Киберевские Копи, Киберева Гора, Смородинное, Россыпистая (рис. 7). К объектам с неясными перспективами отнесены Солонечная, Гора Боец, Сиреневое. А.В. Колосков в 1994 г. пришел к выводу, что изученность пегматитов удовлетворительная только для водораздельных частей Борщовочного кряжа, где значительная часть тел обнажена. Закрытые территории изучены недостаточно. Низкая результативность ГРР на камнесамоцветное сырье по А.В. Колоскову связана с подходом к нему как к попутному компоненту, низкими ценами на него и высокими требованиями к качеству. Действительно, цены на ювелирные камни в сырье в Советском Союзе были значительно ниже мировых.

Факторы размещения и критерии поисков и оценки миароловых пегматитов Борщовочного кряжа. Анализ данных А.Е. Ферсмана [1940], Е.Я. Киевленко и др. [1982], А.В. Татаринова [1975], В.Е. Загорского и И.С. Перетяжко [1992] показал, что в целом критерии поисков и оценки вероятной продуктивности на цветные камни пегматитов Борщовочного кряжа не отличаются от применяемых в других регионах мира. Геологические критерии включают магматические, литологические, структурно-тектонические и геодинамические факторы, контролирующие размещение пегматитовых полей и составляющих их пегматитовых тел и сообществ.

Магматические и литологические факторы проявляются в пространственной и генетической связи миароловых пегматитов с лейкократовыми и ультракислыми аляскитовыми гранитами, обогащенными щелочными металлами. С порфировидными гранитами, находясь в их центральных апикальных частях, связаны мусковитово-бериллово-топазовые пегматиты, в которых находится основная масса бериллового и топазового кристаллосырья.

Лепидолитово-рубеллитовые пегматиты локализованы в зонах эндо-экзоконтактов этих гранитов, а мусковитово-верделитовые находятся на значительном удалении от них, в толще амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев и связаны с не вскрытыми эрозией самостоятельными телами (или куполами) гранитов.

В распределении рассматриваемых подтипов пегматитов существует латеральная и вертикальная зональность, сводящаяся к нижеследующему: а) мусковитово-бериллово-топазовые миароловые пегматиты (равно как и камерные, обогащенные горным хрусталем) находятся непосредственно в гранитах и относятся к типично внутрииинтрузивным (внутригранитным); б) лепидолитово-верделитово-рубеллитовые находятся в зоне перехода от гранитов к вмещающей их гнейсово-сланцевой толще и потому обогащены биотитом; в) типичные мусковитово-верделитовые с бериллом (но без топаза) находятся исключительно во вмещающих породах.

Указанная зональность хорошо видна на рис. 7, где внутри гранитные хрусталеносные микроклиновые пегматиты Буторихинского и Шивкинского полей занимают внутреннюю зону (*a*), мусковитово-бериллово-топазовые пегматиты развиты по ее периферии (*b*), а лепидолитово-верделитово-рубеллитовые и мусковитово-верделитовые, образующиеся в породах кровли, находятся во внешней зоне (*c*). Аналогичная закономерность характерна и для Кангинского и Завитинского пегматитовых полей.

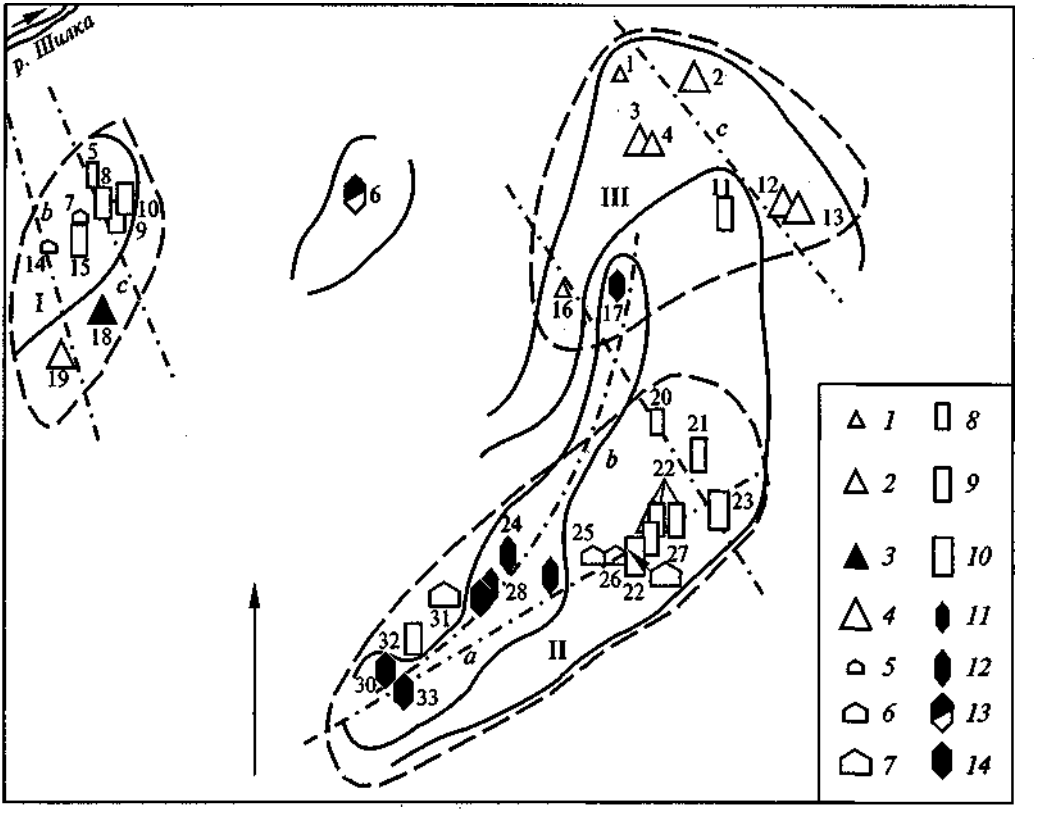


Рис. 7. Схема размещения объектов с драгоценными камнями в юго-западной части Борщовочного кряжа.

Цифрами на схеме обозначены: 1 — Савватеево; 2 — Гремячее; 3 — Савватеевское; 4 — Нижнеургучанское; 5 — Утесовый; 6 — Апрелковское; 7 — Змеиная; 8 — Северный; 9 — Скалистый; 10 — Блоковый; 11 — Большая Кочковатая; 12 — Моховое; 13 — Моховая Стрелка; 14 — Земляные Ворота; 15 — Гора Боец; 16 — Пешковское (Правопешковский прииск); 17 — Большая Ягодная; 18 — Сиреневый; 19 — Кангинское; 20 — Жердовая; 21 — Солонечное; 22 — Обусинская Гора (Киберевские Копи); 23 — Каменная Стрелка; 24 — Пешковское; 25 — Спира; 26 — Корыто; 27 — Попова Грива; 28 — Стрелка; 29 — Кулинда; 30 — Широкая; 31 — Золотая Гора; 32 — Тулун; 33 — Душная.

Пегматиты: *1—4* — с турмалином: *1, 2, 4* — миароловые гранитные (*1* — проявление, *2* — минералогическая находка, *4* — месторождение), *3* — бесполостные редкометалльные; *5—7* — с топазом формации миароловых гранитных пегматитов (*5* — минералогическая находка, *6* — проявление, *7* — отрабатывавшееся месторождение); *8—10* — с бериллом формации миароловых гранитных пегматитов (*8* — минералогическая находка, *9* — отрабатывавшееся проявление, *10* — отрабатывавшееся месторождение); *11—14* — с горным хрусталем: *11—13* — формации гранитных пегматитов, *14* — малосульфидной золотокварцевой формации (*11* — минералогическая находка, *12* — отрабатывавшееся проявление, *13* — отрабатывавшееся месторождение).

I—III — пегматитовые поля: I — Кангинское, II — Буторихинское, III — Шивкинское.

Штриховой линией обозначены условные границы пегматитовых полей; сплошной — границы зон развития хрусталеносных с бериллом и топазом (*a*), мусковитово-бериллово-топазовых (*b*) и лепидолитово-рубеллитовых и мусковитово-верделитовых (*c*) пегматитов; штрихпунктирной — направления зон разуплотнения и миграции остаточных расплавов.

Структурно-тектонический фактор сводится к влиянию прототектоники пород субстрата на процессы магматической активизации, обусловливающие как формирование самих магматических тел, так и вероятность сохранения остаточных расплавов и их локализацию в пределах гранитных массивов или перемещение в породы кровли, которое контролируется зонами растяжения. К внутригранитным пегматитам относятся кварцево-полевошпатовые, мусковитово-берилловые, мусковитово-бериллово-топазовые. К ним же А.В. Татаринов [1975] относит и биотитово-шерловые и лепидолитово-рубеллитовые (без сподумена). Отнесение к внутригранитным двух последних разновидностей условно, так как они находятся чаще всего на переходах, в зонах взаимодействия гранитов и вмещающих их гнейсово-сланцевых толщ. К внегранитным относятся мусковитово-верделитовые и лепидолитово-рубеллитовые, содержащие сподумен, нередко (Канакан, Гурсалак в Афганистане, Полиминеральная в Завитинском поле) представленный кунцитовой или гидденитовой разновидностями. Пространственная зональность пегматитовых поясов и полей заключается в том, что в осевой более эродированной части Борщовочного плутона (М.Г. Кычаков, 1993 г.), особенно юго-западной и юго-восточной, где находится Буторихинское пегматитовое поле, локализованы пегматиты, перспективные на ювелирные и поделочные разновидности горного хрусталя. Пегматиты с ювелирным турмалином развиты преимущественно в надынтрузивной зоне и в краевых частях плутона в эндоконтактовых зонах массивов порфировидных гранитов.

Структурно-тектонический фактор выражается и в том, что большинство пегматитовых месторождений турмалина, берилла, топаза приурочено к поперечным тектоническим нарушениям [Татаринов, 1975]. Кроме того, группировка пегматитовых тел обнаруживает тенденцию к образованию линейных зон, связанных, вероятно, со структурами разуплотнения, определявшими преимущественное направление движений остаточных расплавов (см. рис. 7). Указанные выше факторы размещения пегматитов с драгоценными камнями используются и в качестве прогнозно-оценочных критериев территории на камнесамоцветное сырье, связанное с миаролоносными пегматитами. К числу прямых поисковых критериев относятся геохимические ореолы с повышенными концентрациями бериллия, фтора, цезия, рубидия, олова, тантала, а также аномалии ^{40}K, урана и тория. Важным оценочным критерием продуктивности пегматитов являются их дифференцированность, наличие полостей, раздувов, апофиз, смена трех—четырех типов структур в одном теле. Важнейший морфологический признак продуктивности, особенно лепидолитово-рубеллитовых пегматитов, — субизометричное сечение в раздувах, что указывает на возможность развития трубообразных полостей.

В пределах Борщовочного хребта основная масса пегматитовых тел связана с гранитами крупной северо-восточного простирания Борщовочной интрузии, в состав которой входят условно выделяемые (с юго-запада на северо-восток) Буторихинский, Шивкинский, Дунаевский и Кур-Куринский массивы с одноименными пегматитовыми полями. Два первых находятся на территории листа M-50-III, и с ними связаны главные, наиболее продуктивные группы пегматитовых жил. Остальные находятся на листах M-50-IV и N-50-XXXIV, частью N-50-XXXIII. Форма массивов куполовидная. Они окружены мигматизированными сланцами и гнейсами. Краевые

части массивов сложены преимущественно биотитовыми и аляскитовыми гранитами, а центральные — порфировидными аляскитовыми, лейкократовыми и в меньшей мере биотитовыми. Характерна пестрота окраски и состава. В краевых и приконтактовых частях широко развиты граниты, обогащенные биотитом (до 20 %) и плагиоклазом № 38 [Лавров, Сидоренко, 1964]. Кварц ксеноморфен. Особенность гранитов — чрезвычайная неравномерность распределения вкрапленников микроклина (от 5 до 30 % объема породы). Величина от 0,5 × 1,0 до 4 × 8 см. В северо-восточной части Борщовочной интрузии более распространены меланократовые разности, что связано с обилием различного состава и размеров ксенолитов вмещающих пород, а в юго-западной части, где ксенолитов значительно меньше и размеры их также уменьшаются, граниты относительно однообразны и имеют лейкократовый облик. Как полагают М.М. Лавров и Л.П. Сидоренко [1964], это связано с большей эродированностью юго-западной части интрузии. Характерно также, что с приводораздельной зоной именно этой части интрузии связаны наиболее продуктивные пегматиты Буторихинского поля. Тем не менее главная масса миароловых пегматитов обнаружена в апикальных частях гранитов, там, где присутствуют небольшие ксенолиты сланцев, гнейсов, амфиболитов и мраморов.

На территории Борщовочного кряжа, площадь которого составляет примерно 4000 км^2 (160 × 25 км), насчитывается более 2000 сравнительно крупных по размерам пегматитовых тел, залегающих среди пород разного возраста и происхождения. Из этого количества примерно в 5 % тел установлены миароловые пустоты и друзовая минерализация. Они объединяются в два пегматитовых пояса — Борщовочный и Ингодинско-Шилкинский. В Борщовочном традиционно выделяют Буторихинское, Шивкинское, Кур-Кургинское и Дунаевское пегматитовые поля.

Буторихинское поле занимает площадь между падями Рассошиха, Загдача, Урульга, Левое Пешково и Мельничная. Здесь находятся преимущественно крутопадающие жилы СВ простирания с относительно большим эрозионным срезом.

Шивкинское поле ограничено р. Шилкой, Борщовочным разломом, падями Кулинда и Левое Пешково. В этом поле пегматитовые тела преимущественно развиты в экзо- и эндоконтактовых зонах Шивкинского гранитного массива. Пегматиты Кур-Куринского поля, занимающего северо-восточный фланг пояса, концентрируются в провисах пород кровли Борщовочного плутона. Дунаевское поле занимает южную часть северо-восточного фланга и тяготеет к верхне- и надынтрузивным частям Борщовочного плутона.

В Ингодино-Шилкинском поясе исследователи выделяют Завитинское и Кангинское пегматитовые поля.

Параметры известных пегматитовых жил. Большинство пегматитовых жил Борщовочного кряжа прослежено по простиранию от 20 до 150 м. Лишь около 30 % известных жил прослежены на 200 м и более. При этом максимальная длина (300 м) определена для одной из жил пади Семеновой (или участка Стрелка). Мощность жил 0,5—10 м (в среднем 0,9—4,0 м).

В пределах Буторихинского поля мусковитово-бериллово-топазовых пегматитов, включающего участки Золотая Гора, Киберевские Копи, Тулун,

Кулинда, Пешковское и др., известны 54 жилы, но лишь для части из них имеются данные по морфологическим параметрам самих жил и их продуктивным зонам. Длина продуктивных зон этих жил варьирует от 11 до 90 м (в среднем 47 м). Мощность продуктивной части в них изменяется от 0,27 до 2,2 м (в среднем 1,2 м).

В *Буторихинском поле*, среди миароловых пегматитов, продуктивных на цветные камни (берилл, топаз, турмалин, дымчатый горный хрусталь, графический пегматит, коллекционный материал), по преобладающим друзовым парагенезисам А.В. Татариновым выделено шесть типов. Название каждого типа не только отражает минеральные особенности пегматитовых тел, но и характеризует промышленную специализацию пегматитов на тот или иной вид кристаллосырья. В группе бериллоносных миароловых пегматитов выделяются: 1) микроклиново-мусковитово-берилловые, 2) микроклиново-мусковитово-бериллово-топазовые, 3) микроклиново-альбитово-бериллово-топазовые.

Именно микроклиново-альбитовые миароловые разности берилловых и бериллово-топазовых пегматитов наиболее продуктивны на берилл и топаз. Микроклиново-альбитовые разности могут быть с лепидолитом и без него. Как правило, лепидолитсодержащие пегматиты продуктивны также и на воробьевит. Здесь же встречаются рубеллит и полихромный турмалин. В этих случаях развитие топаза ограничено, и содержание его в лепидолитовых парагенезисах ничтожно. Среди микроклиново-альбитовых бериллсодержащих миароловых пегматитов выделяются мусковитово-верделитовые.

Типичными представителями микроклиново-мусковитово-берилловых пегматитов являются пегматиты Буторихинского поля, так называемые Семеновские копи. К ним относятся пегматиты пади Тулун, Золотая Гора, Широкая, Кулинда, Душная и др. (см. рис. 7).

На *месторождении Тулун* промышленное значение имели две пегматитовые жилы, мощность их 0,1—1,5 м, в раздувах 3—5 м, протяженность достигает 36 м. Зональность выражается в развитии трех зон: аплитовидного гранита, графического пегматита и блоковой зоны, в которой находились морион, берилл, шерл, топаз. Из миарол жилы № 25 выбрано около 100 кг морионов и 14 кг полупрозрачных светло-зеленых аквамаринов. Месторождение не считается отработанным, так как разведка с попутной добычей проводилась только поверхностными горными выработками без бурения. О.И. Широким при посещении месторождения в одном из шурфов найден коричневый кристалл раухтопаза до 15 см по оси *c*, фотография которого представлена в работе [Юргенсон, 1991б].

Месторождение Золотая Гора охватывает десять жил миароловых микроклиновых кварцево-бериллово-топазовых пегматитов, находящихся в порфировидных биотитовых гранитах. Мощность жил 0,4—1,0 до 2—3 м, протяженность до 13 м. Жилы зональные, миаролы с кристаллами мориона, берилла, в том числе аквамарина, топаза находятся в блоковой зоне, являющейся продуктивной. Часть кристаллов сохранилась на стенках миарол. Основная масса отделившихся от стенок кристаллов находится в железистой глинке. В одной из жил добыто 5 т кристаллосырья.

К жилам Золотой Горы периодически возвращались на протяжении полутора столетий: в 1853 г. в одной из миарол найдены прекрасные, идеально прозрачные топазы [Лавров, Сидоренко, 1964], в 1958 г. закончена

отработка жил карьерами глубиной не более 8 м. В 1961 г. работы на пьезосырье завершила Западно-Борщовочная партия под руководством В.А. Сусликова. Однозначного вывода по полной выработанности жил нет, так как нет оценки их на глубину. Она возможна только бурением.

Пегматитовые жилы *проявления Стрелка* (*падь Семенова*) являются близким аналогом Золотой Горы, но масштабы его меньше. Во время посещения пегматитов пади Семеновой автором в стенках выработок найдены щетки кристаллов мориона, вырастающих непосредственно из ихтиоглиптов дымчатого кварца и мориона графической зоны. Кристаллы до 1,0—2,0 см по оси *c* и до 0,6—1,2 см по оси *a*. В щелях в письменном граните найден "обсосанный" кристалл аквамарина до 3 см в длину и 1,2 см в поперечнике. В нем по поперечным трещинам выделяются три ограночные зоны. Одна из них 1,2 × 1,1 × 1,3 см. Найдены были также обломки бесцветного топаза чистой воды и мориона. Известно, что в миаролах этих жил находили густо-желтые топазы.

К этой же группе пегматитовых жил относится *проявление Кулинда*. Оно представлено 22 телами пегматитов и тремя кварцевыми жилами. Мощность пегматитовых жил 0,15—1,0 м. В графической зоне в щеле- и линзовидных полостях встречаются кристаллы микроклина, шерла, берилла, топаза, горного хрусталя и мориона. Минералы группы кварца преобладают. Пегматиты изучались и эксплуатировались П.А. Кулле в 1933 г. на пьезокварц (ЦНИГРИ) и Г.В. Меркуловой в 1934 г. Большинство исследователей оценивает объект на ювелирный берилл и топаз как бесперспективный. Если пегматиты Кулинды и Стрелки (падь Семенова) сопоставить, то у них много общих черт. Оба объекта отработаны только с поверхности. Поэтому возможность находок ювелирного берилла и топаза не исключена при изучении жил на глубину.

К рассматриваемой группе пегматитов пространственно и по минералогенетическим признакам тяготеют пегматиты *пади Широкая*. Они локализованы в гранитах, зональны (зоны аплитовая, графическая, блоковая с миаролами), мощность жил 2—3 м. Миаролы с морионом, микроклином, реже бериллом и топазом, находятся в блоковой кварцево-полевошпатовой зоне либо образуют осевую часть жилы.

К этой же группе относятся и пегматиты *на горе Душной*, в правом борту пади Семеновой, где среди порфировидных биотитовых гранитов находятся около 40 микроклиновых миароловых пегматитовых тел, которым присущи признаки как мусковитово-берилловых, так и биотитово-шерловых. Мощность жил от 0,5—1,0 до 3—5 м в раздувах, протяженность 30—40 м. Жилы симметрично-зональные, в некоторых сформировано и кварцевое ядро. К кварцевым ядрам приурочены полости величиной 1,5 × 1,5 × 2,0 и 6,0 × 0,5 × 2,0 м, выполненные кристаллами мориона, берилла, шерла. Берилл голубовато-зеленый, зеленовато-голубой. Морион — кристаллы 4—10 см по оси *a* до 10—55 см по оси *c*. Общая масса добытого кристаллосырья 1300 кг. Объект, безусловно, перспективен; необходимы поиски наиболее продуктивных тел, попутная комплексная отработка на берилл, морион, графический пегматит и коллекционные друзы.

В Буторихинском поле, как видно из изложенного, развиты преимущественно кварцево-полевошпатовые пегматиты подформации микроклиновых миароловых пегматитов.

В какой-то мере особняком генетически и пространственно находится *Пешковское месторождение.* Оно характеризуется развитием мусковита, альбита и лепидолита и может быть отнесено к лепидолитово-рубеллитовому и отчасти к биотитово-шерловому виду. Гипсометрически месторождение располагается выше типичных кварцево-микроклиновых пегматитов пади Семеновой (Стрелка), поэтому, вероятно, здесь интенсивнее проявлены процессы альбитизации и развит лепидолит. На небольшом участке (1—2 км^2) в порфировидных биотитовых гранитах известно множество пегматитовых жил и тел, которые не всегда имеют резкие контакты с гранитами, содержащими иногда миароловые пустоты. В отвалах старательских работ присутствует светлый золотистый кварц. По архивным данным, добывались полихромные турмалины, воробьевит, топаз, гранат. Отнесение этой добычи к 1931 г. М.М. Лавровым и Л.П. Сидоренко, вероятно, ошибочно; скорее всего, это было в 1851 г.

К востоку от рассмотренной группы пегматитовых месторождений находятся пегматиты, исторически получившие название *Киберевских копей* в связи с тем, что часть продуктивных на аквамарин и топаз, отчасти и на цветной турмалин и ювелирный кварц жил, находится в верховьях пади Киберевой. Эта группа объединяет участки Киберева Гора, Стрелка, Сухолесная Гора, Дорогой Утес, Гора Солонечная и др.

Пегматитовые тела мусковитово-бериллово-топазового типа залегают в порфировидных гранитах, нередко вблизи контакта борщовочных гранитов с метаморфическими породами. Мощность жил 1,8—4,0 м. Вскрытая протяженность от первых десятков до первых сотен метров. Самая крупная из жил имеет в длину до 230 м при мощности в раздувах до 20 м. В большей части жил вскрыта графическая зона, содержащая обособления крупноблокового пегматита, в которых, либо тяготея к которым, находятся занорыши с кристаллами микроклин-пертита, альбитизированного микроклина, дымчатого кварца, берилла, топаза, иногда клевеландита, изредка турмалина, лепидолита. В участках альбитизации, если она проявлена, альбит иногда ассоциирует с лепидолитом. В отдельных жилах встречаются субсферические обособления лепидолита, содержащие включения светло-коричневых до желтого кристаллов спессартина.

Берилл преимущественно представлен светло-зеленой разностью либо голубовато-зеленым и зеленовато-голубым аквамарином. Окраска топазов густая винно-желтая, желтая, бледно-желтая и золотистая [Киевленко и др., 1982]. Здесь же были добыты и кристаллы розового турмалина. В 1984 г. автором в отвалах старых работ найден кристалл густо-зеленого турмалина и бледно-голубого топаза 2 см длиною. Из жил в Дорогом Утесе и Киберевой Горе добыты кристаллы топаза массой до 14 кг. Именно эти месторождения дали самые крупные исторические камни, которые в середине прошлого века привлекли внимание к Борщовочному кряжу.

Рассмотрим некоторые конкретные объекты, относящиеся к Киберевским копям.

Месторождение Киберева Гора относится к формационному виду, переходному от типичных мусковитово-бериллово-топазовых пегматитов к миароловым микроклиновым с клевеландитом и лепидолитом (см. табл. 2). Здесь три субпараллельные пегматитовые жилы линзовидной формы мощностью 1,8—4,0 м и протяженностью от десятков до первых сотен метров залегают

в порфировидных биотитовых гранитах вблизи контакта с гнейсами. Жилы симметрично-зональны. Наиболее проявлена блоковая зона, содержащая альбитово-клевеландитово-лепидолитовый комплекс, к которому в основном приурочены миароловые полости с друзовым комплексом. Щелевидные и эллипсоидальные полости достигали 1 м и более по длинной оси. В двух местах в 1930-х годах вскрыты новые щелевидные полости шириной 0,2—0,4 м, в которых найдены друзы и обломки кристаллов микроклина, мориона, топаза, берилла, розового турмалина и очень редко аметиста. В друзовых полостях встречаются также спессартин с оторочками лепидолита, циннвальдита и типичный "барботов глаз" до 1 см в диаметре. Лепидолит отмечается в виде крупных фиолетовых пластин, представляющих собою прекрасный коллекционный материал, и в мелкочешуйчатых агрегатах сиреневого цвета. Здесь встречаются коллекционные образцы, сложенные полуцилиндрами расщепленных кристаллов микроклина второй генерации, выполняющих роль субстрата, с рядами короткостолбчатых прозрачных кристаллов ростерита (2—3 мм по оси *a* и до 4 мм по оси *c*), фиксирующих, согласно принципу Кюри, единую симметрию кристаллического поля минералообразующей среды, гребнями желтоватого клевеландита и однообразно ориентированными в пространстве псевдогексагональными табличками бледно-зеленовато-желтого жильбертита. По данным архивов, А.Е. Ферсмана [1962], Е.Я. Киевленко и др. [1982], В.М. Смертенко [Методические указания..., вып. 7, 1975], топазы отличались желтой окраской, а среди бериллов преобладали небольшие кристаллы аквамарина, а также бледно- и желто-зеленый берилл. На Киберевой Горе нами в 1985 г. найдены также бледно-голубые топазы и густо-зеленые турмалины. В XIX в. были добыты крупные кристаллы топазов массой около 12 кг (фото 1, *а*, *б*).

На Киберевой Горе наиболее крупные миароловые пустоты — щели — старателями отработаны на глубину не более 5 м. Осмотр стенок старых выработок показал, что продуктивная зона предполагается на глубину, горно-геологические условия позволяют углубить старые выработки карьером. Следует провести поисковое бурение для оценки глубоких горизонтов Киберевских жил № 136, 137 и других на наличие продуктивных зон до глубин 20—70 м и на основе полученных данных принять решение о направлении и виде ГРР. Возможность продолжения продуктивных зон на глубину предполагал также и А.В. Татаринов в 1980 г.

Пегматитовая *жила Каменная Стрелка* находится в порфировидных биотитовых гранитах, имеет четковидную форму, состоит из двух раздувов, соединенных проводниками. Мощность раздувов до 18 м (в среднем 3—4 м), проводников от 5—6 до 20—30 см. Прослеженная длина жилы 90 м. Раздувы зональны. В них фиксированы аплитовидная, графическая и пегматоидная, частью блоковая зоны. К этой осевой зоне приурочена большая часть занорышей с кристаллами микроклина, дымчатого кварца, спессартина, аквамарина, шерла, полихромного турмалина, топаза, лепидолита, клевеландита. Полихромный турмалин ассоциирует с клевеландитом и мелколистоватым лепидолитом. А.В. Татариновым выделяются несколько генераций берилла, развитого в различных частях раздувов. К зоне мелко-среднеграфического микроклинового, участками альбитизированного пегматита мощностью 0,5 м приурочен бледно-зеленый и бесцветный берилл с гранатом, монацитом,

лепидолитом; в зоне крупнографического микроклинового, участками альбитизированного пегматита берилл широко распространен в агрегатах и в сравнительно крупных светло-зеленых и бесцветных кристаллах, достигающих 5—6 см в поперечнике. Зона среднезернистого клевеландита мощностью 0,5—0,8 м обильно насыщена шерлом, бериллом, гранатом и монацитом. Здесь клевеландит выполняет межзерновые пространства. В пегматоидной зоне, иногда переходящей в блоковую, развит аквамарин. В.М. Смертенко в 1972 г. отметил, что в центральных частях раздувов интенсивно проявлен поздний существенно клевеландитовый комплекс, пространственно совпадающий с распределением занорышей с кристаллами микроклина, аквамарина, бесцветного и слабо-голубого топаза, шерла, полихромного турмалина, клевеландита, мелколистоватого лепидолита, литиевых гидрослюд. По заключению В.М. Смертенко, жила выработана. По А.В. Татаринову и нашему заключению, обосновывающемуся результатами изучения жил в 1982—1985 гг., необходимы поиски подобных раздувов на глубине и на флангах с применением буровых работ.

В пределах Буторихинского поля находится группа из трех жил под общим названием *Жердовая*. Пегматиты относятся к внутригранитным миароловым микроклиновым с клевеландитом и лепидолитом, мусковитом, бериллом и топазом. Жилы имеют мощность около 1 м, содержат в графической зоне бесцветный и светло-зеленый берилл и шерл длиной до 2 см. В зоне крупнографического, участками пегматоидного пегматита развита альбитизация. В ней находятся миаролы с дымчатым кварцем, лепидолитом, турмалином. Жилы изучались на пьезотурмалин и цветные камни в 1933 г. Л.А. Кулле, в 1935 г. Г.В. Меркуловой, в 1970 г. А.В. Татариновым и др. Последний считает участок перспективным и рекомендует поисково-оценочные работы с бурением скважин.

Следует отметить, что все исследователи, начиная от А.Е. Ферсмана [1962], считают Киберевские и прилегающие к ним пегматиты (Дорогой Утес, Солонечное, Киберева Гора, Каменная Стрелка, Сухолесная Гора с ее окрестностями, Обусинская Гора и др.), безусловно, невыработанными, плохо и бессистемно изученными, особенно на глубинах, из-за отсутствия необходимых средств и отсюда невозможности проследить строение хотя бы одной жилы до выклинивания. Поэтому следует провести систематическое опоискование с освещением нижних миаролоносных частей жил и отработкой как на ювелирное, так и коллекционное и поделочное сырье.

В пределах *Шивкинского поля* к рассматриваемым типам пегматитовых жил относится несколько проявлений.

Нижнешивкинское проявление представлено пегматитовыми жилами мощностью 1,5—2,5 м. В миаролах содержатся кристаллы аквамарина, граната, дымчатого кварца. В отвале в 1970 г. А.В. Татариновым найден водяно-прозрачный берилл с зеленоватым оттенком (0,9 см по оси *c*) и более мелкие светло-желтые кристаллы. Перспективен на берилл и топаз, возможно, полихромный турмалин.

В верховье пади Шивки (правый водораздел пади Большая Черемуховая) находится *Черемуховое проявление*, представленное двумя пегматитовыми жилами. Одна из них, мощностью 0,5—4,0 м, прослежена по простиранию на 50 м на водоразделе Большие Шивки — Большая Черемуховая.

Жила зональна. Выделяются зоны графическая, пегматоидная с невыраженным переходом в блоковую, с четковидными кварцевыми обособлениями (ядрами), в которых находятся гнезда и миаролы с дымчатым кварцем, топазом, бериллом зеленых тонов до 4 см в длину. В зоне, переходной к письменному граниту, много кристаллов шерла. Вторая пегматоидная жила, находящаяся на правом берегу безымянной пади выше устья Малой Куренной на высоте 831 м, имеет в раздувах мощность до 3—4 м. В отвалах старых канав и карьеров встречаются обломки пегматита с кристаллами шерла, в отвале также на полевом шпате отмечены отпечатки кристаллов берилла и топаза до 4 см в длину и 2 см в поперечнике. По данным М.М. Лаврова и А.П. Сидоренко [1964], пегматиты пади Шивки сопоставимы с пегматитами Каменной Стрелки.

Пегматиты Савватеевского, Гремячинского, Мохового и других турмалиноносных объектов Шивкинского поля уже рассмотрены. Лесковское пегматитовое поле и другие поля пегматитов, связанные с борщовочными гранитами (в правобережье р. Унды, за исключением двух находок по р. Жидке и двух в районе с. Лукино), рассмотрены в связи с турмалиноносностью находящихся там пегматитов.

Упоминавшиеся выше пегматиты по р. Жидке относятся к мусковитово-бериллово-топазовому типу. Судя по скудным данным об их строении (зональны) и минеральном составе (микроклин, кварц, берилл; для пегматитов участка р. Жидка известно, что берилл имел грязно- и желтовато-зеленую окраску), объекты должны подвергнуться ревизии, прежде чем признать их бесперспективными. При оценке Жидкинского пегматитового поля, расположенного на водоразделе падей Максимовка и Коренная, следует иметь в виду, что в жиле присутствует до 0,01 % лития, который может быть связан с лепидолитом, а в пегматитах Нижнекоренного (Смородинного) и Слюдянского проявлений известны верделиты и полихромные турмалины.

В районе пос. Лукино в 6,5 км к северо-востоку (на водоразделе падей Вьюшково и Балахня) известны пегматиты с касситеритом [Гунбин, Чербянов, 1968]. Мощность жил 0,75—0,9 м, залегают в мелко-среднезернистых биотитовых гранитах пермотриасового (?) возраста. О содержании берилла нет данных, но судя по наличию берилла в пегматитах Лукинского (Куниканского) проявления, он тут может быть.

Лукинское проявление, детально описанное А.В. Татариновым, находится в зоне юго-восточного края борщовочных гранитов, располагается в мощной дайке гранит-аплитов и имеет линзовидную форму с сечением 15 × 120 м. Оно, согласно данных этого автора, представлено крупным шлиром кварцево-полевошпатового состава с мелкой вкрапленностью альмандина и порфировых обособлений шерла до 5 × 10 мм. В пределах шлира косо по отношению к его простиранию находится серия субпараллельных линзовидных обособлений — микроклиновых пегматитов, связанных с кварцево-полевошпатовым субстратом постепенными переходами. Мощность линз 0,1—3,0 м. Они зональны. От периферии к центру линз в них сменяются зоны среднеграфические, слабо альбитизированные крупнографические, мелкопегматоидные. На границах зон находятся гнездовые агрегаты кварцево-микроклинового комплекса, состоящие из микроклина, кварца, альбита, биотита, граната, шерла, редко берилла. На границе крупнографической и

пегматоидной зон располагаются полости щелевидной либо субизометричной формы, содержащие дымчатый кварц (5,0 × 1,5 см), шерл (до 1 см в поперечнике), микроклин, берилл; берилл бесцветный, полупрозрачный, 0,5 см по оси *a* и 1,5 см по оси *c*.

К *Кур-Куринскому пегматитовому полю* относятся миароловые (занорышевые) микроклиновые пегматиты, представленные мусковитово-бериллово-топазовыми (Кур-Куринский Утес, или Кур-Куринское; Смородинное; водораздел падей Россыпистая и Кур-Кура; Кокертайское) и миароловыми с лепидолитом и клевеландитом (Россыпистая падь, Слюдянское).

Наибольший интерес среди пегматитов мусковитово-бериллово-топазового минерального типа представляют жилы в пади Смородинная и Кур-Куринский Утес. Проявление в пади Смородинной известно с XIX в., но профессионально изучалось А.В. Татариновым в 1969—1971 гг. Оно представлено двумя жилами (№ 140 и 140а) мощностью от 0,5 до 2,5 м и протяженностью до 50 м. Обе жилы разведывались карьерами, которые позволили изучить зональность жил и вскрыть ряд минерализованных полостей. Жила № 140 имеет зональное строение (от контакта к осевой части): графическая, участками неравномерно-зернистой гранитной структуры, с шерлом, гранатом и апатитом (0,2—0,3 м); пегматоидная; мелкоблоковая, состоящая из кварца, микроклина, шерла, мусковита, берилла, очень редко зеленого турмалина. В этой зоне развиты участки мелкозернистого и сахаровидного альбита. Миаролы связаны с пегматоидной и мелкоблоковой зонами; они достигают 30—40 см в поперечнике, содержат щетки дымчатого кварца, клевелендита; в песчано-глинистой массе — кристаллы бесцветного и с желтоватым оттенком топаза до 2 см в поперечнике, единичные игольчатые кристаллы верделита до 2 см по оси *c* и обломки кристаллов шерла. В жиле № 140а в полостях сечением до 60 × 40 см, кроме мориона до 5 см по оси *a* и щеток клевеландита, присутствовали кристаллы бесцветного с желтоватым оттенком топаза (0,7—1,5 см), игольчатые кристаллы верделита и светло-зеленые кристаллы берилла до 1 см по оси *c*. Кондиционного ограночного сырья, по А.В. Татаринову и др. (1971 г.), не обнаружено, но учитывая очень незначительный объем горных работ, не следует считать описанные пегматиты бесперспективными на берилл и топаз.

Сведения о *Кур-Куринском Утесе* имеются у А.Э. Гедройца (1897 г.), А.Е. Ферсмана [1962]. Ревизован он Б.Н. Владимировым (в 1931 г.) и Г.П. Савельевым (в 1935 г.), описывается В.Ю. Шенфилем и И.Д. Чацкисом [1970], В.И. Жильцовой и др. (1967 г.), А.В. Татариновым и др. (1971 г.) и др. Проявление представляет собой скальный выход лейкократовых гранитов с пегматитовой хорошо дифференцированной жилой мощностью до 4 м. В блоковой зоне наблюдаются полости, содержащие шерл, гранат, берилл (желтовато-зеленый, непрозрачный), кристаллы кварца (5—6 см по оси *a* и до 15 см по оси *c*). Перспективы не ясны, так как результаты старинных старательских работ неизвестны, а новых горных работ не проводилось.

Подобные же мусковитово-бериллово-топазового типа пегматиты с бледно-зеленым аквамарином и зеленым турмалином имеются в окрестностях станицы Кокертай.

К числу миароловых микроклиновых пегматитов с клевеландитом и лепидолитом относится *Слюдянское проявление*, которое В.Ю. Шенфилем и

И.Д. Чацкисом [1970] квалифицируется как месторождение, потому что здесь в прошлом велась старательская добыча кондиционного ограночного топаза и коллекционных штуфов, прекращенная из-за малого содержания топаза. Крутопадающая зональная пегматитовая жила мощностью 1—1,5 м залегает в гнейсовидных лейкократовых гранитах. Берилл, топаз, лепидолит, клевеландит, пьезооптический морион, полихромный турмалин развиты в полостях, преимущественно образованных в крупнокристаллической блоковой зоне. Берилл встречается в светло-зеленых непрозрачных и полупрозрачных кристаллах, топаз — в кристаллах величиной 0,5—3,0 см, бесцветных и прозрачных. Судя по случайной штуфной пробе [Шенфиль, Чацкис, 1970], содержание берилла составляет 1,6 %; присутствуют танталониобаты. Объект, безусловно, относится к перспективным на ограночное и коллекционное сырье.

Определенный интерес для специального обследования на шпинель, корунд и другие скарновые минералы, по аналогии с Ланцовской копью, представляют микроклиново-мусковитово-берилловые пегматитовые жилы, находящиеся на *водоразделе падей Россыпистой и Кур-Куры* в контакте биотитовых гнейсов и известняков. Жилы содержат берилл, шерл, гранат, касситерит в кварцево-полевошпатовых пегматитах, частью с альбитово-мусковитовым комплексом. Е.П. Шпанов, изучавший их, рекомендовал организацию разведки [Шенфиль, Чацкис, 1970]. Здесь находятся два проявления. Одно (*Северное*) представляет собой миароловый (?) микроклиново-альбитовый пегматит с интенсивно развитым альбитовым (клевеландитовым?) комплексом с бериллом, танталит-колумбитом, шерлом и гранатом (возможно, переход к бесполостным пегматитам). Мощность жилы 1 м, прослеженная длина 10 м. Содержание BeO составляет 0,285 % (2,85 %, или 28,5 кг/т берилла), Ta_2O_5 — 0,033 % и оксида лития — 0,05 %. Наличие касситерита с одновременным высоким содержанием альбита, малая протяженность жилы могут свидетельствовать о том, что вскрыта лишь ее верхняя часть.

Вторая жила (Южная), находящаяся примерно в 500—800 м выше первой вверх по пади Россыпистой (мощность до 3 м) и прослеженная на 80 м, содержит те же минералы, но в ней мало альбита и касситерита, ниже содержание бериллия (до 0,26 % BeO), лития, ниобия. Сведений о тантале не приводится. О наличии миарол указаний также нет. Вероятно, уровень среза южной жилы больше. Такое суждение основано на относительном увеличении доли ниобия в связи с концентрациями тантала ниже чувствительности анализа, уменьшении доли альбита и касситерита, как правило, интенсивнее развитых в верхних частях пегматитовых жил. Косвенно об этом свидетельствует и увеличение мощности и протяженности жилы.

Для решения вопроса о перспективности обеих жил на ювелирное сырье (берилл, топаз, кварц) необходимо их сравнительное изучение, а также исследование типоморфизма касситерита, турмалина [Юргенсон и др., 1983], граната [Юргенсон, Савкевич, 1989], кварца [Юргенсон, 1984, 1991а] и слюд [Дроздов и др., 1986] с целью как оценки уровня среза, так и возможности образования миарол.

Как уже отмечалось, особое значение должно иметь изучение скарнов на контактах рассмотренных жил по причине возможности находок не только шпинели и корунда, но и ювелирных разновидностей гроссуляра,

скаполита, клиногумита, везувиана, столь типичных для подобных образований на Памире и в Гиндукуше.

В этой связи определенный интерес представляет группа так называемых *Ундинских* (Ундинское, Мытуй-Кацикен и др.) *проявлений* пегматитов с аквамарином в аплито-пегматитовых дайках в эндоконтакте Борщовочной интрузии, в полях развития метаморфических, в том числе карбонатных, пород кулиндинской свиты. Мощность даек от 10—15 до 30—80 см и более, протяженность от первых до десятков метров. В зонах контактов даек с карбонатными породами наблюдаются линзовидные тела скарнов. Видимая полоса распространения скарнов по левобережью пади Мытуй оценена в 200 × 4 м.

Аквамарин находится в глыбах аплит-пегматитов в виде отдельных кристаллов и гнезд. Содержание аквамарина в этой породе 5—10 %. Длина кристаллов 0,3—2,5 см. Аквамарин голубой, редко с зеленым оттенком, прозрачный, без трещин. Есть сведения о том, что часть глыб увезена. Берилл, по наблюдениям Л.Н. Землянского, находится также и в скарнированных карбонатных породах. Содержание BeO в них достигает 0,5 %, лития — 0,3 %. Наличие бериллия свидетельствует о возможности нахождения в скарнах не только (и не столько) берилла, но и фенакита, хризоберилла, возможно, изумруда. Поэтому район Ундинского гольца (верховья речек Мытуй, Кацикен, Маячной) следует подвергнуть опоискованию на аквамарин и сподумен в аплит-пегматитах, а также на фенакит, хризоберилл, изумруд, корунд в скарнированных породах с флогопитом, так как бериллиевая минерализация и бериллоносность пород широко развита и к северу от Ундинского гольца.

Общие черты борщовочных и кукульбейских пегматитоносных гранитов и перспективы на ограночное сырье. По современным воззрениям, борщовочные граниты представляют собой реоморфические образования, связанные с глубокой переработкой вмещающих их пород — амфиболитов, кристаллических сланцев, гнейсов и в меньшей мере мраморов. Они характеризуются конкордантными контактами с вмещающими породами, нередко связаны с ними постепенными переходами и, по сути, представляют собой синорогенные образования. В числе акцессорных минералов, по наблюдениям И.Д. Чацкиса, присутствуют типичные метаморфогенные минералы — кианит и силлиманит, метаморфогенные гранаты и т.д. Возраст и временной диапазон их формирования обнимают практически средне-верхнеюрскую эпоху, и по геологическому возрасту они идентичны интервалу, к которому относят шахтаминский, асакан-шумиловский и кукульбейский комплексы. По всей вероятности, прорывающие Борщовочную интрузию кукульбейские граниты являются производными одного с борщовочными гранитами магматического очага, но длительное время функционировавшего в глубинах, и лишь в соответствующих тектонически благоприятных условиях генерировавшая их магма проникла в зону уже сформированных борщовочных гранитов. Взаимоотношения между борщовочными гранитами, аналогичные приведенным М.М. Лавровым и Л.П. Сидоренко [1964], известны на площадях развития Цаган-Олуевского, Халзанского и других массивов. Многими признаками борщовочных гранитов обладают и граниты яблонового комплекса в одноименном хребте.

Наиболее яркая особенность борщовочных гранитов — обогащенность их аплитовой и пегматитовой жильной серией, по составу и геохимической специализации соответствующей кукульбейским гранитам (бериллий, литий, тантал, рубидий, цезий). Это может быть свидетельством общности кукульбейских гранитов с борщовочными через общность локализованных в них пегматитов.

Бериллоносные пегматитовые поля, связанные с цаган-олуевскими гранитами, относятся к Аргунской зоне, с соктуйскими и оловяннинскими — к переходу от Аргунской зоны к Агинской. По мере перехода к Агинской зоне продуктивность пегматитов возрастает.

Учитывая общую слабую изученность Борщовочного хребта на самоцветы, можно уверенно считать, что частично отработана лишь незначительная часть жил, выходящая на дневную поверхность. Истинный потенциал его на ювелирное сырье еще по-настоящему не оценен. Тем не менее приведем цифры прогнозных ресурсов, которые по состоянию на 01.01.98 г. при выходе сортового камня 60 % составляют (включая жилу Полиминеральную в Завитинском пегматитовом поле) по категории P_2 7484 кг берилла-сырца, 3691 кг турмалина-сырца, 7604 кг топаза-сырца и 16 545 кг горного хрусталя-сырца. Кроме того, по категории P_3 в известных пегматитовых полях и за их пределами в мусковитово-топазово-бериллoвых телах прогнозируется 665 кг берилла-сырца, 665 кг топаза-сырца и 1050 кг горного хрусталя-сырца, а в лепидолитово-рубеллитовых телах — 1050 кг цветного турмалина-сырца (Юргенсон, 1998 г.). Эти цифры едва ли отражают 20—30 % того, что хранят недра.

Соктуйский массив. С ним связано *Малосоктуйское* проявление бериллоносных пегматитов. Пегматитовые жилы локализованы в лейкократовых среднезернистых микроклиновых гранитах на участках с включениями ксенолитов биотитовых роговиков. Это пегматитовое поле впервые описано в 1829 г. А.И. Кулибиным, затем в 1915 г. П.П. Сущинским, который занимался отработкой пегматитов, связанных с Соктуйским гранитным массивом. Известно, что топаз и аквамарин добывались из пространственно разобщенных коротких (3—5 м) маломощных (0,1—1,0 м) пегматитов. Каждая из вскрытых жил обозначалась копью. Их было пять: № 1 — в пади Загдача; № 2 — на правом склоне пади Тут-Халтуй; № 3 — в верховьях пади Дутурул; № 4 — в пади Ширга; № 5 — на правом борту пади Дзылоевой. Жилы были слабо дифференцированы, мелкокристаллической была внешняя зона, а крупнокристаллической — внутренняя; нередко эта зона находилась со стороны лежачего или висячего бока. Главные минералы — кварц (горный хрусталь и дымчатый кварц до 20—25 см в длину и 6—10 см в поперечнике), полевой шпат, биотит, мусковит, редко флюорит, топаз (прозрачные кристаллы 1,5 см в длину) и очень редко аквамарин ("хороший у дер. Бырки", по А.И. Кулибину). После работ Г.В. Меркуловой в 1940 г., партия которой добыла кондиционное кварцевое кристаллосырье, все попытки добыть ограночное сырье (работы П.Д. Перелетова в 1948—1951 гг., Я.К. Аношкина в 1958—1959 гг., Л.Г. Ловыгина в 1964 г., Ю.И. Тулугурова в 1974 г.) были безрезультатны.

Тем не менее Ю.И. Тулугуров в 1975 г. в результате ревизионно-оценочных работ обнаружил старательские шурфы и другие выработки с кристалла-

ми топаза, дымчатого кварца, берилла разных размеров, частью до 2—3 см. По его мнению, проявление заслуживает постановки работ на топаз и берилл. Нами (Юргенсон, 1996 г.) оно также отнесено к перспективным. Ввиду отсутствия достаточных сведений о морфологии и параметрах продуктивных зон, М.Г. Кычаков (1993 г.) предложил оценить ресурсы камнесамоцветного сырья по категории P_3 ориентировочно в 300 кг берилла-сырца. Принимая эту оценку по бериллу, учитывая преимущественную старательскую добычу топазов и горного хрусталя, а также положительный опыт Г.В. Меркуловой (1940 г.) по добыче кварцевого кристаллосырья, ресурсы P_3 топаза оцениваются также в 300 кг сырца, а горного хрусталя — в количестве 600 кг камня-сырца (P_3).

Цаган-Олуевское пегматитовое поле находится в пределах одноименного гранитного массива, расположенного в районе с. Цаган-Олуй, в осевой части антиклинальной складки, насыщенной разновозрастными интрузиями гранитов. Цаган-Олуевский массив имеет сложное строение [Химка, Лебедева, 1981], трактовка возраста составных частей неоднозначна. Краевые его части по способу взаимодействия с вмещающими метаморфическими породами быркинской свиты очень похожи на таковые в борщовочных гранитах. Специализированное изучение минералогии пегматитов Цаган-Олуевского массива проводили К.К. Денисов в 1941 г., К.К. Денисов и Е.И. Бурова при работах на уран (партия № 31) в 1947 г. К настоящему времени главная масса известных жил с поверхности выработана. Среди гранитоидов, относимых к юрскому возрасту, на водоразделе падей Белетуй и Кобылкиной зафиксировано 97 кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил и 32 пегматитовых тела. Пегматиты локализованы в гранитах и кристаллических сланцах алтачинской свиты. На участке "Яма Сабанцева" мощность тел в сланцах не превышает 0,7 м. Берилл, как указывалось выше, был зеленоватый и голубовато-зеленый, часто мутный, в кристаллах 1 см в поперечнике и до 10 см в длину. На участке "Белетуйские жилы" выявлены четыре пегматитовых тела мощностью 0,25—5,00 м в гранитах. Минеральный состав — аметист, аквамарин, морион, шерл, зеленый флюорит. Жилы, вероятно, относятся к камерному типу или камерному с миаролами. Известны также проявления пегматитов с дымчатым кварцем на горах Крестовой и Ерничной. Указаний на присутствие берилла нет, но он может быть. Аквамарин и аметист известны в пегматитах проявлений Восточное Тохалтуйское, в 5,8 км к юго-юго-западу от горы Малая Кадая (левый борт пади Барун-Нарин) и Западное Тохалтуйское, в 3 км к востоку от восточного, южный склон горы Тут-Халтуй с отметкой 1084 м. Кристаллы аквамарина мелкие. Ресурсы сортового берилла составляют 98 кг, мориона-сырца — 720 кг.

В северо-восточной части *Халтуйского* (*Кондуйского*) *пегматитового поля*, в связи с Кондуйским массивом, М.Н. Химкой, М.М. Лебедевой в 1981 г. закартированы пегматиты с танталовой минерализацией (верховья пади Бырка). Пегматиты на камнесамоцветное сырье не изучались. В.И. Беляевским в 1989 г. в метаморфизованных сланцах и песчаниках акатуевской свиты в зоне экзоконтакта биотитовых гранитов Кондуйского массива и в зоне эндоконтакта обследовано около 200 пегматитовых тел на площади примерно 20 км^2. Мощность пегматитов 1—2 м, в раздувах достигает 5 м, иногда более, протяженность по простиранию 70—90 м. Пегматиты отрабатывались

старателями. Одно из тел было изометрично, с размерами 30 × 40 м. По минеральному составу преобладают кварцево-микроклиново-олигоклазовые пегматиты с шерлом и альмандином, реже кварцево-олигоклазовые пегматиты. В отвалах и расчистках старых работ В.И. Беляевским обнаружено пять кристаллов берилла величиною от 1,0 × 4,0 до 5,0 × 10,0 см. Кристаллы хорошо ограны, трещиноватые, светло-зеленые, в основном непрозрачные. Участками в наружных зонах отмечаются полупрозрачные и прозрачные монообласти до 1 × 2 × 3 мм. Небольшой объем поисково-ревизионных работ, проведенных В.И. Беляевским, не дает оснований для объективной оценки пегматитов.

В *Ключевском пегматитовом поле*, в южных отрогах Нерчинского хребта в эндо- и экзоконтактовой частях Цаган-Олуевского массива, сопоставимых с борщовочными гранитами, находятся 85 пегматитовых жил, сведения о которых впервые привел В.Н. Руднев в 1931 г. Мощность жил 0,3—1,0 м, реже 1,5 м при протяженности от 50 до 100 м. Преобладают пегматиты крупнозернистой структуры. В жилах, кроме микроклина и кварца, присутствуют аметист, турмалин, гранат, берилл, мусковит, биотит. Сведений о качестве берилла и его концентрациях нет. На этом пегматитовом поле, как и на Халтуйском, необходимо определение глубины среза пегматитовых тел и минералого-геохимических признаков их продуктивности на ювелирное сырье.

Перспективы формации гранитных пегматитов на ювелирные берилл и топаз. Анализ приведенного материала по берилло- и топазоносным пегматитам свидетельствует о том, что наиболее перспективными на ювелирные разности берилла и топаза являются собственно камерные микроклиновые пегматиты (Адун-Челонское, в меньшей мере Саханайское, Кангинское и Сорокское поля). Наряду с бериллом и топазом промышленное значение имеют ювелирные разновидности кварца. Безусловно, перспективны на указанные камни миароловые микроклиново-мусковитово-берилловые пегматиты с горным хрусталем.

Анализ показывает, что основная масса берилло- и топазоносных пегматитов и грейзенов связана с мезозойскими гранитами кукульбейского, кондуйского, гуджирского, асакан-шумиловского, яблонового и других редкометалльных комплексов. Миароловые пегматиты локализованы преимущественно в реоморфических гранитоидах борщовочного типа или породах их субстрата (гнейсогранитах, гнейсогранодиоритах, амфиболитах, кристаллических сланцах, мраморах), прорывающихся куполо- или штокообразными телами мезозойских гранитов, являющихся, вероятно, продуктами плавления этих же реоморфических гранитов на глубине в зонах крупных региональных шовных структур. Камерные пегматиты обычно находятся в прикупольных частях реоморфических гранитов аляскитового ряда или непосредственно в купольных частях триасово-юрских редкометалльных гранитов.

Околопегматитовые ореолы в гранитоидах характеризуются аномалиями фтора, лития, бериллия, иногда тантала, вольфрама, бора и повышенной радиоактивностью.

Камерные и миароловые пегматиты образуют центральные части рудной зональности, обрамляющей крупные батолиты, становление которых обусловило формирование как пегматитов, так и оруденения в их периферии. В распределении типов пегматитов внутри пегматитоносной зоны куполь-

ных структур с гранитными ядрами существует единая закономерность, выражающаяся рядом, отражающим глубину формирования или удаленность от гранитного тела по латерали: бесполостные редкометалльные → миароловые → камерные. Примером вертикальной зональности является Шерловогорский массив, где во вмещающих породах расположены жильные и прожилково-жильные кварцевые тела с бериллом, вольфрамитом, флюоритом, в купольной части Шерловогорского штока — миароловые граниты и жилообразные тела с ювелирными камнями, а на глубине 0,05—0,6 км и, возможно, глубже ожидаются камерные пегматиты типа Адун-Челонских.

Несмотря на кажущийся большой объем проведенных старательских и государственных добычных работ, а также различного масштаба и стадийности ГРР, все же наиболее перспективным на ювелирное сырье остается Борщовочный кряж. В какой-то мере отработанными можно считать лишь близкие к камерным хрусталеносные пегматиты района Золотой Горы Буторихинского поля, так как часть его тел имела субизометричную форму. И даже в этих случаях нельзя оценивать их как отработанные полностью.

Все вскрытые эрозией пегматитовые тела отработаны только сверху. Абсолютное большинство не изучено на глубину даже обычными визуальными методами с применением современных минералого-геохимических поисковых критериев, не говоря о геофизических методах и бурении. Поэтому на основе анализа доступного геолого-минералогического материала предшественников, а также собственных полевых наблюдений выделены наиболее перспективные объекты. В первую очередь это относится к Золотой Горе, Душной и их окрестностям. Перспективными в этом отношении должны быть петматиты Цаган-Олуевского, Кондуйского и Соктуйского массивов.

В зоне Абчадского глубинного разлома на ювелирный берилл наиболее интересно Верхнекутимское проявление, в Прибайкальской зоне перспективы высоки у пегматитового поля Уро.

На топаз и берилл наиболее перспективными являются миароловые микроклиново-мусковитово- и микроклиново-альбитово-бериллово-топазовые с лепидолитом и рубеллитом пегматиты, широко развитые в Борщовочном кряже (Кур-Куринское, Шивкинское, Буторихинское, Кангинское поля) и в Халзанском массиве. В последнее время на северо-восточном продолжении Каменско-Черновского поля по р. Кадале найдены фрагменты кристаллов прозрачного топаза, а на юге (в элювиально-делювиальной россыпи) — аквамарин и морион, что ставит это поле в разряд потенциально берилло- и топазоносных. На это пегматитовое поле, равно как и на всю область распространения гранитоидов яблонового комплекса в пределах причитинской части Яблонового хребта, следует обратить особое внимание, учитывая новые находки и доступность района, а также близость их по способу образования борщовочным гранитам. В пегматитах с лепидолитом и рубеллитом (поля Мензинское, Буторихинское, в частности Киберевские копи, Халзанское, Каменско-Черновское и др.) развиты воробьевитовые разности берилла.

В настоящее время известны только вскрытые эрозией камерные и миароловые пегматиты. Причем продуктивность известна только для тех, на уровне среза которых обнажены продуктивные части. Они составляют, если

судить по известным скоплениям на Борщовочном кряже, не более 5—10 % известных тел. На Адун-Челонском поле из 183 пегматитовых тел около половины было обнажено на уровне продуктивных частей и успешно отрабатывалось старателями почти в течение века (1833—1916). Опыт работы экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" в 1989—1992 гг. показал, что методически правильно проведенные ГРР дают положительные результаты. В 18 вскрытых телах были обнаружены кондиционные берилл и топаз. Даже лишь эти примеры указывают на необходимость планомерного изучения камерных и миароловых пегматитов известных полей с целью оценки их продуктивности на ювелирные берилл и топаз.

Как видно из табл. 2, определенный интерес как объекты с ювелирными разностями берилла и топаза могут представлять и бесполостные редкометалльные пегматиты. Однако добыча из них ювелирного сырья возможна лишь при отработке их на основные рудные компоненты, попутно.

Турмалин

Российские красные турмалины под названием "сибиритов", "сибирских рубинов" и "дауритов" были известны еще в XVIII в. [Ферсман, 1962; Киевленко и др., 1980; Pallas, 1793]. Происходили они, вероятно, из аллювия р. Урульги, так как в коренном залегании цветной турмалин в Борщовочном кряже по официальным данным был найден не ранее 1830 г.

Группа турмалина включает целую серию разновидностей, объединяемых в ряды в зависимости от соотношения главных катионных компонентов в позициях X (натрий, кальций, калий, литий), Y (магний, железо, литий, марганец, алюминий, хром), Z (алюминий, хром, ванадий, магний, железо). По заполненности тем или иным элементом позиции Y выделяют шерлиты (двухвалентное железо), дравиты (магний), эльбаиты и тсилаизиты (алюминий, трехвалентное железо и литий), увиты (магний и двухвалентное железо). Среди них в зависимости от заполненности позиции также выделяются разновидности. Существуют изоморфные ряды шерл — дравит, эльбаит — тсилаизит, дравит — увит и т.д.

Шерлы — черные; дравиты — коричневые, желтые, оливково-зеленые, реже красные и полихромные; эльбаит (если одноцветный) — бесцветный ахроит, розовый рубеллит, зеленый верделит, синий индиголит, а также богатый литием полихромный; увит — коричневый, зеленый, иногда бесцветный. Известны и другие разновидности, на которых мы не останавливаемся.

В ювелирном деле используются преимущественно прозрачные турмалины эльбаитового и дравитового ряда, реже увит и тсилаизит.

В регионе проявления и месторождения цветных турмалинов есть в Восточно-Саянской, Кодаро-Удоканской, Селенгино-Становой, Хэнтэй-Даурской, Агинской и Аргунской зонах (Западно-Борщовочный блок). Наиболее важные месторождения находятся в зонах Селенгино-Становой (Малханское), Хэнтэй-Даурской (Водораздельное), Агинской (жила Полиминеральная, Завитинское поле) и в Западно-Борщовочном блоке Аргунской зоны (Воронья Гора, или Воронова Гора, Моховое, Гремяченское, Савватеевское и др.).

Среди месторождений цветного турмалина выделяют три генетических типа — пегматитовый, скарновый и метаморфогенный.

Все турмалинсодержащие объекты на территории Забайкалья объединены в четыре формации: миароловых гранитных пегматитов, бесполостных редкометалльных пегматитов, апогранитных грейзенов и апокарбонатных метасоматитов.

Ювелирные турмалины (главным образом цветные эльбаиты) преимущественно связаны с лепидолитсодержащими миароловыми микроклиновыми, чаще всего альбитово-микроклиновыми (большинство месторождений) и олигоклазово-микроклиновыми (Малханское) пегматитами, обязательно содержащими литиевые слюды. Реже цветные турмалины находятся в бесполостных редкометалльных микроклиново-альбитовых пегматитах (Урикское, пегматиты Кодаро-Удоканской зоны). Такие месторождения являются источниками россыпей.

Миароловые турмалиноносные пегматиты. Среди миароловых турмалиноносных пегматитов выделяются три группы: 1) миароловые микроклиновые пегматиты с незначительным развитием клевеландита и лепидолита (большинство пегматитов Борщовочного кряжа); 2) миароловые микроклиново-альбитовые пегматиты с широко развитыми голубым клевеландитом и лепидолитом (жила Полиминеральная); 3) миароловые олигоклазово-альбитовые пегматиты с подчиненным развитием микроклина, с голубым клевеландитом и лепидолитом (Малханское).

Все миароловые турмалиноносные пегматиты одновременно являются надежным источником розового берилла — воробьевита.

В группу микроклиновых слабо альбитизированных пегматитов включены четыре типа миароловых пегматитов: 1) кварцево-полевошпатовые, 2) мусковитово-берилловые, 3) биотитово-шерловые, 4) лепидолитово-рубеллитовые (отчасти).

Их объединяет ряд общих черт. Миароловые пустоты таких пегматитов имеют небольшие размеры (за исключением кварцево-полевошпатовых пегматитов Буторихинского поля в Борщовочном кряже); друзовым минералам не свойственны разнообразие видов и совершенство кристаллов. По условиям залегания пегматиты этой группы являются исключительно внутригранитными. В целом миароловые пегматиты микроклиновой группы слабо продуктивны на ювелирные камни; определенный практический интерес представляют биотитово-шерловый и лепидолитово-рубеллитовый типы.

Биотитово-шерловые пегматиты встречаются редко. Содержание шерла в их телах достигает 8—10 %. Шерл в парагенезисе с биотитом, иногда светло-зеленым бериллом и реже топазом составляет 75—80 % от общего количества кристаллосырья в миаролах. Изучено и большей частью отработано одно тело пегматитов биотитово-шерлового типа — жила Восточная (Борщовочный кряж, Воронья Гора, проявление Лесковское). Жила (Л.Н. Черник, 1956 г.) состоит из двух раздувов. Размеры первого 35 × 12 × 5 м, второй раздув диаметром 1,2 м расположен ниже первого на глубине 6,5 м. В центральной части первого раздува в виде обособлений (0,5—1,0 м) встречаются пегматиты апографической и пегматоидной структур и тяготеющие к ним миароловые пустоты, сложенные преимущественно микроклином (10—15 %), кварцем (20—50 %), биотитом (5—30 %), клевеландитом

(5—50 %), шерлом и полихромным турмалином. Миаролы на глубину свыше 3 м не распространяются. Размещение их контролируется широтными и меридиональными трещинами, что обусловило своеобразную группировку миарол вокруг узлов пересечений трещин в виде "крестообразных созвездий". Максимальные размеры продуктивных миароловых пустот, по данным поисково-оценочных работ, составляют 30 × 40 см. В настоящее время объем неотработанной части пегматитового тела, где могут быть встречены друзовые прозрачные турмалины, реже бериллы и топазы, примерно составляет 10—15 м^3. Для турмалинов жилы Восточной главным образом характерна черная окраска, но встречаются прозрачные турмалины розовой, желто-, сине-зеленой окрасок. Часты кристаллы полихромных турмалинов. Максимальный размер извлеченных из жилы Восточной друзовых кристаллов полихромного турмалина около 18 см по длинной оси и 3,5 см в поперечнике. Обычные же размеры редких пригодных в ювелирном деле кристаллов турмалина, берилла, топаза не превышают 4—5 см. Ресурсы сортового ограночного сырья в сохранившемся небольшом целике продуктивной зоны жилы Восточной невелики и оцениваются А.В. Татариновым примерно в 100—150 г.

Мусковитово-берилловые пегматиты слабо продуктивны на ограночные камни. Миаролы в телах этих пегматитов редки, объем их невелик (0,001—0,02 м^3), а друзы главным образом состоят из микроклина (10—50 %), кварца (10—50 %), альбита (0—30 %), мусковита (10—40 %), берилла светло-зеленой окраски. Очень редко встречается бесцветный топаз. Характерные представители тел пегматитов этого типа — проявление Нижнешивкинское, а также отработанные старателями пегматиты пади Змеиной и Горы Боец.

Группа слабо альбитизированных миароловых пегматитов замыкается лепидолитово-рубеллитовым типом (падь Большая Кочковатая). В телах этих пегматитов (по А.В. Татаринову и др., 1971 г.) продуктивные на турмалин миароловые пустоты развиты в альбитизированных участках крупнографических и пегматоидных структур. Друзовая минерализация микроклиновых лепидолитово-рубеллитовых пегматитов представлена в основном калишпатом (40—50 %), кварцем (20—70 %), альбитом (10—30 %), рубеллитом и полихромным турмалином (до 50 %), лепидолитом (до 10 %). При опробовании в пади Большая Кочковатая были извлечены единичные кристаллы рубеллита, пригодные для огранки.

Группа микроклиново-альбитовых миароловых пегматитов Борщовочного кряжа представляет наибольший практический интерес как возможный источник получения ювелирного турмалина (с попутными аквамарином и топазом). Она объединяет три типа пегматитов: мусковитово-бериллово-топазовый, лепидолитово-рубеллитовый и мусковитово-верделитовый (А.В. Татаринов и др., 1980 г.).

В строении тел мусковитово-бериллово-топазовых пегматитов, в отличие от мусковитово-берилловых, кроме аплитовидной, графической и пегматоидной (или блоковой) кварцево-полевошпатовых зон, имеются также зоны сахаровидной и мелко-среднезернистой породы существенно альбитового состава, как правило, залегающие на границе графической и пегматоидной (или блоковой) зон или образующие небольшие участки среди разновидностей кварцево-полевошпатовых структур. Большинство жил мусковитово-

бериллово-топазовых пегматитов имеет зональность, сходную с зональностью микроклиновых пегматитов, но ряд жил месторождений Киберевского и Каменной Стрелки, относимых к данному типу, выпадает из этого числа. Друзовый комплекс включает калишпат (5—50 %), топаз (5—50 %), берилл и другие минералы, в частности зеленый турмалин и лепидолит. Пегматиты месторождений Киберевского и Каменной Стрелки в наиболее продуктивных частях отработаны. В настоящее время практический интерес в рассматриваемой группе пегматитов представляет лишь жила участка "Падь Смородинная", где продуктивная зона, содержащая друзовую минерализацию и рекомендуемая к отработке, имеет длину 33 м при мощности 1—1,5 м.

Среди лепидолитово-рубеллитовых пегматитов выделяются два подтипа, отличающиеся множеством характеристик, но тождественные в одном: главными минералами друз в обоих случаях являются микроклин и рубеллит.

В строении жил собственно Борщовочного пояса основную роль играют кварцево-микроклиновые графические и блоковые структуры, но появляются зоны и существенно альбитового состава. Из акцессорных минералов в малых количествах присутствуют касситерит и танталит-колумбит. Слюды представлены изоморфным рядом биотит — циннвальдит — лепидолит.

Лепидолитово-рубеллитовые пегматиты *Завитинского поля* представлены жилами с кварцево-мусковитовым комплексом. Зональность пегматитовых тел плохо выражена, графические кварцево-микроклиновые зоны отсутствуют. Ряд слюд выглядит по-другому: мусковит сменяется лепидолитом. Миароловые пустоты в лепидолитово-рубеллитовых пегматитах многочисленны, а друзовые комплексы представлены минералами в самых различных сочетаниях и количествах. Друзы сложены микроклином (5—50 %), кварцем (20—90 %), альбитом (5—60 %), полихромным турмалином (до 60 %), лепидолитом (до 40 %), биотитом, циннвальдитом, бериллом, воробьевитом, апатитом, топазом. В друзах можно встретить турмалин любой окраски, но все же преобладает розовый или малиновый эльбаит. Широко распространены также полихромные разновидности турмалинов. Кристаллы полихромных турмалинов по характеру распределения окраски подразделяются на три группы: концентрически-зональные, поперечно-зональные, участково-зональные. Последние обычно встречаются в пегматитах, формирующихся в условиях повышенной тектонической активности. Цветовая гамма кристаллов полихромных турмалинов чрезвычайно многообразна и изобилует множеством оттенков и взаимопереходов (черный, желто-зеленый, зеленый, темно-, сине-зеленый, малиновый, розовый, бледно-розовый, бесцветный).

Наиболее перспективными на ювелирный турмалин, сопутствующие берилл и топаз являются объекты Моховое, Савватеевское и Гремяченское.

Савватеевское месторождение драгоценных камней известно с середины XIX в. Именно здесь в 1847—1848 гг. М. Портнягин добыл огромные розовые турмалины весом 8—10 фунтов (3,2—4,0 кг). По данным Л.Н. Черник, почти за вековой период изучения и эксплуатации здесь было добыто свыше 250 кг высококачественного ювелирного турмалина (рубеллит, в меньшей мере верделит), значительный объем аквамарина, золотисто-розового воробьевита, прекрасно принимающего бриллиантовую огранку, а также дымчатый и золотистый кварц. Сведений об общей добыче кварца не имеется,

но, по данным Г.В. Меркуловой (1937 г.), из отвала старых работ было добыто 0,5 т кварца, часть которого оказалась кондиционной как пьезосырье. В 1933—1936 гг. месторождение интенсивно отрабатывалось Савватеевской партией треста "Русские самоцветы" на пьезотурмалин и пьезокварц, но сведений о добыче в отчетах нет. Месторождение изучалось и эксплуатировалось В.Н. Даниловичем (1932 г.) и Л.Н. Черник (1955—1956 гг.). Изучалось оно А.В. Татариновым (1969, 1975 гг.), В.М. Смертенко (1972 г.), а также автором (1980—1992 гг.).

Месторождение локализовано в кварц-плагиоклазово-биотитовых сланцах, содержащих также амфибол и турмалин (рис. 8). Максимальная мощность пегматитового тела 40—60 м. Оно имеет в плане сложную амебообразную форму. Общее простирание северо-западное, падение крутое. Прослежено на глубину шахтами и рассечками до 25 м и отработано до 18 м. По представлениям Л.Н. Черник, пегматит образует мощное штокообразное тело длиной до 200 м при ширине около 100 м, инъецированное в ядро антиклинали. Гнезда с ювелирными камнями находятся по всему объему пегматитового тела. Размер их 30—40 см, иногда 0,5—1,0 м в поперечнике, форма от щелевидной до шарообразной. Зональность обычная, но со сложными границами. Наиболее обогащена миаролами южная часть. Вертикальная зональность выражается в следующем. Верхняя часть содержит миаролы, в которых на ортоклазовом субстрате развивается голубой клевеландит с крупными (до 1,5 см) песчано-желтыми и розово-оранжевыми кристаллами спессартина, позже выделяется альбит-лепидолитовый комплекс, на котором развиваются клевеландит, спессартин, воробьевит. В этой зоне часты включения вмещающих сланцев. В нижних горизонтах стенки гнезд выстланы окристаллизованным микроклином с дымчатым кварцем, полости содержат мелкокристаллический песок и желтую глинку, в которых находятся кристаллы цветного турмалина, кварца и аквамарина. Турмалин первой генерации преимущественно верделитовый. Кристаллы 2—5 см в поперечнике и 8—10 см по длинной оси. Вторая генерация его образует игольчатые зеленые или светло-розовые кристаллы либо шестоватые агрегаты. С глубиной возрастает содержание ортоклаза, дымчатого хрусталя, цветных турмалинов, воробьевит замещается аквамарином. Кристаллы зеленых, светло-розовых, розовых и полихромных турмалинов имеют 5—6 см в поперечнике и 8—10 см по длинной оси. Аквамарины голубые, воробьевиты розовые.

Все исследователи, за исключением В.М. Смертенко, считают, что необходимо систематическое изучение Савватеевского месторождения на глубину с применением бурения с последующей отработкой глубоких горизонтов. Наиболее перспективным признан северный фланг. Если учесть, что продуктивный комплекс жилы Моховой Малханского месторождения продолжается на глубину не менее 50 м, то углубление карьера после разбуривания его дна также может дать значительный прирост запасов.

Объектами добычи турмалинов преимущественно зеленой окраски (верделитов) могут служить миароловые пегматиты мусковитово-верделитового типа пади Сухой Кангинского пегматитового поля. Здесь наиболее продуктивными являются два пегматитовых тела (жилы № 1 и 2). Мусковитово-верделитовые пегматиты образуют мощные и протяженные жилы, осложненные крупными раздувами. Распределение зон и минеральных комплек-

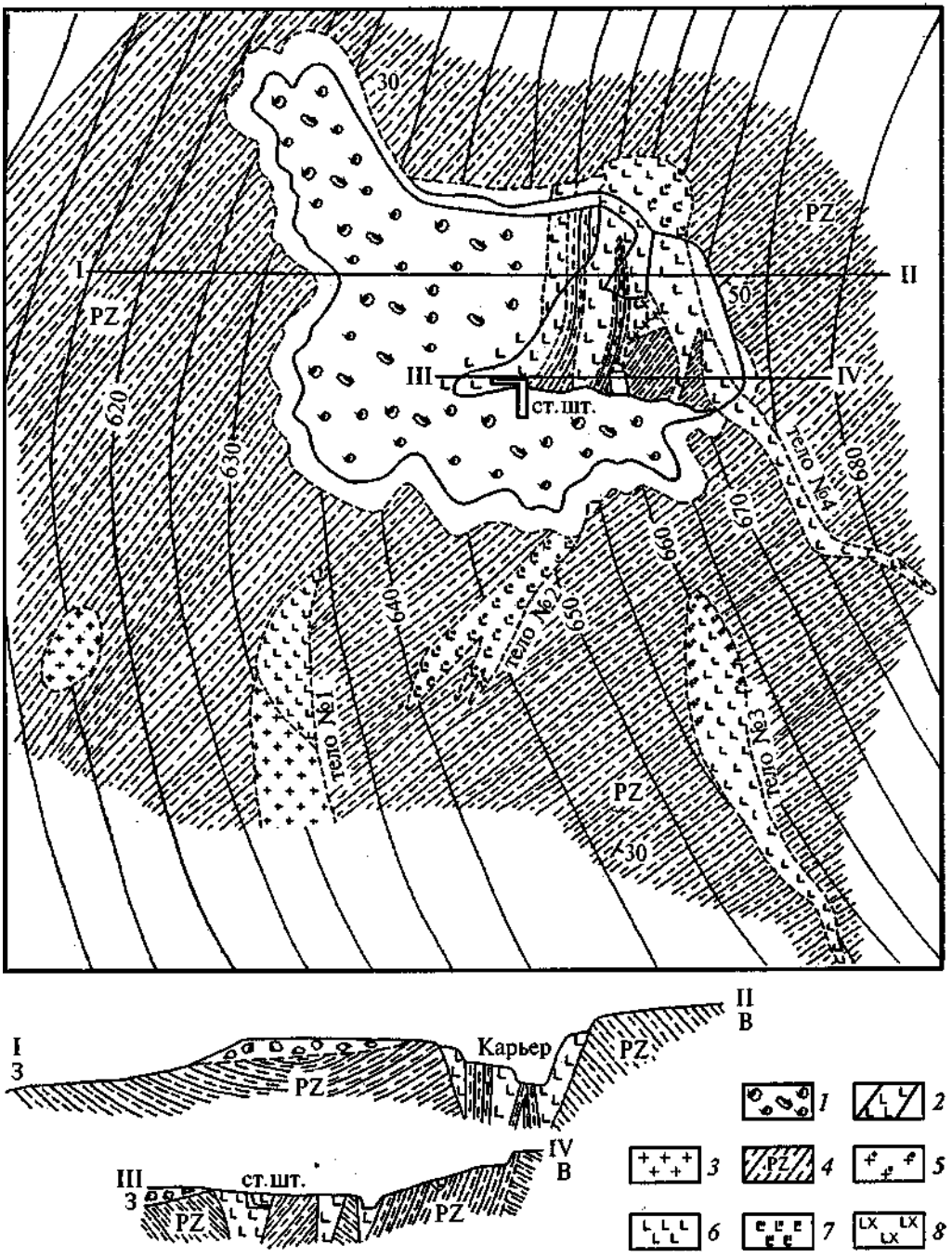


Рис. 8. Схематическая геологическая карта Савватеевского месторождения. Масштаб 1 : 2000 (составлена по Л.Н. Черник (1956 г.) с дополнениями).

1 — элювиально-делювиальные отложения и отвал карьера; *2* — пегматитовые жилы; *3* — гранит-аплит; *4* — кварцево-плагиоклазово-биотитовые сланцы; *5*—*8* — пегматит структуры: *5* — аплитовой, *6* — графической, *7* — апографической, *8* — пегматоидной с участками блоковой.

сов в жилах носит отчетливый участково-зональный характер. А.В. Татаринов подчеркивает характерные особенности пегматитов: образование основной массы мусковита и литиевого мусковита одновременно с альбитом, а также интенсивное проявление процессов альбитизации и кварцево-мусковитового замещения первичных кварцево-микроклиновых агрегатов. С мусковитом в рассматриваемых пегматитах ассоциируют берилл и верделит, а с лепидолитом — рубеллит. Резко возрастает значение верделитовых зон в кристаллах полихромных турмалинов; в друзах присутствует адуляр. Друзовая минерализация характеризуется следующим составом: микроклин и адуляр — 10—50 %, альбит — 2—30 %, кварц — 20—50 %, мусковит — 5—40 %, верделит и полихромный турмалин — 0—50 %, лепидолит — 0—5 %. Сведения о количестве и качестве турмалинового кристаллосырья в мусковитово-верделитовых пегматитах практически отсутствуют, так как эти пегматиты изучались только на редкие элементы. В стенках траншей наблюдаются отработанные миароловые пустоты, размеры которых достигали 1 м. Продуктивная зона с миаролами жилы № 1 пади Сухой имеет протяженность 60 м при мощности около 5 м, а жилы № 2 соответственно 170 и 10 м. Эти зоны рекомендуются для вскрытия и отработки траншеями в случае наличия в них друзового кристаллосырья.

Есть сведения о находках полихромного турмалина и на других участках Кангинского пегматитового поля, в частности на Сиреневом, где разведано восемь пегматитовых жил со сподуменом.

К микроклиново-альбитовым миароловым пегматитам относится *жила Полиминеральная* Завитинского пегматитового поля. Описание приводится по Е.Я. Киевленко и др. [1982]. Жила разведана штольней. Она является уникальной для дериватов кукульбейских гранитов по богатству турмалиновым кристаллосырьем и его качеству. В процессе разведочных и эксплуатационных работ было вскрыто 150 полостей, не считая мелких занорышей, извлечено более 20 кг цветных камней, часть из которых отвечала требованиям технических условий к ювелирному сырью. Выше указывалось, что в жиле встречаются и кристаллы воробьевита. Простирание жилы субсогласно с рассланцованными метаалевролитами, но она сечет их по падению. Длина жилы достигает 140 м, мощность варьирует от 0,6 до 4,5 м в раздуве. Строение жилы сложное, зональность не выдержана. Преобладают зоны кварцево-микроклинового блокового пегматита, развитого преимущественно ближе к осевой части жилы и на ее верхних горизонтах. В призальбандовых частях располагаются зоны кварцево-альбитовых комплексов, содержащих до 20 % мусковита, а непосредственно вдоль контакта развита маломощная прерывистая оторочка аплитовидного гранита. Доля альбитовой зоны с глубиной возрастает. Альбит представлен преимущественно клевеландитом. Миаролы и мелкие занорыши встречаются чаще в кварцево-микроклиновом блоковом пегматите и реже в альбитовых зонах. В основном развиты полости небольших размеров (до 30—60 см), щелевидной формы. Изометричные миаролы встречаются редко. Друзовый комплекс состоит из кварца, микроклина (иногда адуляровидного), мусковита, иногда лепидолита, турмалина, граната, апатита, воробьевита; последний встречается редко. Турмалин — малиновые, темно-зеленые, полихромные кристаллы размером 5—10 см по оси *c* и 2—3 см по оси *a*, прозрачные. Многие характеризовались ярко выраженными пьезосвойствами.

О полной отработанности жилы сведений нет. В последние десятилетия в связи с форсированием добычи сподумена на камнесамоцветное сырье не обращалось достаточного внимания. В будущем следует иметь в виду, что жилы, подобные Полиминеральной, могут быть обнаружены и в пределах Завитинского рудного поля, и в его окрестностях.

Из объектов, относящихся к миароловым микроклиново-альбитовым пегматитам, содержащим цветной турмалин, и находящихся в *Хэнтэй-Даурской зоне*, следует назвать прежде всего *Водораздельное* (*Игнатьевское*) *месторождение*. Оно рассмотрено выше в связи с тем, что является перспективным на ограночный воробьевит. При добыче розового берилла здесь попутно извлечено 850 г прозрачного ювелирного зеленого турмалина и 10 кристаллов полихромного, пригодных для фасетной огранки.

В ***Хэнтэй-Даурской зоне*** в левобережье Онона, в полях развития лейкократовых порфировидных биотитовых гранитов Сохондинского массива (кыринский комплекс), известно *Улурийское трубчатое тело* (синоним — пегматит № 41). Расположено в 2 км к СЗ от пос. Былыра Кыринского района. Открыто в 1931 г. Г.И. Вазбуцким. В 1962 г. изучалось С.М. Бескиным на пьезосырье. В 1980 г. ревизионно-поисковое обследование на камнесамоцветное сырье проводил А.В. Татаринов. Проявление представлено пегматитовым телом трубчатой формы, в плане изометричным, с размером выхода 3 × 4 м. Интенсивно проявлены альбитизация, лепидолитизация, грейзенизация. В отвалах найдены обломки рубеллита, мориона, шерла, касситерита, граната. Отрабатывалось на олово. Разведано на глубину до 5 м. Выделяются зоны (от периферии к центру) аплитовая — графическая — пегматоидная — блоковая. Продуктивна блоковая зона. Специализированных работ на камнесамоцветное сырье не проводилось. Друзовый комплекс представлен рубеллитом, сине-черным, зеленым и розовым полихромным турмалином, воробьевитом, микроклином, клевеландитом, касситеритом, морионом, розовым гранатом. Известны устные сообщения о находках высокосортного турмалина. Предполагается, что тело продолжается на глубину, и возможно увеличение с глубиной поперечного сечения и концентрации ювелирных камней (Юргенсон, 1996 г.).

М.Г. Кычаковым в 1993 г. произведена оценка ресурсов цветного турмалина категории P_2 до глубины 20 м по аналогии с Малханским месторождением. При принятом объеме продуктивной зоны 400 м^3, содержании турмалина 0,350 кг/м^3 и выходе сортового камня 60,0 % ресурсы категории P_2 оценены в 140 кг турмалина-сырца. Наряду с турмалином, безусловно, значительный интерес будут представлять воробьевит, гранат и морион.

Свалы пегматитовой жилы, содержащей берилл и полихромный турмалин, известны в Хэнтэй-Даурской зоне по р. Киркирот (З.И. Жильцова и др., 1966 г.). Пегматиты связывают с асакан-шумиловским комплексом.

К турмалиноносным пегматитам рассматриваемого типа могут быть отнесены и проявления в ***Баргузинской зоне***, открытые в 1969 г. Г.Л. Митрофановым в бассейне р. Янгуды, между устьями ручьев Люнку и Илеир. Здесь известно 14 редкометалльных пегматитовых альбитово-микроклиновых миаролоносных жил, содержащих кристаллы зеленого турмалина длиною 5—10 см, редко до 30 см. В ассоциации с турмалином находятся клевеландит, адуляр (лунный камень), гранат альмандин-спессартинового состава в кристаллах

до 1,5 см в диаметре. Миароловые пегматитовые жилы Котокельского поля (хр. Улан-Бургасы) связаны с витимканским комплексом гранитоидов раннепалеозойского возраста. Мощность жил 1,2—2,0 м при прослеженной длине до 10 м. Они содержат кристаллы турмалина, качество которых не изучалось.

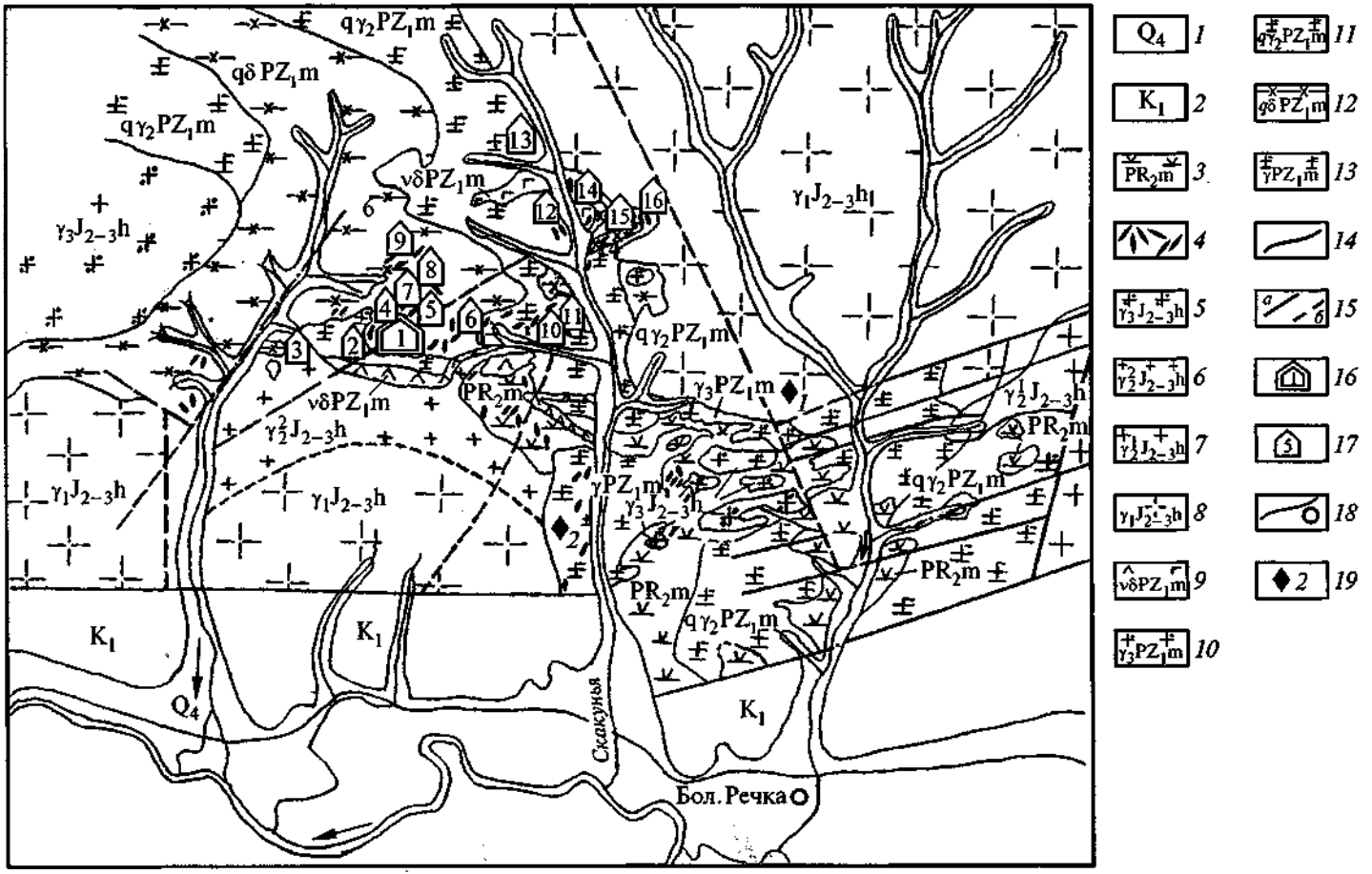
В *Муйской зоне*, в пределах Баргузино-Котерского синклинория, в бассейне р. Усмун, известно одноименное поле редкометалльных миаролоносных амазонитовых пегматитов, находящихся среди карбонатно-сланцевых толщ протерозойского возраста в эндоконтактах с палеозойскими гранитами. Длина жил 5—35 м, мощность 0,1—0,8 м. Они содержат миароловые гнезда и вкрапленники берилла, топаза и турмалина. Турмалин отмечается в коричневато-черных призмах длиною до 15—20 см по оси *c*. Оценка на ювелирное сырье не проводилась.

В *Селенгино-Становой зоне* важнейшим промышленным типом турмалинсодержащих пегматитов в Забайкалье являются миароловые микроклиново-олигоклазовые с интенсивно развитым клевеландитово-лепидолитовым комплексом. К этому типу относится *Малханское месторождение* цветного турмалина, находящееся в пределах Селенгинской подзоны Селенгино-Становой зоны. Турмалиноносные пегматиты связаны с Орешным и Большереченским массивами харалгинского комплекса гранитоидов, относящихся к лейкогранитам, характеризующимся высокими содержаниями Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Nb, Y, Bi и резко пониженными — Ba и Sr [Загорский, Перетяжко, 1992]. Особенность их — высокая висмутоносность. Они близки к плюмазитам Л.В. Таусона. Наиболее продуктивны на ювелирный турмалин двуполевошпатовые (калишпат-олигоклазовые) пегматиты.

Первые упоминания об обилии турмалина в пегматитах Малханского хребта имеются в известной работе А.Е. Ферсмана [1962].

Обнаружены пегматиты с цветным турмалином в Малханском хребте при попутных поисках партией № 140 ПГО "Сосновгеология" в 1980—1981 гг. (жилы Орешная, Скакунья I и Скакунья II, Крутая). В 1982 г. материалы о находках цветного турмалина в этих жилах были переданы в специализированную Саяно-Байкальскую экспедицию объединения "Союзкварцсамоцветы". В результате поисковых работ в 1983—1984 гг. на площади 60 км^2 Чикойской партией этой экспедиции обнаружено несколько групп миароловых пегматитовых жил (Моховая, Западная, Таборная, Правобережная и др.). В 1985—1987 гг. на площади 300 км^2 выявлено около 300 пегматитовых тел, из которых 40 с цветным турмалином.

Участок турмалиноносных жил, слагающих Малханское пегматитовое поле, простирается в виде субширотной полосы шириной 5—6 км на расстояние 13 км от водораздела рек Могзон и Зорголик до Большой Речки (рис. 9). Турмалиноносные жилы в пределах поля объединены в несколько участков. В районе горы Орешной 22 жилы представляют собой Центральный участок; здесь находятся наиболее важные в промышленном отношении жилы — Моховая, Соседка, Каркадиловая, Таборная, Юбилейная, Октябрьская и др. К другому участку, располагающемуся восточней, относятся жилы Светлая, Солнечная, Гранатовая. Третий (Левобережный) участок находится к северо-востоку от Центрального в среднем течении р. Скакуньи и представлен жилами Западная-I, Западная-II и др. Четвертый (Верхнемогзонский) участок, располагающийся в левом борту верхнего течения



$q\gamma_2PZ_1m$
$q\delta PZ_1m$
$q\gamma_2PZ_1m$
$\nu\delta PZ_1m$
$\gamma_3J_{2-3}h$
$\gamma_1J_{2-3}h$
$q\gamma_2PZ_1m$
γ_3PZ_1m
$\gamma_2^1J_{2-3}h$
PR_2m
$\nu\delta PZ_1m$
$\gamma_2^2J_{2-3}h$
$\gamma_1J_{2-3}h$
$\gamma_1J_{2-3}h$
γPZ_1m
$\gamma_3J_{2-3}h$
$q\gamma_2PZ_1m$
PR_2m
PR_2m
$q\gamma_2PZ_1m$
K_1
K_1
K_1
Q_4
Скакунья
Бол. Речка
Q_4 1
K_1 2
PR_2m 3
4
$\gamma_3J_{2-3}h$ 5
$\gamma_2^2J_{2-3}h$ 6
$\gamma_2^1J_{2-3}h$ 7
$\gamma_1J_{2-3}h$ 8
$\nu\delta PZ_1m$ 9
γ_3PZ_1m 10
$q\gamma_2PZ_1m$ 11
$q\delta PZ_1m$ 12
γPZ_1m 13
14
15
16
17
18
2 19

р. Могзон, включает жилы Иркутянка, Омировская, Дальняя и др. В пределах Центрального участка выявлен рудный узел из трех высокопродуктивных жил (Моховая, Орешная, Соседка), которому в результате проведенных ГРР дан разряд месторождения — Малханское месторождение цветного турмалина. Выполненная здесь предварительная разведка с проходкой штольни, буровых скважин и канав позволила подсчитать запасы по категориям C_1 и C_2.

Геологическое строение и минералого-геохимические особенности месторождения описаны В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко [1992]. Поэтому ограничимся приведением самых важных его признаков (рис. 10).

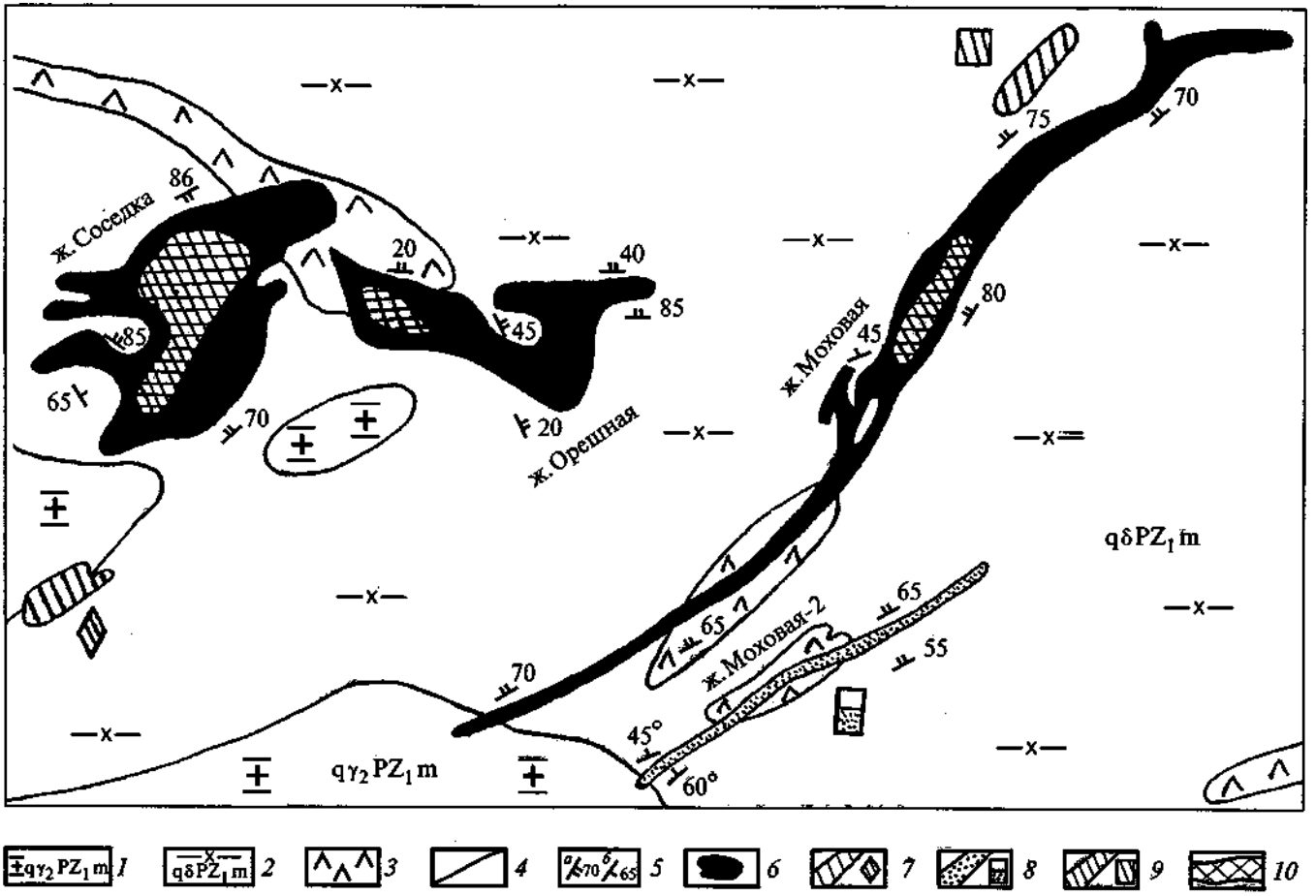
Месторождение имеет сложное строение. Жильные тела представлены пегматитами олигоклазового, олигоклазово-калишпатового и калишпатового составов и сложного зонального строения. К их внутренним зонам, сложенным преимущественно кварцево-альбитовым неясноографическим пегматитом, приурочены миаролы с цветным турмалином. На Малханском месторождении к собственно олигоклазовым относится жила Орешная, а промышленные жилы Соседка и Моховая — к двуполевошпатовым пегматитам. Развитие олигоклаза связано, согласно нашим наблюдениям, с особенностями вмещающих пород: повышенное содержание кальция в альбит-олигоклазе обусловлено, вероятно, гибридизмом пегматитового расплава, кристаллизующегося в диоритогнейсах. Слабая продуктивность на цветной турмалин безолигоклазовых жил связана, видимо, с особыми условиями формирования и специфичностью источника бора в Малханском пегматитовом поле.

Установлено, что непродуктивные жилы преимущественно локализованы в гранитах и в зоне их ближнего экзоконтакта с породами малханской серии и малханского комплекса [Загорский, Перетяжко, 1992]. Продуктив-

---

Рис. 9. Геологическая карта Малханского пегматитового поля. Масштаб 1 : 100 000 (составлена по В.А. Беляеву, А.В.Минакову, 1991 г.).

1 — четвертичная система. Современные аллювиальные отложения: галечники, валунники, пески; *2* — меловая система, нижний отдел. Аргиллиты, песчаники, конгломераты, конгломерато-брекчии, песчаники с прослоями угля; *3* — малханская серия. Кристаллические сланцы (парагнейсы) биотитовые, биотитово-амфиболовые, эпидотово-амфиболовые, кварциты; *4—8* — харалгинский интрузивный комплекс: *4* — жильная серия. Дайки, жилы аплитов, пегматитов, *5* — граниты биотитовые и двуслюдяные мелкозернистые, массивные, аплиты, *6* — граниты лейкократовые двуслюдяные мелкозернистые, светло-серого цвета, массивные, иногда полосчатые, *7* — граниты лейкократовые биотитовые, среднезернистые, массивные, *8* — граниты биотитовые порфировидные, средне-, реже крупнозернистые, массивные, иногда гнейсовидные; *9—13* — метаморфизованный малханский интрузивный комплекс: *9* — амфиболиты, амфиболовые габбродиориты средне-крупнозернистые, *10* — граниты лейкократовые, желтовато-серые, массивные, *11* — кварцевые диориты разгнейсованные, биотитовые, амфиболово-биотитовые, порфировидные, *12* — диориты, габбродиориты разгнейсованные, амфиболовые, биотитово-амфиболовые, мелко-среднезернистые, *13* — граниты амфиболово-биотитовые массивные, разгнейсованные; *14* — границы между разновозрастными геологическими образованиями; *15* — разрывные нарушения установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *16* — месторождение цветных турмалинов — жилы Моховая, Соседка, Орешная; *17* — проявления цветных турмалинов — жилы пегматитов с установленной полихромной турмалиновой минерализацией (1 — Моховая, Соседка, Орешная, 2 — Юбилейная, 3 — Могзонская, 4 — Октябрьская, 5 — Каркадиловая, 6 — Таборная I и II, Данбуритовая, 7 — Магистральная, 8 — Новая, 9 — Иркутянка, 10 — Светлая, Солнечная, Гранатовая, 11 — Амазонитовая, 12 — Дорожная, Лепидолитовая, 13 — Правобережная I—III, 14 — Левобережная, Крутая, 15 — Западная-I, -II, 16 — Скакунья I—III); *18* — автодорога и населенный пункт; *19* — проявления аметиста (1 — Зимовейное, 2 — Скакунья).


ж.Соседка
ж.Орешная
ж.Моховая
ж.Моховая-2
qδPZ1m
qγ2PZ1m
86
20
40
85
45
85
65
70
20
75
70
80
45
65
65
55
70
45°
60°

ные жилы находятся на удалении от гранитов в ортопородах малханского комплекса. Сравнение аналитических данных по содержанию шерла и доли калишпата, приведенных в работе указанных выше авторов, свидетельствует о тенденции к обратной зависимости содержаний этих минералов в продуктивных жилах. Преимущественное развитие продуктивных жил в метаморфизованных ортопородах основного состава (метагаббро, метадиабазы, метадиориты) связано, вероятно, с относительной их обогащенностью бором. Во всяком случае, об этом свидетельствует сопоставление аналитических данных (табл. 4).

Метаморфизованные ортопороды основного состава содержат в среднем более чем в 3 раза большие концентрации бора, чем гнейсограниты, и почти в 8 раз большие, чем кварцевые метадиориты. Характерно, что в среднем ортопороды основного состава в полях развития жил с цветным турмалином, а также за их пределами, равно как и в околоконтактовых зонах с жилами без цветного турмалина, содержат примерно одинаковые количества бора (соответственно 53, 63, 65 г/т). В участках околоконтактовых зон высокопродуктивных жил содержание бора резко возрастает, варьируя от 195 до 1060 г/т, в среднем составляя 469 г/т. Этот факт можно объяснить как выносом бора во вмещающие породы из пегматитообразующей камеры при внедрении пегматитового расплава, так и привносом его из вмещающей среды при реакционном обмене расплава с вмещающими породами. Возможно, появление олигоклаза наряду или вместо альбита в продуктивных пегматитовых телах, а также широкое развитие дравитовой компоненты в турмалинах, их высокая глиноземистость обусловлены составом вмещающих пород, обогащенных кальцием, бором, магнием и алюминием.

Одна из важных отличительных геохимических черт турмалиноносных пегматитов Малханского поля — обогащенность их висмутом, а присутствие в его пределах свалов золотоносных жил [Загорский, Перетяжко, 1992] может указывать на их взаимосвязь.

Поскольку на собственно Малханском месторождении промышленное значение, по данным предварительной разведки, имеют жилы Моховая и Соседка, относящиеся к калишпатово-олигоклазовому типу, как установлено В.А. Беляевым и А.В. Минаковым (1991 г.), рассмотрим его особенности на примере названных жил.

Жила Моховая изучена с поверхности, а также скважинами по сети 10 × 10 м, рассечками, штольней. Она имеет форму пластинообразной уплощенной линзы длиной до 200 м. Падение 40—85° на северо-запад, простирание — на северо-восток (30—50°). Преобладающая мощность на поверхности 5—6 м. С глубиной на флангах мощность уменьшается, свидетельствуя о том, что на современном срезе вскрыта оптимальная по мощности и про-

---

Рис. 10. Геологический план Малханского месторождения турмалина (по В.А. Беляеву, А.В. Минакову, 1991 г.).

1 — кварцевые диориты разгнейсованные, амфибол-биотитовые, биотитовые порфировидные; *2* — гнейсодиориты; *3* — амфиболиты среднезернистые массивные; *4* — геологические границы; *5* — элементы залегания (*а* — контактов, *б* — сланцеватости); *6* — пегматиты двуполевошпатовые высокопродуктивные; *7* — пегматиты двуполевошпатовые непродуктивные; *8* — пегматиты существенно калишпатовые слабопродуктивные; *9* — пегматиты существенно калишпатовые непродуктивные; *10* — турмалиноносные участки пегматитовых жил.

Таблица 4

Усредненные данные по содержанию бора в породах малханской серии (составлена по данным: [Загорский, Перетяжко, 1992]), г/т

Вмещающие породы	За пределами пегматитов с самоцветами	В пределах участков развития пегматитов		
		Околоконтактовые зоны жил с самоцветами	Околоконтактовые зоны жил без самоцветов	В полях развития пегматитов с самоцветами
Метаморфизованные ортопороды основного состава, высокопродуктивные жилы	63	469	65	53
Кварцевые метадиориты, непродуктивные жилы	8	18	—	13
Амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсограниты	17	—	—	—

дуктивности ее часть, так как мощность центральной ее части до глубин 40—100 м остается практически неизменной, длина минерализованного участка на глубине 40 м составляет 30 м при мощности 3—5 м. Продуктивный участок длиною около 56 м тяготеет к раздуву жилы. Он смещен к ее юго-западному окончанию и достигает мощности 8—12 м.

Описание жилы приводится по данным В.А. Беляева, А.В. Минакова (1991 г.) и В.Е. Загорского, И.С. Перетяжко [1992] с нашими дополнениями, полученными при ее изучении в 1994 г. Жила имеет сложную зональность, которая выражается в том, что за пределами продуктивной части на северо-восточном фланге в приконтактовых частях она сложена разнозернистым и грубографическим олигоклазовым пегматитом, который сменяется калишпатовым пегматитом графической и блоковой структур. Зона блокового микроклинового пегматита имеет мощность 2—3 м и протяженность до 40—50 м. Микроклиновый пегматит слабо альбитизирован и содержит мелкокристаллический шерл и альмандин. Мощность жилы на северо-восточном фланге уменьшается постепенно, а на юго-западном жила резко выклинивается и ветвится. Продуктивная часть имеет асимметрично-зональное строение и неоднородный состав. Приконтактовые оторочки мощностью 3—4 см сложены среднезернистым олигоклазовым пегматитом, содержащим мелкочешуйчатый биотит. Эта оторочка лучше проявлена у висячего бока жилы, что свидетельствует, вероятно, о ее гибридной природе.

От жилы отходят тонкие апофизы среднезернистого олигоклазового пегматита. Блоковая зона, следующая за олигоклазовой оторочкой, имеет крупно-гигантозернистую и грубографическую структуру и олигоклазовый состав. В ней наблюдаются листы биотита и вкрапленность магнетита, а также кристаллы шерла и альмандина. Мощность блоковой зоны варьирует от 0,5 до 3—4 м. Крупные блоки микроклина формируются у контактов жилы и клиньями вдаются в осевую часть жилы, нередко смыкаясь при встречном росте. С удалением от контактов в блоковом микроклиновом пегматите развивается альбитизация. Внутренняя зона является продуктивной. Она сложена преимущественно кварцево-альбитовым неяснографическим пегматитом, в меньшей мере — микроклиновым пегматитом блоковой, графической и пегматоидной структуры. Переходы от олигоклазовых блоков к кварцево-альбитовым постепенные.

Миаролы находятся преимущественно в кварцево-альбитовом пегматите и в местах его сопряжения с блоковым и пегматоидным микроклиновым пегматитом, реже в микроклиновом альбитизированном пегматите графической структуры. В миаролах отмечаются друзы и щетки микроклина, альбита, цветного турмалина, кварца, лепидолита, гамбергита. На кристаллах шерла, выходящих в стенках миарол, появляется розовая рубеллитовая оторочка. Мощность ее больше на концах кристаллов, обращенных к центру миарол, и меньше на теневых гранях. В жиле Моховой вскрыто около 100 минерализованных полостей. Формы их субизометричные, трубообразные, щелевидные; объем достигает 0,01—0,2 м^3. Полости большего объема редки (1—3,5 м^3). Они обычно на $^2/_3$ заполнены глинисто-слюдистым рыхлым материалом с обломками минералов друзового комплекса. Иногда соединяются рубеллитово-лепидолитовыми проводниками.

Среди полостей выделяются три группы. Полости первой группы объемом до 0,5 м^3 имеют неправильную форму и содержат высококачественный турмалин, преимущественно рубеллит средней интенсивности окраски, реже полихромный. Кристаллы до 8—10 см в длину и до 3—4 см в поперечнике (фото 2—6). Монообласти характерны для небольших кристаллов (0,5 × 1,0 см).

Полости второй группы крупные (0,5—1,5 м^3). Они содержат около 70 % всего извлеченного полихромного турмалина. Одна из них дала 65,8 кг сортового камня. Из этих миарол максимален выход кабошонного и коллекционного материала. Полости третьей группы характеризуются большим объемом (до 3,5 м^3), но незначительным количеством и низким качеством турмалина. Стенки этих полостей выполнены альбитизированным микроклином блокового сложения, клевеландитом, дымчатым кварцем и цветным турмалином. Турмалин находится также в глине, устилающей дно полости. Здесь развит преимущественно бледно-розовый рубеллит. Особенность этих полостей — незначительное количество лепидолита.

В блоковой микроклиново-альбитовой зоне широко развит розовый турмалин, образующий радиально- и субпараллельно-шестоватые агрегаты, выделившиеся до образования полевых шпатов. Вследствие напряжений в турмалине развивается трещиноватость, что резко снижает прочность этих рубеллитов. Тем не менее определенная часть их может быть использована как коллекционный материал, а также как кабошонное и галтовочное сырье.

Жила Соседка, по данным В.А. Беляева и А.В. Минакова (1991 г.), отличается большой мощностью, сложными строением и конфигурацией. Ее выход, вскрытый расчисткой, имеет амебовидную форму. Строение участково-зональное. Продуктивная зона представлена двумя мощными участками, соединенными узкими полосами, содержащими турмалин. Ширина участков 10—35 м, длина 40—42 м. На глубине 7 м оба участка объединяются в единую зону мощностью до 40 м и протяженностью до 70 м. Жила сложена микроклином, олигоклазом, альбитом, кварцем. Полосы с цветным турмалином приурочены преимущественно к зоне развития кварцево-микроклиново-альбитового пегматита, содержащего пустоты, заключающие кристаллы зеленого турмалина. Большая их часть непрозрачна и имеет шерловую внутреннюю зону. Но встречаются и чистые просвечивающие светло-зеленые кристаллы. Блоковый микроклин в таких участках интенсивно альбитизирован и также содержит в пустотах зеленый турмалин.

Минерализованные полости с цветным турмалином тяготеют к микроклиновому пегматиту графической пегматоидной структуры. Они обычно изометричны, размеры 0,2—1,2 × 1,5 × 1,5 м; содержат кристаллы дымчатого кварца до 30 см в длину и 15 см в поперечнике, а также агрегаты клевеландита, лепидолита, полихромного турмалина, иногда данбурита и цеолита. Двенадцатью скважинами вскрыто 20 полостей с цветным турмалином.

В жиле Соседка чаще встречаются рубеллиты, реже — полихромные турмалины и верделиты. В юго-западном ее окончании присутствуют коричнево-розовые турмалины. Ювелирные турмалины имеют 1—12 мм в поперечнике и 10—60 мм в длину. Крупные кристаллы трещиноваты. Полихромные турмалины короткостолбчатые, островершинные. Средняя их часть светло-зеленая, краевая — розовая. Верделит развит преимущественно в восточной части жилы в ассоциации с данбуритом и бесцветным и светло-розовым бериллом. Характерно, что лепидолит не отмечается с верделитом и бериллом, за исключением воробьевита.

Промышленное значение имеют шесть жил — Моховая, Соседка, Октябрьская, Юбилейная, Светлая, Солнечная. Продуктивные части жил с поверхности разведаны канавами и расчистками, пройденными через 10 м, Моховая жила — подземными выработками до глубины 40 м.

По жилам Моховая и Соседка утверждены балансовые запасы цветного турмалина. В соответствии с ТУ 41-07-038-88 выход сортового турмалина из турмалина-сырца по жиле Моховой составил для запасов категории C_1 — 46,97 %, в том числе для фасетной огранки — 0,76 %, для изготовления кабошонов и галтовки — 37,64 %, коллекционного турмалина — 8,57 %; для запасов категории C_2 — 64,23 %, в том числе для фасетной огранки — 1,54 %, для изготовления кабошонов и галтовки — 45,88 %, коллекционного турмалина — 16,81 %.

В 1992 г. проведена опытная промышленная отработка жилы Светлая. Добыто 138,9 кг турмалина-сырца и 45,66 кг сортового турмалина, в том числе 0,44 кг сырья для фасетной огранки и 45,22 кг для кабошонирования и галтовки, кроме того, 32,9 кг коллекционного сырья. Выход сортового турмалина составил 3 %. В том же году ГГПП "Байкалкварцсамоцветы" в результате поисковых работ на участке Западный и в жиле Западная-I выявлено 20 новых минерализованных полостей. При опробовании извлечено 68,5 кг турмалина-сырца, из которого при обогащении получено 44,5 кг сортового турмалина, соответствующего по качеству ТУ-41-07-038-88 (ограночные и галтовочные сорта) и ОСТ 41-01-143-79 (коллекционный).

По насыщенности продуктивными пегматитами и масштабам проявления в них турмалиновой минерализации Малханское поле в целом и Центральный участок в частности не имеют аналогов в России и могут конкурировать с лучшими из известных зарубежных месторождений этого камня. Об этом свидетельствуют результаты поисковых и поисково-оценочных работ по другим жилам поля. В 35 жилах обнаружен турмалин, пригодный для фасетной огранки, изготовления кабошонов, галтовки, а также коллекционный материал. Для прироста промышленных запасов рекомендованы поверхностные горные выработки, бурение скважин глубиной до 100 м (исходя из данных разведки жил Моховая и Соседка, а также протяженности известных жил по простиранию, которая в слабоэродированных жилах ред-

ко бывает больше протяженности по падению), валовое опробование на цветные камни, минералого-геохимическое изучение для получения данных, позволяющих учитывать соответствующие критерии продуктивности жил и местоположения и параметров продуктивных зон, разработанные В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко [1992].

В результате работ экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" выделено 20 узлов или групп жил, потенциально перспективных на цветной турмалин и сопутствующие ему ювелирные топаз, берилл, данбурит, кварц. Они располагаются практически на всех известных участках поля. Из них 6 находятся в Центральном, 3 — Южном, 4 — Ходовом, 3 — Верхнемогзонском, 3 — Северном и 1 — Зимовейном участке, где известно проявление аметиста. По этим данным прогнозные ресурсы цветного турмалина категории P_2 составляют 31 236 кг турмалина-сырца (Г.А. Юргенсон, 1998 г.).

На базе месторождений Малханского поля турмалиноносных пегматитов может быть создано предприятие по комплексному использованию всего минерального богатства, выпускающее не только готовые вставки (граненые и кабошоны), всевозможные украшения и сувениры, но и предметы культа, а также осуществляющее производство фаянса из полевошпатовой массы хвостов обогащения.

В настоящее время жила Моховая отрабатывается предприятием "Турмалхан". Обработку незначительной части добываемого сырья производит ювелирный завод "Шерл" в г. Чита. Выпускаются граненые вставки ручной фасетной огранки, цены на которые даны в табл. 5.

Малханским полем не исчерпываются возможности находок новых месторождений миароловых турмалиноносных пегматитов в Малханском хребте.

Новым районом с пегматитами с цветным, в том числе голубым и желтым, турмалином и ювелирным бериллом может стать бассейн р. Энгорок и верховья р. Блудной, где имеются все предпосылки для организации поисков таких пегматитов, продуктивные части которых не вскрыты эрозией. Перспективные площади должны быть в полях развития метаморфизованных ортопород габбро-диоритового состава малханской серии, прорывающихся мезозойскими морионовыми гранитами.

Бесполостные пегматиты с цветным турмалином. В *Восточно-Саянской зоне*, в редкометалльных пегматитах охарактеризованного выше Урикского поля, известны кристаллы синего и зеленого турмалина, достигающие 8—10 см в длину и до 4 см в поперечнике, полупрозрачные. Несмотря на отсутствие официальных данных о находках кристаллов ювелирного качества, нельзя однозначно оценить эти пегматиты как полностью бесперспективные на ювелирный и тем более коллекционный турмалин. На месторождении Канакан в Афганистане, где миарол мало, ювелирные индиголиты и верделиты встречаются в сахаровидном альбите и извлекаются при его разборке.

Таблица 5

Цены на турмалин фасетной огранки (ручная огранка, камни некалиброванные, цена в долларах США)

Цвет	Масса, карат			
	< 1	1—2	2—3	3 +
Розовый, малиновый (рубеллит)	10	10—20	15—30	20—50
Зеленый (болотный)	8	8—18	10—25	10—40

Учитывая особую ценность голубых турмалинов и появившуюся в 1990-х годах моду на них, следует иметь в виду необходимость попутной добычи индиголитов при отработке месторождения на редкие металлы.

В 1964 г. в ***Кодаро-Удоканской зоне*** Г.М. Савченко открыто Олондинское редкометалльное пегматитовое поле, находящееся в кристаллических сланцах борсалинской свиты. В 1971—1972 гг. оно изучалось на редкие металлы И.Б. Орловым, Е.Б. Субботиным, В.В. Архангельской. Турмалин ассоциирует с бериллом и сподуменом. Он образует синие кристаллы с зеленым отливом, длина которых достигает 1—1,5 см. Наличие их отмечено в жилах № 3 и 57. Специальных работ на ювелирные камни не проводилось. Наряду с отдельными кристаллами известны и радиально-лучистые агрегаты диаметром 2—3 см, иногда достигающие 19—30 см.

Оценка перспектив Забайкалья на цветной турмалин. Как уже показано, на территории Забайкалья выделяются районы, перспективые на обнаружение месторождений цветного турмалина, в которых рекомендуется сосредоточение ревизионных, поисковых и поисково-оценочных работ.

Кондиционный цветной турмалин обычно развит в литиеносных пегматитах, локализованных в ортосланцах и ортогнейсах биотитово-плагиоклазового или биотитово-амфиболово-плагиоклазового состава, обогащенных бором. Цветной турмалин имеет тенденцию образовываться в редкометалльных пегматитах с широко развитым плагиоклазово-лепидолитовым или плагиоклазово-сподуменовым комплексом. При этом рубеллит и полихромный турмалин преимущественно тяготеют к плагиоклазово-лепидолитовым комплексам, а индиголит, верделит и частью полихромный турмалин — к плагиоклазово-сподуменовым. Но известны и исключения, когда в альбитово-лепидолитовых пегматитах с поллуцитом и воробьевитом турмалин отсутствует полностью. Для образования турмалина необходима боровая специализация метаморфических толщ, служащих материалом для образования палингенных гранитоидов, и специфический механизм его мобилизации в пегматитовые расплавы при условии такого хода их эволюции, когда железо захватывается биотитом в начале кристаллизации, а при формировании кварцево-микроклиново-плагиоклазовых блоковых зон образуются маложелезистые турмалины шерлитового и эльбаитового рядов.

Наибольшие перспективы для наращивания промышленных запасов и обнаружения новых жил имеются в Малханском хребте, где наряду с одноименным пегматитовым полем могут существовать еще не известные в зонах развития меланократовых ортогнейсов малханского комплекса в связи с гранитами асакан-шумиловского комплекса. Подтверждением сказанному является находка Н. Бояркиным пегматитов с дравитом и рубеллитом в Малханском хребте летом 1996 г.

Вторым по насыщенности турмалиноносными пегматитами остается Борщовочный плутон с Шивкинским, Кангинским и другими пегматитовыми полями.

Третьим перспективным на турмалин районом в Забайкалье следует назвать Завитинское поле со сподуменовыми пегматитами, содержащими альбитово-лепидолитовый продуктивный комплекс.

Четвертый, слабо изученный, район прилегает к Улурийскому пегматитовому полю в восточной части Хэнтэй-Даурской зоны. В западной части

этой зоны перспективным следуем считать Мензинский пегматитовый пояс, в котором наиболее изучено Еловское пегматитовое поле, где находится Игнатьевское месторождение, изучавшееся В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко [1992]. Только в пределах Еловского поля известно свыше 600 пегматитопроявлений, изученность которых на камнесамоцветное сырье недостаточна. Поэтому возможность обнаружения объектов, сопоставимых с жилой Водораздельной, безусловно, имеется.

На территории Северного Забайкалья, в Муйской зоне, возможны находки турмалиноносных пегматитов в связи с баргузинским комплексом, а в Кодаро-Удоканской зоне — в Олондинском и Ханинском полях пегматитов, где известные жилы выходят на дневную поверхность своими средними частями, лишенными зон развития миарол с цветными камнями. Поэтому следует искать слабо эродированные жилы редкометалльных пегматитов в участках развития пород борсалинской свиты со слабо развитой пострудной тектоникой.

Опыт изучения редкометалльных пегматитов Афганского Нуристана свидетельствует о том, что бесполостные сподуменовые пегматиты в апикальных частях содержат ювелирные кунцит, берилл и турмалин. С этих позиций следует провести доизучение Урикского поля в Восточно-Саянской зоне, где продуктивными на цветные камни, включая ювелирный турмалин, могут быть слабо вскрытые эрозионными процессами апикальные части редкометалльных пегматитов, локализованных в плагиоклазово-биотитовых сланцах и ортогнейсах диоритового состава.

Формация миароловых гранитов и апогранитных грейзенов

Шерловогорское месторождение

История изучения и отработки. Шерловогорское месторождение открыто в 1723 г. И. Гурковым. С 1723 г. периодически производится старательская добыча аквамарина и топаза. С 1762 по 1765 г. месторождение изучалось А.И. Карамышевым, в 1772 г. его посетил П. Паллас, а в 1785 г. — Е. Патрен. В отдельные годы здесь добывалось до 5 пудов (1796 г.) первосортного аквамарина (табл. 6).

Месторождение изучали В. Севергин (1807 г.), Г.Г. Гессе (1826 г.), А.И. Кулибин (1829 г.), В.Д. Титов (1855 г.) и др. С 1914 по 1917 г. исследования здесь проводил минералог П.П. Сущинский, описавший в сводной работе по цветным камням Забайкалья в 1925 г. наиболее крупные выработки месторождения и указавший, что "вместилищем аквамаринов и топазов" является "кварцевая" порода — "грейзен" [Сущинский, 1925]. Месторождение посещал А.Е. Ферсман. К началу XX в. относятся открытие на Шерловой Горе вольфрамовых, а затем оловянных и висмутовых россыпей и начало их отработки. Значительный вклад в познание месторождения внесли геологи М.М. Тетяев (1918 г.), А.К. Болдырев, Я.А. Луи (1929 г.), Г.В. Холмов (1929 г.), О.Д. Левицкий (1933—1939 гг.), Н.В. Ионин (1937 г.), В.А. Гущин (1951—1960 гг.) и др.

В 1954—1955 гг. партия ЧГУ под руководством В.И. Педино проводила ревизионные и поисково-разведочные работы на Шерловогорском и Адун-Челонском месторождениях цветных и поделочных камней. Проведены рас-

Таблица 6

Количество аквамарина и берилла, добытое на Шерловогорском месторождении до 1980 г. включительно (официальные данные)

Год	Автор, промышленник, организация	Объект отработки	Добытое кристаллосырье, кг			
			Аквамарин ювелирный	Слабоокрашенный берилл ювелирный	Всего ювелирный	Технический берилл
1796	Лосев	Шерловогорское месторождение	80	—	80	—
1810—1827	Данные ГАЧО	То же	1291,807	—	1291,807	—
1912	Поднебесных	Жила Поднебесных	300	—	300	—
1916	Зубрицкий	Шерловогорское месторождение	300	—	300	—
1923—1935	Трест редких металлов	Золотой отрог	—	—	—	75 000
1928—1929	Болдырев	Жила Миллионная	320	—	320	—
1951—1957	Федоров	» Поднебесных	200	—	200	—
1953—1954	Педино	Отвалы жилы Поднебесных	?	—	?	—
1955	»	Жила Поднебесных	—	840 (?)	840	—
1965	Апенко	Отвалы жилы Поднебесных	1,0	—	1,0	—
1969	Зуев	То же, Миллионная	—	2,7	2,7	—
1969	»	» Поднебесных	8,5	45,7	45,7	—
1974	Кузнецов	» Поднебесных и Миллионная	—	68,0	68,0	40,0
1976—1980	Сычев и др.	Жилы Поднебесных, Миллионная, Новиковская, Новая	18,45	3,76	3,76	172,27
		Всего...	2519,757	960,16	3479,917	75 212,27

Примечание. Выход ювелирного сырья — 1,86 %, сырья для кабошонов — 1,28 %.

чистка старых выработок, проходка подземных горных выработок на жилах Поднебесных и Миллионной, проходка канав для вскрытия грейзеновых зон, проходка мелких шурфов по сети 20 × 50 и 20 × 100 м на склонах падей с целью поисков россыпей аквамарина. Сделан вывод о недостаточной промышленной ценности месторождения как объекта добычи ювелирных и цветных камней. Из жилы Поднебесных извлечено 12 942 кг некондиционного сырья, по жиле Миллионной — 99 г кондиционного сырья.

В 1957—1959 гг. партия МГРИ в составе И.Ф. Григорьева, В.В. Аристова и др. составила кондиционную геологическую карту района Шерловой Горы и Адун-Челона масштаба 1 : 50 000. Одновременно сотрудниками МГРИ составлена детальная геологическая карта Шерловогорского массива масштаба 1 : 2000. Е.И. Доломановой в 1961 г. высказано мнение о том, что гнезда с аквамарином приурочены к лейкократовым типам грейзенов (кварцево-топазовым, кварцевым и топазовым).

В 1960—1965 гг. Шерловогорской ГРП МЦМ (В.А. Гущин) проведены поисково-съемочные работы масштаба 1 : 10 000 на площади Шерловогорского рудного поля (66 км^2). Составлена кондиционная геологическая карта масштаба 1 : 10 000 и выделены участки для поисков скрытого оруденения. В 1965—1966 гг. ревизионно-тематические работы проводила партия № 5 ЦРЭ

треста "Цветные камни". Авторами сделан вывод о том, что Шерловогорское месторождение аквамарина не может рассматриваться как источник сырья для ювелирной промышленности. В 1966 г. Надеждинской партией ЧГУ (В.А. Гущин) шурфами и канавами вскрыто 107 грейзеновых тел, не содержащих гнезд с аквамарином и кондиционным топазом. В 1969 г. Восточно-Сибирская партия треста "Цветные камни" (А.И. Зуев, М.П. Килессо) провела на Шерловой Горе опробование отвалов старых жил Поднебесных и Миллионной, которое не дало положительных результатов. Тем не менее попутно было обследовано несколько подземных горных выработок, что позволило сделать следующие выводы: 1) жилы Поднебесных и Миллионная в значительной степени насыщены занорышами с аквамарином, бериллом и топазом, что фиксируется по отработанным полостям в подземных горных выработках и свидетельствует о реальной возможности находки новых рудных жил с занорышами кристаллов ювелирного качества; 2) прежняя разведочная сеть недостаточна для обнаружения продуктивных на ювелирное сырье грейзеновых тел, незначительных по размерам и невыдержанных по форме.

В 1970 г. та же партия продолжила изучение Шерловой Горы. На всей площади Шерловогорского гранитного массива проведены геофизические исследования (магнито- и электроразведка) в масштабе 1 : 2000. Поисково-разведочные работы велись на двух участках: Поднебесных и сопка Лукавая. По результатам этих работ А.И. Зуевым и В.П. Гавриловой в 1971 г. составлены карта суммарной информации поисковых признаков и прогнозная карта Шерловогорского месторождения берилла. Выделены три категории перспективных площадей, рекомендованных для поисково-оценочных работ.

В 1971—1973 гг. геохимическая съемка Шерловогорского интрузива и вмещающей его толщи экспедицией Института геохимии СО АН СССР (Ю.П. Трошин и др.) показала, что надежным поисковым критерием зон грейзенизации и грейзеновых тел в Шерловогорском гранитном массиве является корреляция между четырьмя элементами: вольфрамом, литием, бериллием и бором. Кварцево-топазовые грейзены могут быть обнаружены по широкому ореолу фтора во вмещающих их гранитах. За пределами Шерловой Горы в результате геохимической съемки зафиксированы три участка грейзенизации надынтрузивной осадочной толщи. Все они пространственно тяготеют к скрытым выступам кровли Шерловогорской интрузии. Эти купола можно рассматривать как потенциальные источники грейзенов с цветными камнями.

На протяжении пяти лет (1976—1980 гг.) Шерловогорская партия экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" проводила поисковые работы на аквамарин. Результаты этих работ изложены в отчете Ю.И. Сычева и др. (1980 г.). Они сводились к следующему.

Наибольшее количество кристаллосырья (12 проб общим весом 167 310 г) извлечено при вскрытии жилы Новой, открытой в процессе работ. Размеры кристаллов от 8—10 до 130 мм в длину и 5—40 мм в поперечнике. Совместно с кристаллосырьем было извлечено около 70 кг коллекционного материала в виде друз, щеток и отдельных кристаллов топаза, кварца и аквамарина. На восточном фланге жилы Поднебесных-II в пробе из трубчатого гнезда материал был представлен штуфами грейзена с аквамарином общим весом 3800 г.

Однако новых данных, касающихся существа грейзеновых тел, их морфологии, элементов залегания и минерального состава, получено не было.

Основными результатами рассматриваемых работ явились следующие выводы: 1) жила Поднебесных-I содержит берилловые выполнения в виде разобщенных линз друзовидных срастаний берилла главным образом технического сорта. Линзы прерывисты по простиранию и падению, миароловых пустот в них не встречено; 2) жила Поднебесных-II с поверхности полностью отработана до глубины 20 м. В ней встречаются друзовые выполнения трещин с аквамарином, представляющие интерес в качестве коллекционного сырья; 3) жила Миллионная выхода на поверхность не имеет; 4) участок жилы Новикова с поверхности рекомендован только в качестве объекта добычи россыпного коллекционного аквамарина. До глубины 20—30 м участок перспективен на поиски кристаллосырья с помощью подземных выработок; 5) пример жилы Новой подтверждает возможность обнаружения новых жил с кристаллосырьем на площади Шерловогорского массива. Перспективными признаны пониженные части рельефа, перекрытые наносами мощностью 4—5 м и поэтому наименее изученные; 6) проявления кристаллосырья аквамарина по жиле Новой парагенетически связаны с морионом, топазом, вольфрамитом и висмутовыми минералами; 7) содержание кристаллосырья аквамарина и берилла в отдельных валовых пробах по жиле Новой изменяется от 250 до 4450 г/м^3, составляя в среднем 869 г/м^3 на горную массу грейзена; 8) качество кристаллосырья аквамарина (и других разновидностей берилла. — *Г.Ю.*) находится в прямой зависимости от минеральных парагенезисов. Наибольший выход ювелирных кристаллов наблюдается в гнездах, обрамленных морионом; в гнездах бериллово-топазового состава значительно развиты процессы растворения, наиболее заметные в крупных кристаллах аквамарина. Выход ювелирных кристаллов составляет 10,1 %; 9) из трех контрастных геохимических ореолов бериллия, проверенных горными работами, один приходится на жилу Новую.

Тем не менее, несмотря на длительную историю изучения Шерловогорского месторождения самоцветов, не установлены конкретные поисковые признаки грейзеновых тел с полостями, содержащими самоцветы, не выявлены закономерности локализации таких тел и гнезд с кристаллосырьем; не ясно, какое количество ограночных камней можно получить даже с самых продуктивных объектов.

Геологическое строение и поисковые критерии. Камнесамоцветная минерализация Шерловогорского месторождения связана со специфическими миароловыми гранитами, основные продуктивные минеральные комплексы в которых аналогичны классическим бериллоносным мусковитово-топазово-кварцевым грейзенам. Продуктивный минеральный комплекс образует как относительно протяженные четковидные жилы, так и миаролы с крупнокристаллическим выполнением.

Шерловогорское месторождение является единственным представителем данного промышленного типа. Оно гентически и пространственно связано с одноименным массивом кукульбейского комплекса (поздняя юра), прорывающим вулканогенно-осадочную толщу палеозойского возраста (рис. 11). Эта толща в зоне контакта превращена в роговики. Выходящий на дневную поверхность массив представляет собой апикальную часть крупного интру-

зивного тела, которое дает также и пегматитовые образования Адун-Челона. Западные контакты Шерловогорского массива пологие, восточные — крутые. Граниты представлены мелкосреднезернистыми порфировыми разностями.

Гранитоиды Шерловой Горы в той или иной мере грейзенизированы. Явления грейзенизации в макроскопически неизмененных породах выражаются в появлении отдельных зерен флюорита, замещении биотита мусковитом, проникновении в полевые шпаты тонкочешуйчатой слюдки и образовании мелких зерен касситерита, что отмечалось всеми предыдущими исследователями.

Грейзеновые образования приурочены к различным системам трещин, развитым в апикальной части массива; с гранитоидами зачастую связаны совершенно постепенными переходами. Среди трещин выделяются четыре группы: 1) крутопадающие (70°) трещины широтного простирания (жила Миллионная); 2) крутопадающие (50—80°) северо-западного (330—340°) простирания (жилы Поднебесных, Новиковская, Золотого Отрога); 3) система крутопадающих (80°) трещин меридионального простирания (жила Мелехинская); 4) система пологопадающих (20°) трещин северо-восточного простирания (маломощные жилы Золотого Отрога).

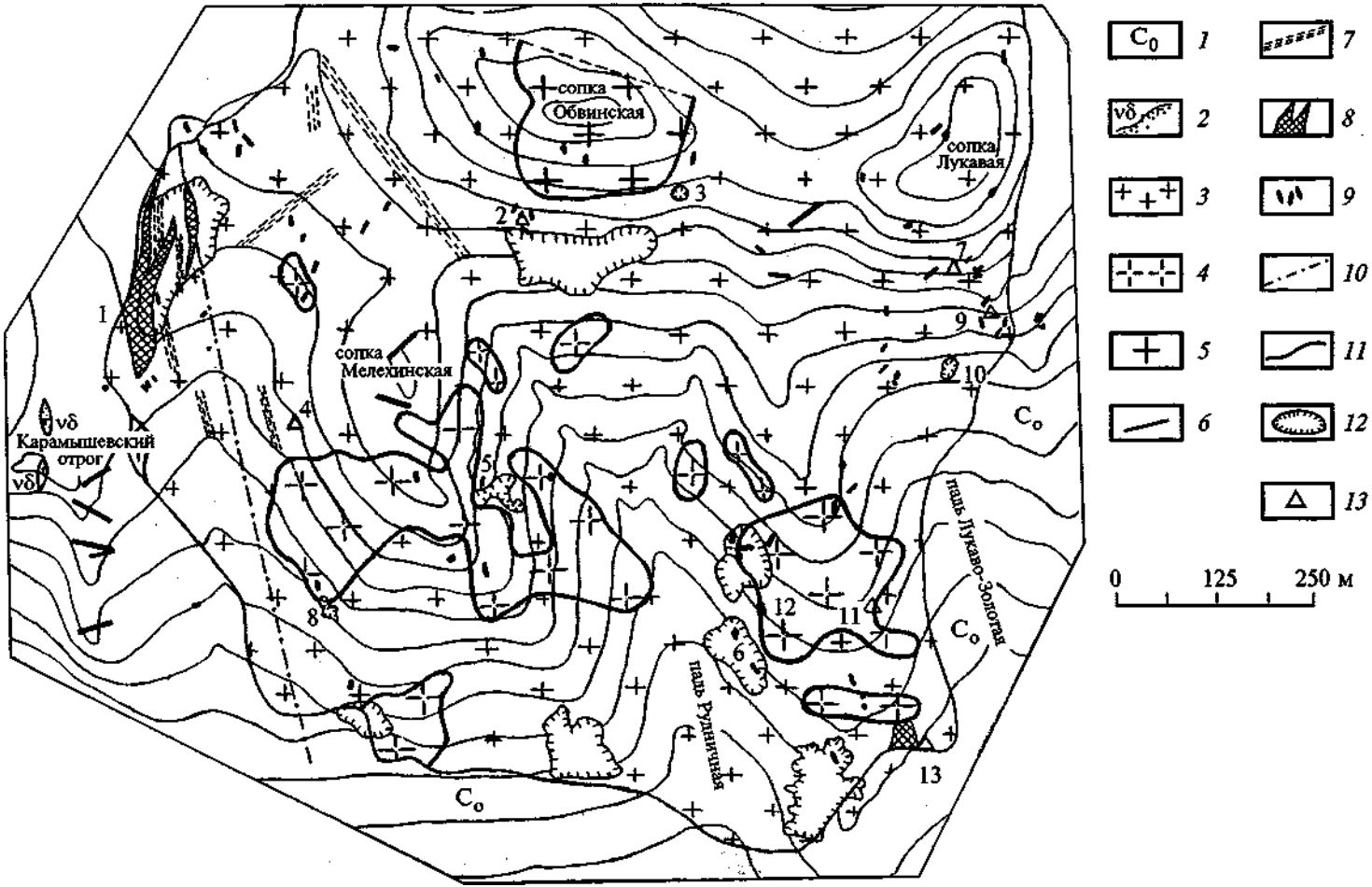
Наиболее интересные и крупные грейзеновые тела месторождения связаны с двумя первыми системами трещин и имеют либо северо-западное простирание и северо-восточное падение, либо широтное простирание и северное падение.

Среди грейзеновых тел Шерловогорского гранитного массива, содержащих камнесамоцветное сырье, преобладают жильные тела пологого, крутого и переходного к ним падения.

Ведущими поисковыми признаками тел, продуктивных на ювелирные берилл, топаз и горный хрусталь, являются: 1) зональность грейзеновых жил; 2) преобладающее развитие кварцевых разновидностей (топазово-кварцевых и кварцевых), наиболее перспективных на аквамарин и топаз; 3) наличие жильного выполнения кварцево-топазового и кварцево-бериллового состава; 4) постепенные переходы от гранита к продуктивному комплексу; 5) постепенные переходы между цветовыми зонами в кристаллах берилла; 6) наличие в кристаллах однотонных зон шириной более 0,5 см; 7) комплексные геохимические ореолы Be, F, W при отсутствии тонкопрожилкового флюорита.

Анализ состояния изученности месторождения показал, что наиболее перспективными на аквамарин-топазовое оруденение являются апикальные части гранитоидной интрузии, выраженные в форме куполов. В их пределах наиболее благоприятны кварцево-топазово-берилловые грейзены, окруженные ореолами с флюоритом, содержащие кварцево-топазовые и кварцево-берилловые прожилки. Обязательно наличие комплексного геохимического ореола рассеяния бериллия и вольфрама. Благоприятны сопряженные крутопадающие (50—80°) трещины широтного и северо-западного (330—340°) простирания; наиболее предпочтительны трещины СЗ или субмеридионального простирания и СВ падения либо субширотного простирания и северного падения.

Наиболее крупные кристаллы развиты в мощных жилах (Новиковская, Поднебесных), где возможно формирование крупных полостей. Наиболь-



сопка Обвинская
сопка Лукавая
сопка Мелехинская
Карамышевский отрог
νδ
C_0
падь Лукаво-Золотая
падь Рудничная
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
0
125
250 м

ший выход ювелирных кристаллов берилла может быть из бестопазовых друз, в которых аквамарин ассоциирует с морионом и дымчатым кварцем. Жильные тела достигают десятков метров по простиранию при мощности от первых сантиметров до 5,0 м, но наиболее часто жилы имеют мощность 0,15—1,0 м, преимущественно распространены жилы протяженностью 10—15 м; на глубину они быстро выклиниваются. По данным А.И. Кулагашева и др. (1969 г.), пространственное положение и морфология жильных и жилообразных тел определяются преимущественно эндокинетическими контракционными трещинами и обусловлены ходом эволюции массива и порожденных им остаточных расплавов.

Наибольшая аквамариноносность рыхлых отложений должна быть в распадках, разделяющих и рассекающих крупные тела грейзенов. Об этом однозначно свидетельствует опыт отработки касситеритово-вольфрамитовой россыпи по падям Рудничной и Лукаво-Золотой в прежние годы.

По минеральному составу Ю.И. Сычевым и др. (1980 г.) выделяются четыре типа грейзенов: 1) кварцево-слюдистые, связанные с гранитами постепенными переходами; 2) существенно кварцевые (кавернозные) грейзены как результат полного выщелачивания полевых шпатов и слюды; 3) существенно топазовые и кварцево-топазовые, являющиеся, по традиционным представлениям, результатом полного выщелачивания всех или почти всех компонентов и привноса фтора (миароловые кварцево-топазовые или существенно топазовые зоны первично-магматогенных тел; 4) слюдяные (сидерофиллитовые) с кварцем.

Зональность продуктивных жил и грейзенов. В целом все разности грейзенов соответствуют описанным А.А. Беусом [1960].

Известна зональность грейзеновых тел трех видов (табл. 7).

Среди парагенезисов жильного выполнения выделяются жилы с бериллом и без него. К первой группе относятся берилловые, кварцево- и топазово-берилловые; ко второй — топазовые, топазово-кварцевые и кварцевые жилы. По распространенности грейзеновые тела выстраиваются в следующий ряд: кварцево-мусковитовые, кварцево-топазово-мусковитовые, кварцево-топазовые. Нетрудно заметить, что эта последовательность соответствует типичной зональности грейзенов околожильных тел. Отсюда должна вытекать главная особенность грейзеново-жильных тел с ювелирными камнями: чем полнее проявлена зональность и ярче выражены внутренние их зоны, тем больше вероятность наличия ювелирных камней. Обязательной является топаз (или флюорит) содержащая зона для тел с ювелирными бе-

---

Рис. 11. Геологическая карта Шерловогорского массива с указанием основных мест добычи самоцветов (составлена с использованием геологической основы В.В. Аристова и др. [1961]).

1 — роговики; *2* — габбро, диориты; *3* — граниты порфировидные; *4* — граниты крупнозернистые; *5* — гранит-порфиры; *6* — аплиты; *7* — зоны трещиноватости; *8* — грейзеновые тела; *9* — внемасштабные зоны грейзенизации; *10* — зоны дробления; *11* — геологические границы; *12* — старые выработки и отвалы и их номера на карте; *13* — внемасштабные выработки и их номера. Выработки на карте: 1 — Поднебесных, 2 — Новиковская, 3 — Белотопазовая, 4 — Мелехинская-I, 5 — Мелехинская-II, 6 — Гелиодоровая, 7 — Лизкина Яма, 8 — Мелехинская, 9 — Кондратьевская, 10 — Золотой Мыс, 11 — Лукаво-Золотая, 12 — Миллионная, 13 — Золотой Отрог.

Таблица 7

Зональность грейзеновых тел (по Ю.И. Сычеву и др., 1980 г.)

Вид зональности	Зона				Жильное выполнение
I	Кварцево-мусковитовая	Топазово-мусковитово-кварцевая	Топазово-кварцевая (берилл)	Кварцевая	Берилл (аквамарин), вольфрамит, флюорит
II	Кварцево-мусковитовая	Топазово-мусковитово-кварцевая	Топазово-кварцевая (турмалин, флюорит)	Топазовая	Топаз, кварц с топазом, берилл с топазом
III	Кварцево-сидерофиллитовая	Топазово-кварцево-сидерофиллитовая	Сидерофиллитовая	—	Берилл (гелиодор), топаз с бериллом, флюорит

риллами. Эта особенность важна и для кварцево-сидерофиллитовых тел, где топаз чаще заменяется флюоритом. В принципе без минералов фтора нет берилла, но без берилла топаз может быть.

Полости в жилах обычно заполнены глинистыми минералами с флюоритом и гидроксидами железа и марганца, в которых заключены фрагменты кристаллов кварца, берилла (аквамарин, гелиодор) и топаза.

Минеральный состав грейзенов сведен в табл. 8.

Анализ данных, приведенных в табл. 8, свидетельствует об отсутствии в грейзенах полевого шпата. Среди второстепенных минералов грейзенов приводятся флюорит, железистый карбонат и турмалин. К акцессорным отнесены вольфрамит, сульфиды (арсенопирит, пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит и др.), касситерит, базобисмутит, висмутин, самородный висмут.

Все эти минералы присутствуют и в жилах. Жильные выполнения представлены жилами и прожилками с раздувами и пережимами, а также линзо-, гнездо-, желвакообразными обособлениями. Отдельные непрерывные жилы имеют 10—12 м в длину при средней мощности 0,1—0,2 м, в пережимах — 0,03—0,05 м, в раздувах — 0,6—0,7 м. Зоны прерывистых жил достигают 30—35 м.

Минералогия жил и вмещающих пород. Среди большого многообразия жил Шерловой Горы с цветными камнями можно, следуя П.П. Сущинско-

Таблица 8

Минеральный состав (по Ю.И. Сычеву и др., 1980 г.)

Разновидность грейзена	Содержание минералов, %			
	Кварц	Топаз	Мусковит	Сидерофиллит
Кварцево-мусковитовый	20—50	До 5	50—80	Не обн.
Мусковитово-кварцевый	55—75	До 5	20—45	»
Кварцевый	80—90	5—10	5—10	»
Топазово-мусковитово-кварцевый	50—70	10—25	20—30	»
Мусковитово-топазово-кварцевый	55—70	20—30	10—15	»
Топазово-кварцевый	50—70	25—45	До 5	»
Сидерофиллитово-кварцевый с мусковитом и топазом	45—60	5—15	5—20	10—40

му, А.К. Болдыреву, А.А. Беусу, Ю.И. Сычеву, А.И. Зуеву и др., выделить три их типа: 1) кварцево-берилловые, 2) кварцево-топазовые, 3) переходные между ними.

Среди кварцево-берилловых выделяются кварцево-аквамариновые (частью с топазом) с ранним комплексом рудных минералов (ферберит и минералы висмута) и с поздним, существенно арсенопиритовым минеральным комплексом (копь Поднебесных, частью жила Новая, Золотой мыс и др.). Особой, крайней, разновидностью кварцево-берилловых жил являются кварцево-гелиодоровые с сидерофиллитом (частью копь Миллионная, копь Гелиодоровая).

Среди кварцево-берилловых и кварцево-топазовых по характеру кварца выделяются жилы с темноцветными кварцами (дымчатый кварц, морион, цитрин, розово-дымчатый кварц).

А.К. Болдырев, изучавший Шерловую Гору на предмет промышленных скоплений ферберита, базобисмутита, касситерита и берилла и открывший в 1928—1929 гг. совместно с Я.А. Луи промышленные россыпи этих минералов, привел принципиальный разрез через мощную кварцево-берилловую жилу с цветными камнями, ферберитом и минералами висмута [Болдырев, Луи, 1929]. Затем эта схема была использована А.А. Беусом [1960] и В.Ф. Барабановым [1975] для объяснения механизма метасоматической природы образования жильных тел Шерловой Горы (рис. 12).

А.К. Болдырев, вслед за П.П. Сущинским, дает следующее принципиальное описание наиболее типичных жил, где развит ферберит.

Зальбанды состоят из грейзена, затем следует полоса дымчатого кварца, которая прослеживается не на всем протяжении жил, почти исчезает, в ряде случаев переходя в друзовый кварц. Далее следует зона, обогащенная ферберитом, базобисмутитом (либо его псевдоморфозами по висмутину). В

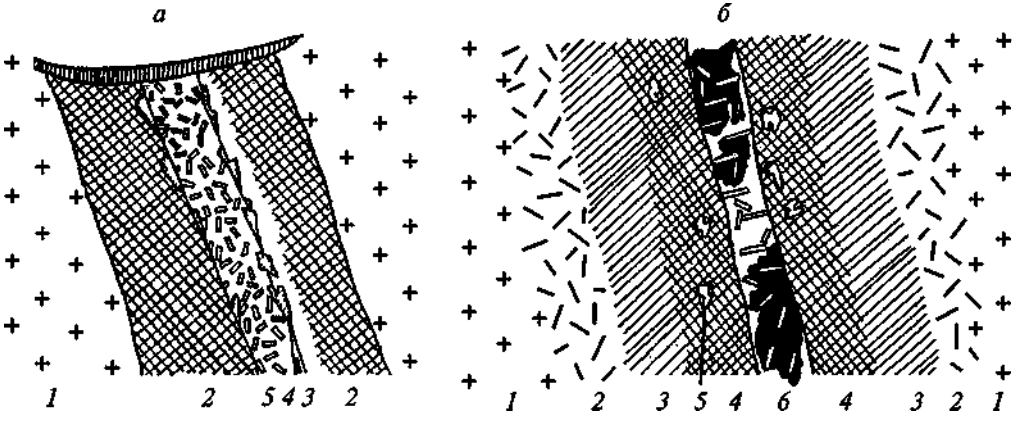


Рис. 12. Строение кварц-берилловых и кварц-арсенопирит-берилловых жил Шерловой Горы.

а — жила Миллионная (по А.К. Болдыреву): *1* — гранит, *2* — грейзен, *3* — зона дымчатого кварца, *4* — участки, обогащенные ферберитом, базобисмутитом и цветными камнями, *5* — берилл; *б* — жила Поднебесных (по А.А. Беусу): *1* — грейзенизированный гранит, *2* — грейзенизированный гранит-порфир, *3* — кварц-топаз-мусковитовый грейзен, *4* — топазовый грейзен, *5* — кристаллы берилла в миаролах, *6* — кварц-арсенопирит-берилловое жильное выполнение.

ней находятся и цветные камни, представленные разновидностями берилла и редко топазом. Эта зона может располагаться симметрично зальбандам или только в висячем боку жилы. Осевая, срединная, часть жилы сложена существенно берилловой породой, в которой присутствуют крупные, чаще всего непрозрачные кристаллы зеленовато-голубого берилла.

А.К. Болдыревым отмечено, что подобные жилы наиболее типичны для Миллионной копи. Он установил также, что ферберитово-бериллово-топазово-кварцевые образования имеют форму "четково-жильную" с местными раздувами, пережимами и апофизами или "...неправильно-жильно-столбообразную (или трубообразную) с теми же усложнениями. Форма залегания грейзена, облекающего бериллово-топазово-хрустальные жилы в общем, вероятно, повторяет очертания последних, превосходя их по мощности" [Болдырев, Луи, 1929]. За последующие годы изучения Шерловой Горы эта принципиальная схема строения жил не претерпела существенных изменений.

Мощность жильных образований варьирует от первых сантиметров до 2,5 м.

Описанная выше последовательность зон в жилах может осложняться возрастным положением ферберита и базобисмутита относительно берилла. В частности, А.К. Болдырев упоминает о вкрапленности ферберита и базобисмутита в берилловом грейзене на южном склоне горы Лукавой, где их кристаллы образуют гнезда. В Лизкиной яме (южный склон горы Лукавой) ферберит нарастает на топазовую породу, а в Новиковой широко развиты постберилловые ферберит, висмутин, сфалерит и халькопирит. При этом висмутин характерен и для постбериллового молочно-белого кварца Миллионной копи, а также участка Поднебесных.

П.П. Сущинский [1925] приводит интересные подробности размещения аквамарина в жилообразном теле, вскрытом так называемой Куцаньей (Кусанинской) или Миллионной ямой. Аквамарин здесь добывался либо из друз с раухтопазом, там, где в жиле развиты раздувы на перегибах, либо из "гнезд", местонахождение которых П.П. Сущинский определял по полушаровидным углублениям в стенках выработки, достигающих 1 м в поперечнике. В таких гнездах аквамарины находились в беловатой с розовым оттенком "мякоти", которая легко разламывается пальцами. Мякоть состоит из монтмориллонита, иллита, флюорита, тонкого кварцевого материала. Изредка обнаруживаются тонкие жилки с арсенопиритом. Простирание их (как и на участке Поднебесных и на Золотом мысе) северо-восточное. Аквамарин этой ямы преимущественно светло-голубой. Нами в глыбах из отвалов наблюдались голубые и зеленовато-желтые кристаллы берилла. Особенностью копи является то, что она заложена в коричневатых, почти бесполевошпатовых, существенно слюдисто-кварцевых породах.

В жиле Новой нами изучен участок раздува мощностью до 45 см, имеющий симметрично-зональное строение, представленное на рис. 13. Здесь в интенсивно лимонитизированных, слабо грейзенизированных порфировидных гранитах, состоящих из аргиллизированного полевого шпата (до 70 %), кварца (до 28—30 %) и гидратированного биотита (до 2 %), жила имеет резкие контакты. На контакте граниты интенсивно грейзенизированы с образованием в них сидерофиллита и топаза. Приконтактовые части жилы представляют собой топазовый грейзен, содержащий морионовый кварц и

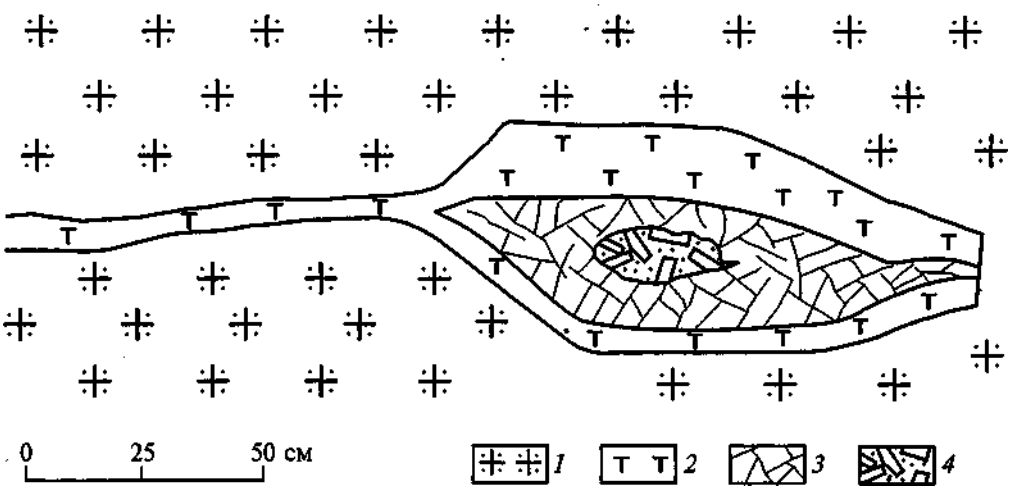


Рис. 13. Схема строения участка раздува жилы Новой.

1 — слабо грейзенизированный порфировидный гранит; *2* — топазовый грейзен; *3* — жильный материал, существенно берилловый агрегат с топазом и кварцем; *4* — гнездо с кристаллами берилла.

сидерофиллит, иногда литиевую слюду, близкую к циннвальдиту. Мощность этой зоны в лежачем боку 5, в висячем — 15 см. Собственно жильный материал — существенно берилловый агрегат, содержащий также поздние топаз и кварц. Мощность этого агрегата достигает 25 см. В нем в осевой части находится гнездо, содержащее желто-зеленые кристаллы берилла до 8 см по оси *c*. У основания кристаллы тесно срастаются. Некоторые индивиды имеют голубовато-зеленую окраску, неоднородны. В средней части строение кристаллов более однородно, окраска зеленая, желтовато-зеленая. Появляется концентрическая зональность. Внешние зоны шириною до 2—3 мм зеленые и желто-зеленые, обохренные. К концу роста усиливается желтая составляющая окраски. В отдельных случаях наблюдаются взаимопрорастания с мелкими желтыми кристаллами гелиодора и топаза (обр. 17/504 ШГ). Постоянный компонент жил — кварц.

Типичный пример строения кварц-берилловых жил участка Поднебесных приведен А.А. Беусом [1960] и дан на рис. 14. Видно, что кристаллы берилла сосредоточены в раздувах жилы и находятся в мусковитово-кварцевом грейзене. В таких жилах развиты обычно светлоокрашенные кристаллы. Собственно берилловая осевая часть представляет собой крупнокристаллический друзовый агрегат в основном голубого берилла. Кристаллы зональны. Внутренняя зона — берилл II типа, реже III, голубой до зеленовато-голубого, значительная часть его бесцветная или неопределенной окраски. Часть кристаллов по Ne — бледно-голубая, по No — густо-голубовато-зеленая. Другая часть по Ne — бледно-голубая, по No — голубовато-зеленая. Эти кристаллы окружены мелкокристаллическим агрегатом берилла и светло-дымчатого кварца. Бериллы почти бесцветны. Наряду с поздним встречается топаз в мелких полостях, величина индивидов 1—3 мм, частью хорошо ограден. Преимущественно развиты длинностолбчатые кристаллы. В ассоциации с агрегатом берилла находится кварцево-хлоритовый (маргаритовый?)

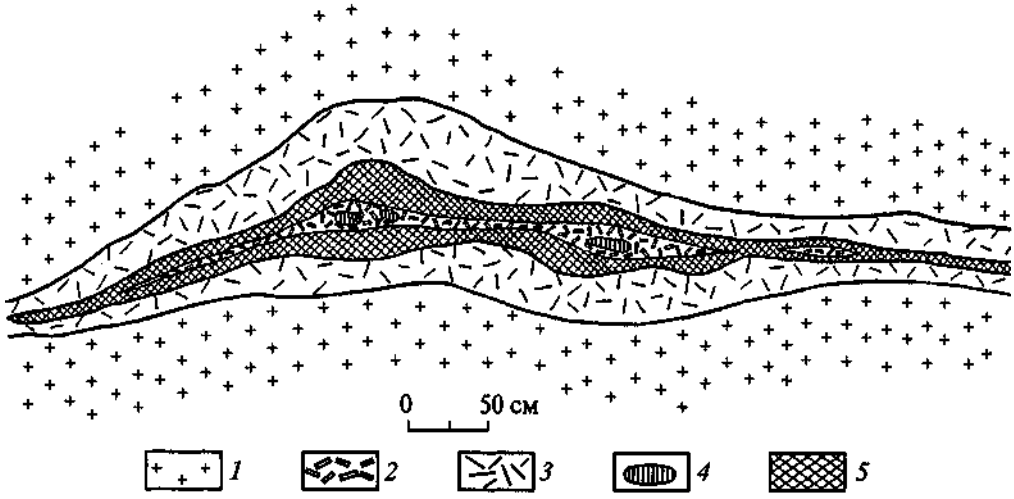


Рис. 14. Схема строения грейзенового тела с кварцево-берилловым жильным выполнением (по: [Беус, 1960]).

1 — слабо грейзенизированный гранит-порфир; *2* — кварцево-берилловое жильное выполнение; *3* — мусковитово-кварцевый грейзен; *4* — кристаллы берилла в пустотах; *5* — кварцево-топазовый, топазовый или кварцевый грейзен.

агрегат ячеистого сложения. Цвет этого слоистого силиката варьирует от жемчужно-белого, кремового до желто(серпентиново)-зеленого. Последовательность образования минералов следующая: берилл — топаз — кварц — маргарит(?) — гидроксиды железа и марганца. В кварцево-хлоритовом (маргаритовом?) агрегате находятся тонкополосчатые индивиды темно-зеленого турмалина. Описанный агрегат развивается как на раннем берилле, так и на раннем кварце. На последнем отмечаются уплощенные кристаллы бесцветного берилла.

При беглом поверхностном осмотре в грейзене обнаруживаются полости, кажущиеся пустотами выщелачивания полевых шпатов. Но при наблюдении под бинокуляром на стенках фиксируются мелкокристаллические щетки и микродрузы кристаллов кварца, топаза, изредка берилла, флюорита и слоистых силикатов. Слоистые силикаты представлены сидерофиллитом, нередко зональным. На сидерофиллите с сиреневатым отливом развита железистая гидрослюда с $Nm \leq 1{,}640$, содержащая звездчатые включения рутила. На железистую гидрослюду нарастает листоватый иллит с Nm, близким к 1,599 и $2V_{Np}$, равным примерно 20—30°. Выделяются две генерации иллита: ранний аналогичен листоватому с $Nm = 1{,}599$, а поздний, мелкочешуйчатый, имеет $Nm = 1{,}571$. В полостях, в грейзенах и в корках, нарастающих на описанные выше друзовые агрегаты, развит тонкочешуйчатый белый монтмориллонит, облекающий кристаллы всех ранее выделившихся минералов, образующий мягкие агрегаты, распадающиеся на мелкие чешуйки с $Nm = 1{,}512$.

Несколько отличное строение имеет одна из жил в районе копи Поднебесных. Простирание жилы 260°. Она залегает среди грейзенизированных гранитов. Мощность ее около 20 см. Жила состоит из агрегата кристаллов

почти бесцветного топаза, интерстиции между которыми заполнены гидрослюдистой массой. По простиранию существенно топазовый агрегат периодически сменяется бериллово-топазовым. Постоянный компонент всех жил — кварц различных генераций. Положение его в жиле различно.

Другой тип строения жил на участке Поднебесных различается тем, что на кварцево-топазовые или кварцево-берилловые друзовые агрегаты накладывается поздняя существенно арсенопиритовая минерализация. Типичный схематический разрез такой жилы дан на рис. 12, *б*.

Арсенопирит, иногда в ассоциации с галенитом, сфалеритом, козалитом, образующими несущественные примеси, заполняет полости в междрузовом пространстве, в щелях между кристаллами, облекая их. На контактах массивных агрегатов арсенопирита и берилла, арсенопирита и топаза развиты тонкие пленки и натечные почковидные корки светло-голубого до серо-зеленого скородита. Скородит полупрозрачен, растворяется в соляной и азотной кислотах. Другая разность скородита образует полные псевдоморфозы серо-зеленовато-голубого тонкозернистого сложения по арсенопириту. Топаз и светло-голубой либо светло-зеленовато-голубой аквамарин, заключенные в скородите, разбиты по трещинам спайности (топаз), либо отдельности (аквамарин). Поэтому участки, где развита наложенная арсенопиритовая минерализация, содержат камни невысокого качества.

Арсенопирит и образованный по нему скородит слагают наложенные жилы северо-восточного простирания, как это видно из плана выработки № 15 "Разведка Н.Ф. Поднебесных", приведенного в работе П.П. Сущинского [1925]. Особенность таких жил — широкое развитие в свалах натеков и гнезд скородита. В ореолах подобных жил со стороны лежачего бока на расстоянии 1 м от контакта жилы содержание мышьяка составляет 0,1 %, со стороны висячего бока — 0,3 %; в жиле более 1 %, тогда как в жилах, где наложенный арсенопиритовый комплекс слабо развит либо визуально не обнаруживается, в самом жильном материале — 0,15—0,5 %, а на расстоянии 1 м — до 0,03 %. Геохимические особенности таких жил заключаются в высоком среднем содержании свинца (500—2675 г/т), серебра (1,3—10 г/т), меди (138—200 г/т), сурьмы (12—16 г/т), золота (0,01—0,15 г/т). При этом золото, серебро и халькофильные элементы пространственно разобщены с мышьяком: если мышьяк концентрируется в основном в самой жиле, то указанные элементы рассеиваются в околожильном пространстве.

Топазово-бериллово-кварцевые жилы с цветными разновидностями кварца и желто-зелеными и зелеными разновидностями берилла развиты преимущественно на восточном фланге грейзенового поля, ближе к Шерловогорскому олово-полиметаллическому месторождению и распространены на переходе от сопки Обвинской к сопке Лукавой и восточнее. Особенность этих жил — специфическое строение топазово-кварцевых грейзенов и присутствие наложенного кварцево-турмалинового комплекса, отголоски которого фиксируются и в копях Миллионной, Новиковой, Гелиодоровой.

На юго-восточном склоне сопки Обвинской находится так называемая Белотопазовая яма. Особенность ее заключается в том, что здесь добывались не только аквамарины, но и крупные кристаллы топазов. П.П. Сущинский сообщает, что именно здесь им добыто несколько щеток с крупными кристаллами бесцветного, иногда слабо-голубоватого топаза. Кристаллы имели

до 5 см по осям *a* и *b* и до 6—7 см по *c*. Аквамарин преимущественно зеленоватый, иногда с голубым оттенком. Кристаллы крупные, но среди них редко бывают лишенные дефектов. Как указывает П.П. Сущинский [1925, с. 39], "...большинство кристаллов как бы сплюснуто по одной из боковых осей (по оси *a*. — *Ю.Г.*) и сплошь и рядом не дает развития всех шести граней призмы..., а лишь четырех, так что в поперечном сечении кристаллы имеют правильно выраженные ромбоидальные очертания". Действительно, эта особенность отличает берилл Белотопазовой, но нельзя сказать, что все кристаллы таковы. Другая особенность берилла заключается в том, что часть кристаллов его представляет собой сростки по призме, поэтому кажется, что на них присутствуют борозды растворения (так они и описаны П.П. Сущинским).

Третья особенность заключается в том, что обычны тесные срастания берилла и кварца. Последний образует здесь прозрачные коричневато-дымчатые кристаллы, в среднем до 5—6 см в длину и до 1—3 см по оси *a*. П.П. Сущинский отмечает кристаллы дымчатого кварца до 15 см в длину и до 4 см толщиной. Нами наблюдалась четкая последовательность, выражающаяся в том, что наиболее ранним в жиле является берилл, затем (если есть) появляется топаз, а после них растет кварц, облекая и захватывая эти ранние кристаллы. Можно видеть, что они росли близко-одновременно и кварц лишь несколько запаздывает. О близко-одновременном росте свидетельствуют факты захватывания тонких тел турмалина соприкасающимися головками либо внешними слоями зоны призм берилла и зоны ромбоэдров кварца. Агрегаты кристаллов этих главных ранних минералов затем покрываются тонким слоем турмалиново-кварцевого либо слюдисто-турмалиново-кварцевого агрегата.

Для Белотопазовой копи типичны светло-зеленые либо светло-желтовато-зеленые кристаллы III типа. Процесс образования их был преимущественно стабилен, в закрытых системах при высоких концентрациях газовой фазы, способствовавшей захвату ГЖВ, обилие которых создает главный дефект аквамарина. По нашим данным, участок заслуживает пристального внимания как возможный источник ювелирных и коллекционных топаза, аквамарина и ювелирного кварца.

Как и в пределах Миллионной ямы, выработка была заложена в красно-коричневом бесполевошпатовом граните. Цвет гранита обусловлен широким развитием поздних гидроксидов железа, развивающихся по послерудным железистым карбонатам, которые широко развиты в Белотопазовой копи (фото 7).

В таких жилах кварцево-топазовый грейзен является субстратом для друз, состоящих из топаза, берилла и кварца. В описываемом случае развиты щетки бериллово-топазово-кварцевого состава, покрытые мелкозернистой шерлово-кварцевой коркой. Она, в свою очередь, перекрыта агрегатами турмалиново-хлоритового состава, содержащими, вероятно, карбонаты. Весь штуф покрыт пленкой гидроксидов железа, содержащих глинистые минералы.

Грейзен сложен ранним густо-дымчатым либо морионоподобным кварцем, мелкозернистым кварцево-топазовым агрегатом, окружающим ранний кварц. В грейзене присутствуют полости различной формы, выполненные

кристаллами бесцветного кварца, топаза и пачками и кристаллами слюды. Изредка в грейзене на переходе к его трещинной части присутствуют тонкостолбчатые кристаллы бесцветного или бледно-желтого берилла, которые имеют толщину до 4—5 мм. Последовательность минералообразования следующая: берилл — кварц — топаз — флюорит — турмалин. Ранние кристаллы берилла светло-зеленоватые, серо-голубоватые. Они растут от стенки трещины под углами, близкими к 30°. Чаще всего они полупрозрачны, трещиноваты, зональны. Внешняя зона почти бесцветная, реже серо- либо голубовато-серая, поздние кристаллы — чистой воды, по Ne — желтоватые. Ранние кристаллы до 0,6 см по оси *a* и до 3 см по оси *c*; поздние до 0,3 см по оси *a* и до 1 см по оси *c*. Кварц дымчато-серый, дымчато-розовый, реже цитриновый. Кристаллы его достигают 0,6—1,0 см по оси *a* и 4 см по оси *c*. Топаз — 1—5 мм по оси *c*, бесцветен.

Весь этот агрегат покрыт неравномерным тонкозернистым тонким слоем турмалиново-кварцевого состава. Турмалин двух генераций: ранний — черный и поздний — зеленый. В ассоциации присутствует альбит. Кварц образует мельчайшие (длина 0,1—0,05 мм) идиоморфные кристаллики. В этом агрегате, цементируя всю массу, присутствует иллит с Nm около 1,590. Подобные образования развиты и в других местах к востоку от Обвинской Сопки.

Копи на южных и юго-западных склонах сопки Лукавой, в верховьях пади Лукаво-Золотой не описаны у П.П. Сущинского; во время полевых работ 1991—1993 гг. нами осматривались эти выработки. Особенности бериллсодержащих образований, находящихся в их отвалах, заключаются в том, что основная масса встречающегося там берилла находится в рубашках гидроксидов железа, содержащих тонкоигольчатый турмалин, мелкие кристаллы кварца, ярозит, монтмориллонит, гидроксиды марганца, флюорит. Берилл представлен интенсивно обохренными по трещинам, часто рассыпающимися по ним аквамаринами, частью желтыми и желто-зелеными разностями. Кристаллы в большинстве случаев имеют округлые сечения, размеры их — от единиц миллиметров до 2—3 см по оси *a* и, судя по отдельным крупным фрагментам, до 10—15 см по оси *c*. Наряду с упомянутыми мутными трещиноватыми кристаллами развиты также призмы $(10\bar{1}0)$, пинакоида (0001) и гексагональных дипирамид P $(10\bar{1}1)$ и S (1121). Размеры их до 12 мм по оси *c* и 6 мм по оси *a*. Они представляют собой вполне удовлетворительный материал для огранки.

Характерная особенность этих участков — широкое развитие кварца с хорошо образованными и чистыми головками, которые могут быть использованы как ювелирный материал.

В пределах сопки Лукавой широко развиты жилы с бериллом и топазом, наблюдаются постепенные переходы от гранита с миаролами к жильному агрегату кварцево-бериллового состава. Миароловая порода состоит из кристаллически-зернистого кварца, слюд и топаза. Крупные морионоподобные зерна (3—4 мм) кварца представляют собой зональные кристаллы, а не остатки от выщелачивания полевых шпатов в аляскитовых гранитах. В миаролах (на их стенках) — друзы мелкокристаллического кварца, в срастании с ними — редкий альбит, сидерофиллит и топаз, очень редко турмалин и флюорит. Жильный материал представляет собой также щетки и друзовые

агрегаты кварца, берилла и топаза. Кварц двух генераций, до- и послеберилловый. Доберилловый кварц чаще темно- и светло-дымчатый. С ним в срастаниях находится светло-зеленый берилл, на котором обнаруживаются наросты кристаллов бесцветного берилла. На этих агрегатах либо в тесном срастании с ними отмечается бесцветный или бледно-голубой топаз и розово-дымчатый или цитриноподобный кварц.

На этом же участке развиты миароловые топазовые граниты (грейзены). В крупных миаролах развит бледно-зеленый обохренный берилл, образующий зональные кристаллы до 1 см по оси *a* и 2 см по оси *c*, окруженные топазом поздней генерации. На гранях топаза отмечаются полосчатые фарфоровидные образования, так называемые коневьи зубы, описанные П.П. Сущинским на Белотопазовой копи. На кристаллах раннего берилла встречаются наросты позднего ростеритового берилла. Редко наблюдаются существенно кварцевые породы, сложенные агрегатом полупрозрачного мориона, содержащего сростки микроклина и сидерофиллита. Этот существенно кварцевый агрегат постепенно переходит в кварцево-берилловую жилу. Берилл желто-зеленый. Кристаллы до 1 см по оси *a* и до 3 см по оси *c*.

Здесь же наблюдались переходы зон существенно кварцевого состава в топазово-кварцевый, затем в топазово-слюдяно-берилловый агрегат с кварцем. В материале, служащем субстратом для кристаллов берилла, присутствуют ранние округлые кристаллы дымчатого кварца. Кристаллы берилла находятся прямо на мелкозернистом кристаллически-зернистом кварцевом агрегате. По оси *a* они достигают 0,3—2,0 см и не менее 4 см по оси *c*. Сечение кристаллов округлое. Наблюдаются сростки удлиненных кристаллов топаза с бериллом по [010$\bar{1}$]. Цвет берилла по причине его выветрелости плохо выражен, но в отдельных сохранившихся частях он почти бесцветен или серо-зеленоватый.

Топаз бесцветен. В жильном материале он отлагается после берилла. В интерстициях округлого сечения в жильном материале присутствует поздняя гидрослюда. Кристаллы ее зональны. Внутренние части ее розовато(лиловато)-серые, внешние — голубоватые до серовато-зеленых.

Весь агрегат иногда пропитан натечными формами гидроксидов железа и марганца. Существенно берилловые агрегаты слагаются разноориентированными кристаллами. Внутренние части их голубовато-зеленые, внешние — бесцветные или желтоватые. В отдельных индивидах внутренние зоны голубые, внешние — светло-зеленые и желтые, иногда зелено-желтый цвет в приграннных частях переходит в желтый. На зелено-желтых и голубовато-зеленых, реже голубых кристаллах берилла и в пустотах между ними встречаются кристаллы бесцветного топаза 0,5—1,5 мм по оси *c*. Позже топаза выделяется очень светлый нежно-зеленый берилл с плеохроизмом $Ne \leq No$, переходящий в гелиодор. В этих случаях головка огранена не пинакоидом, а комбинациями обеих дипирамид и пинакоида, но преобладают грани дипирамид. В подобных агрегатах кварц доберилловый или синхронный с ним, дымчатый до мориона, а послеберилловый чаще содержит цитриновые зоны.

На участке перехода от Золотого Отрога к сопке Лукавой в берилловом агрегате, сложенном ранним желто-зеленым и поздним желтым бериллом, в трещинах наблюдались мелкие пластинчатые кристаллы ферберита. Здесь

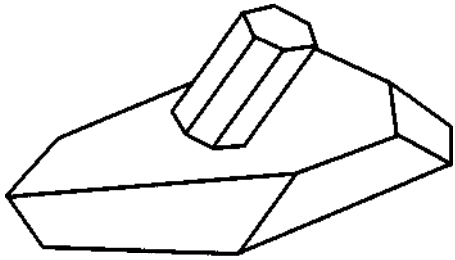


Рис. 15. Голубовато-зеленый чистой воды аквамарин в псевдоморфозе гетита, гидрогетита, гидроксидов марганца по мангананкериту; Шерловая Гора; нат. вел.

же найден сросток голубовато-зеленого аквамарина (1,2 см по оси *a* и 3 см по оси *c*) и псевдоморфозы гидрогетита по тупому ромбоэдру марганцовистого сидерита таблитчатой формы (рис. 15). Псевдоморфоза имеет размеры таблицы 6 × 4,5 см при толщине до 1,5 см. Видимо, кристалл железистого карбоната вырос, постепенно окружая длинностолбчатый кристалл аквамарина. На находки подобного вида имеются указания П.П. Сущинского в 1917 г. и А.К. Болдырева и Я.А. Луи [1929].

В жилах с сидерофиллитом, широко распространенных в пределах всего Шерловогорского. месторождения, как правило, преимущественно развита гелиодоровая разновидность берилла, на что обращают внимание все исследователи. Наиболее характерно это для жил южной части месторождения, в особенности жил южной части Золотого Отрога, который, вероятно, и получил свое название по этой причине. Здесь в отвалах старых выработок найдены штуфы, характеризующие берилловые осевые части жил на полную мощность (2—10 см). Они представляют собой субпараллельно-шестоватые, радиально-лучистые агрегаты кристаллов берилла встречного роста. Цвет кристаллов берилла от голубовато-зеленого до зеленовато-желтого и желтого.

Последовательность образования цветовых разновидностей берилла следующая. Со стороны одного из контактов происходит рост гелиодора зеленовато-желтого, со стороны другого — светло-серо-голубого, частью переходящего в зеленовато-голубой аквамарин. Наблюдаются две генерации гелиодора. Ранний предшествует кристаллам светло-серо-голубого аквамарина. Головки этого гелиодора находятся в виде включений в секторе призмы светло-серо-голубого аквамарина, что свидетельствует об их существовании до того, когда сформировалась грань призмы аквамарина.

В части кристаллов гелиодора внутренние зоны, в свою очередь, сложены светло-голубым аквамарином, который образует в отдельных кристаллах гелиодора подобие фантомов. Границы их бывают обозначены либо зонами включений, либо перерывом в процессе кристаллизации. Вторая генерация гелиодора характеризуется преимущественно желтой окраской, иногда оранжево-желтой. В последнем случае бывает заметен дихроизм: желтый цвет по Ne и оранжево-желтый до красно-желтого по No (Ne < No). Эти разности гелиодора в редких случаях образуют тонкие (до 0,2—1,5 мм) каймы вокруг зоны призмы светло-, светло-серо-, бледно-зеленовато-голубого аквамарина.

В жилах с сидерофиллитом в полостях с кристаллами гелиодора развит поздний шерлово-сидерофиллитовый комплекс. Шерл в виде фрагментов тонких игл и их агрегатов находится в тонкочешуйчатой массе сидерофиллита. Весь этот агрегат выполняет полости между кристаллами гелиодора и цементирует их обломки.

Берилл-топазоносные жилообразные тела и полости как продукты кристаллизации миаролоносных гранитов с летучими. Приведенные примеры минерального состава и строения жил, вмещающих их грейзенов, свидетельствуют о том, что структуры, развитые в околожильном пространстве грейзенов, не дают оснований для однозначной их интерпретации как пород, возникших в результате замещения гранитов. Весь кварц представляет собой зональные, часто окристаллизованные индивиды, тесно ассоциирующие с топазом. Все слюды явно наложены в пустотах, где развиты друзы кварца, топаза. Зональность кварца аналогична его зональности в жильных полостях.

В ряде случаев в относительно крупных (1—2 см) полостях в гранитах, принимаемых обычно за пустоты выщелачивания, присутствует тот же комплекс ранних минералов, что и в жилах. Наблюдались случаи сообщения таких полостей с жилами.

Ситуации, характеризующие широкое развитие всей продуктивной минерализации как в четковидных жилах, так и в миароловых гранитах (грейзенах), А.К. Болдырев описывает в ряде выработок. Это относится к выработке № 12 (по его нумерации), находящейся на южном склоне горы Лукавой: "...Грейзен повсюду усеян небольшими гнездышками берилловой породы с вкрапленностью ферберита и базобисмутита... Более богатыми оказались пробы, взятые на дне, где обнажается горизонтальный проводничок топазовой породы" [Болдырев, Луи, 1929, с. 1346]. А.К. Болдырев в заключении о результатах опробования Шерловогорского массива отмечает "...повсеместное распространение ферберита и базобисмутита, причем последние минералы связаны не только с бериллово-топазо-хрустальными жилами, но и с грейзенами..., занимающими на Шерловой Горе большие площади в виде больших масс — целых штоков..." [Там же, с. 1351].

В общем случае Шерловогорский массив, согласно нашим наблюдениям, подтверждающим фактические данные А.К. Болдырева, сложен миароловыми гранитами. Миаролы, содержащие кристаллы кварца, топаза, берилла, флюорита, ферберита, базобисмутита, молибденита (широко развит в виде таблиц от долей миллиметров до 1—2 см на участке Поднебесных), турмалина и слоистых силикатов в различных количественных соотношениях, но с единой последовательностью образования определенных генераций, имеют различные размеры и формы и нередко связаны прямыми переходами с четковидными жилоподобными телами. В гранитах, грейзенах и различных зонах жильных тел наблюдаются последовательности минералообразования и взаимоотношения между минеральными индивидами, типичные не для замещения, а для отложения из растворов, составной частью которых после гетерогенизации была газовая фаза. Скорее всего, зоны миароловых гранитов кристаллизовались из остаточных растворов-расплавов, обогащенных бериллием, фтором, водой и углекислотой.

По существующей традиции апогранитные грейзены Шорловой Горы относятся к пневматолитово-гидротермальному генетическому типу. Анализ минерального состава, условий залегания, взаимоотношений минералов, слагающих грейзены и вмещающие их граниты, постепенные переходы от гранитов к грейзеновым телам и от бериллоносных кварцево-полевошпатовых жил к кварцево-бериллово-молибденитовым, кварцево-бериллово-воль-

фрамитовым жилам, высокие температуры гомогенизации ГЖВ — все это свидетельствует не о пневматолитово-гидротермальном минералообразовании в классически принятом варианте, а о кристаллизации насыщенных бериллием, молибденом, фтором остаточных магматических флюидов (растворов-расплавов) в относительно близповерхностных условиях, где вследствие дегазации системы не могут формироваться типичные пегматиты. Свидетельством относительно малых глубин формирования апикальных частей шерловогорских гранитов являются повсеместно развитые роговики, а также величина соотношения концентраций воды и углекислоты в кварце, отражающая их соотношение в минералообразующих системах [Юргенсон, 1991а]. Для относительно малоглубинных камерных пегматитов эта величина обычно менее 2, для грейзенов Шерловогорского месторождения она находится в пределах 3—4, а для типичных гидротермальных месторождений в основном более 5.

Кристаллизация происходила в условиях относительно небольших глубин, так как вмещающие породы ороговикованы в фации биотитовых роговиков. Кроме того, об относительно небольших глубинах свидетельствует вулканогенный магматизм, с которым связано олово-полиметаллическое оруденение Сопки Большой. О комагматичности кислых эффузивов и Шерловогорского гранитного массива свидетельствует их геохимическая общность, выражающаяся в широком развитии олова, таллия и серебра.

Таллий образует в грейзенах и жильном выполнении существенные концентрации ($\bar{x} = 5$ г/т при $\sigma = 4$ для 28 проб). При этом характерно, что содержания таллия в пробах, обогащенных арсенопиритом, находятся в пределах 1—2 г/т. Среднеарифметические концентрации серебра в околожильном пространстве и в гранитах составляют для 20 проб 1,8 г/т при $\sigma = 1{,}2$, олова для тех же проб — 19 г/т при $\sigma = 11{,}2$; свинца — 500 г/т при $\sigma = 586$; галлия — 26 г/т при $\sigma = 10{,}8$.

Один из критериев единства рудообразующего процесса — наложенный альбитово-кварцево-турмалиновый комплекс, развитый повсеместно.

По данным М.Г. Петровой, П.Т. Белова [1969], кварцевые порфиры, с которыми связано месторождение Сопка Большая, являются одной из фаз гранитной интрузии, сформировавшей Шерловогорский массив. Различия в структурно-текстурных признаках (аляскитовые миароловые граниты, вмещающие редкометалльную, камнесамоцветную минерализацию и рудоносные кварцевые порфиры) связаны с условиями кристаллизации остаточного расплава на различных глубинах и обусловлены мерой открытости-закрытости минералообразующих систем.

С учетом данных, приведенных в 1969 г. А.И. Кулагашевым и др., можно считать, что Шерловогорский гранитный массив, в выходах на современную дневную поверхность, представляет собой лишь одну из незначительных его купольных частей (рис. 16). Уровень эрозионного среза его крайне невелик, и под толщами вмещающих пород следует ожидать неизвестные еще проявления, аналогичные участку Н.Ф. Поднебесных и другим, в зависимости от вмещающей среды, характера контактов и строения апикальных частей гранитных тел.

Геммология берилла. ***Общие замечания.*** Рассмотрим особенности берилла Шерловогорского месторождения и морфологию его кристаллов.

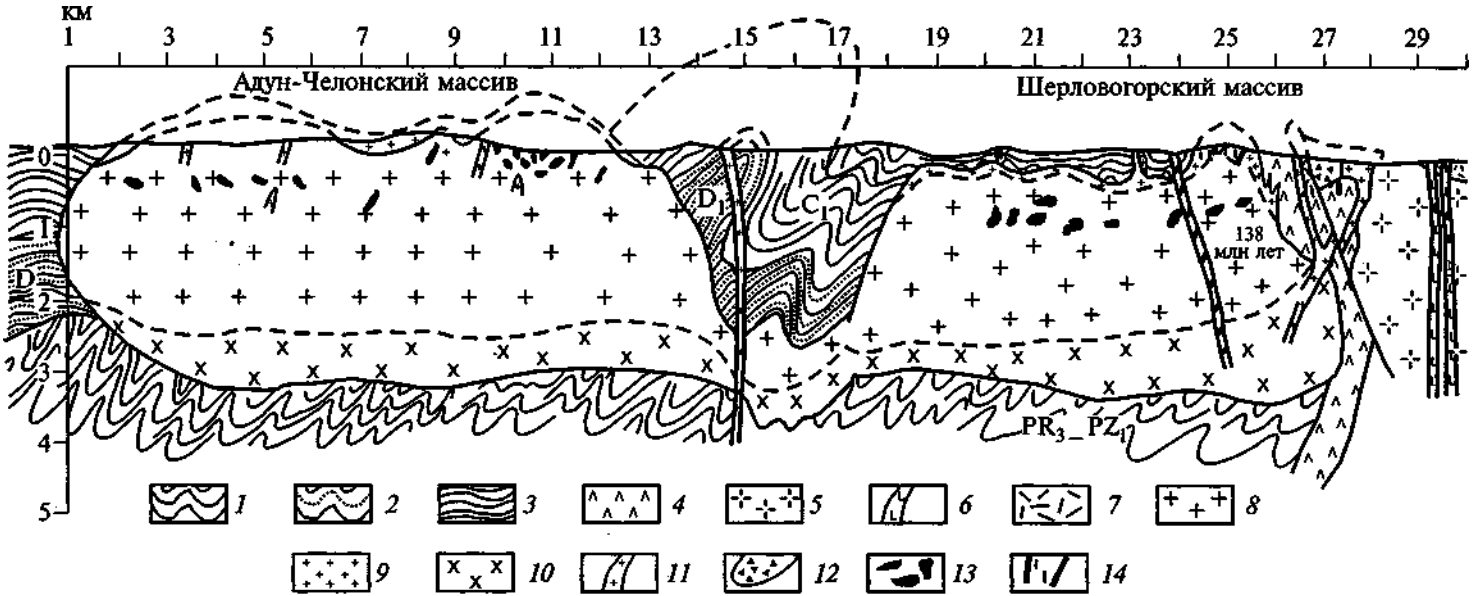


Рис. 16. Разрез через Адун-Челонский и Шерловогорский массивы (составлен с использованием материалов В.В. Аристова, Г.И. Менакера и др.).

1 — метаморфические толщи (PR); *2* — песчаники с прослоями эффузивов (D); *3* — сланцы, песчаники, алевролиты, карбонатные толщи и эффузивы (C_1); *4* — диоритовые порфириты, габбродиориты и габбро (PZ); *5* — плагиограниты (C); *6* — дайки диабазовых порфиритов; *7* — эффузивы (J_3); *8* — крупнозернистые биотитовые порфировидные граниты; *9* — мелкозернистые граниты и гранит-порфиры; *10* — гранодиориты; *11* — кварцевые порфиры; *12* — брекчии кварцевых порфиров; *13* — пегматиты; *14* — рудные жилы и оруденение.

За 30 лет (1962—1993 гг.) автором собрана коллекция кристаллов шерловогорских бериллов и их фрагментов, сростков с другими минералами около 6 тыс. Основная масса их приобретена у жителей пос. Шерловая Гора, часть кристаллов подарена автору, часть собрана из делювия и отвалов старинных выработок во время многократных посещений, часть приобретена в АОЗТ "Аквамарин". Кроме того, осмотрены и описаны кристаллы из частных собраний коллекционеров.

Изучение кристаллов берилла выполнено методами эмиссионного спектрального анализа, ИК-спектрофотометрии. Для кристаллов берилла основных цветовых разновидностей изучены оптические спектры поглощения в видимой области, любезно снятые зав. лабораторией физики минералов ЗабНИИ кандидатом геолого-минералогических наук В.М. Лапушковым. Показатели преломления измерены автором.

Формы и размеры кристаллов. Кристаллы берилла, их фрагменты, в большинстве своем ограниченные поверхностями скола по отдельности по (0001), имеют размеры от 1 до 45 мм по оси ***a*** и от 3 до 120 мм по оси ***c***. Примерно такие же соотношения размеров (1—50 мм в поперечнике и 5—100 мм в длину) обломков кристаллов приводит и В.Ф. Барабанов [1975]. По описаниям П.П. Сущинского [1925] и А.К. Болдырева и Я.И. Луи [1929], целые кристаллы достигали до 30 см в длину при толщине до 3—5 см. Среди кристаллов и их обломков преобладают длинностолбчатые индивиды, для которых типичны круговые и овальные формы поперечных сечений. Большинство кристаллов огранено комбинациями нескольких призм и поэтому не имеет четко выраженных гладких и плоских граней призмы, что и определяет развитие индивидов с криволинейными, округленными сечениями.

Незначительная часть фрагментов кристаллов (не более 10 %) имеет грань пинакоида, осложненную спиралевидными и ступенчатыми вициналями роста. Еще меньшая часть (не более 1 % кристаллов) характеризуется развитием комбинации пинакоида с гранями гексагональных пирамид и дипирамид. Вся комбинация головки кристалла редко бывает симметричной. Чаще всего одна из сторон кристалла головки асимметрична, а одна из сторон зоны призмы либо сильнее изъедена, либо покрыта коркой бурого цвета, состоящей из тонкозернистого агрегата кварца, гидрослюды, гидроксидов железа. Это типично для граней призмы, обращенных кверху.

По данным В.Ф. Барабанова [1975], П.П. Сущинского [1925] и нашим наблюдениям, наиболее распространены грани базопинакоида (0001), призмы $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$ и пирамид $(10\bar{1}1)$, $(11\bar{2}1)$, $(11\bar{2}2)$, $(33\bar{6}4)$. Нередко встречаются досчатые кристаллы, ограненные в основном двумя гранями призмы, а другие четыре явно редуцированы. При этом две основные грани осложнены множеством узких параллельных гранок. Грани пинакоида имеют форму вытянутого деформированного шестиугольника. В результате стесненного роста либо из-за анизотропии поступления питающего раствора возникают кристаллы ромбического сечения, в которых две грани призмы редуцированы полностью, и тогда грань пинакоида приобретает форму ромба. Значительная часть кристаллов имеет тонкостолбчатую и даже игольчатую форму. Головки таких кристаллов ограничены либо единственным пинакоидом, либо комбинациями двух дипирамид.

Наиболее распространены кристаллы, имеющие круговое сечение 3—6 мм при длине 10—20 мм, что при отсутствии дефектов дает основание считать их пригодными для изготовления круглых вставок полубриллиантовой огранки на гранильных автоматах.

Другой типоразмер относительно распространенных кристаллов характеризуется круговым или овальным сечением 6—10 мм при длине кристаллов до 60 мм с бездефектными зонами 6—10 мм в длину, ограниченными отдельностью по (0001). Подобные кристаллы позволяют получать блоки для огранки размерами 6 × 6 × 5 — 10 × 10 × 8 мм для изготовления стандартных граненых вставок и при переходных размерах — фантазийных. Для подобных же вставок могут быть использованы и кристаллы ромбического сечения, а также индивиды, имеющие неправильные формы.

Цветовые разновидности и природа окраски. Чтобы понять причины формирования кристаллов берилла, относящихся к различным его цветовым разновидностям (изумруд, гелиодор, аквамарин, просто берилл), имеющим, как известно, различную товарную ценность как ограночное сырье, приведем краткие сведения о природе окраски этого минерала.

Как уже упоминалось, основным хромофором берилла (гелиодора, аквамарина, всей гаммы зеленых бериллов, в том числе частью и изумруда) является железо, а также хром, ванадий (изумруды), марганец (морганит-воробьевит и розовый ростерит).

Согласно сводке А.Н. Платонова и др. [1984], вариации цветовой гаммы бериллов связаны с соотношением двух- и трехвалентного железа, образующих различные хромофорные центры.

Голубая окраска обусловлена хромофорными центрами, связанными с вхождением двухвалентного железа, желтая — трехвалентного. Вся гамма окрасок от голубовато-зеленых до зеленых и желто-зеленых, включая оливковые, связана с присутствием хромофорных центров двух- и трехвалентного железа в различных сочетаниях. Исключение составляют зеленые цвета изумрудов, зависящие от присутствия в кристаллах примесей хрома и ванадия.

В литературе обсуждаются классификации различных цветовых разновидностей бериллов (аквамарина и гелиодора) в зависимости от тех или иных хромофорных центров и характера дихроизма. До сих пор нет единого и однозначного толкования строения каждого из хромофорных центров. Это обусловлено главным образом сложностью кристаллической структуры берилла.

Современные представления сводятся к следующему. Двухвалентное железо может замещать алюминий в октаэдрических позициях в шестерной координации с образованиями хромофорных центров Fe_6^{2+}, обусловливая появление на спектрах аквамарина (рис. 17) полосы поглощения 12 100—10 500 см$^{-1}$ (826,4—952,4 нм). Эта полоса всегда сопровождает полосу поглощения 14 300—14 600 см$^{-1}$ (699,3—684,9 нм), с которой связывают интенсивную голубую и синюю (до густо-синей) окраску кристаллов аквамарина.

Другая полоса поглощения, типичная для бледно-голубых аквамаринов, находится в области 12 350 см$^{-1}$ (809,7 нм). Она сопровождается дублетом в области 12 100—10 500 см$^{-1}$ (826,4—952,4 нм). Полосу 12 350 см$^{-1}$ (809,7 нм) интерпретируют как центр двухвалентного железа в четверной координации (Fe_4^{2+}). Одна из возможных причин его появления — замеще-

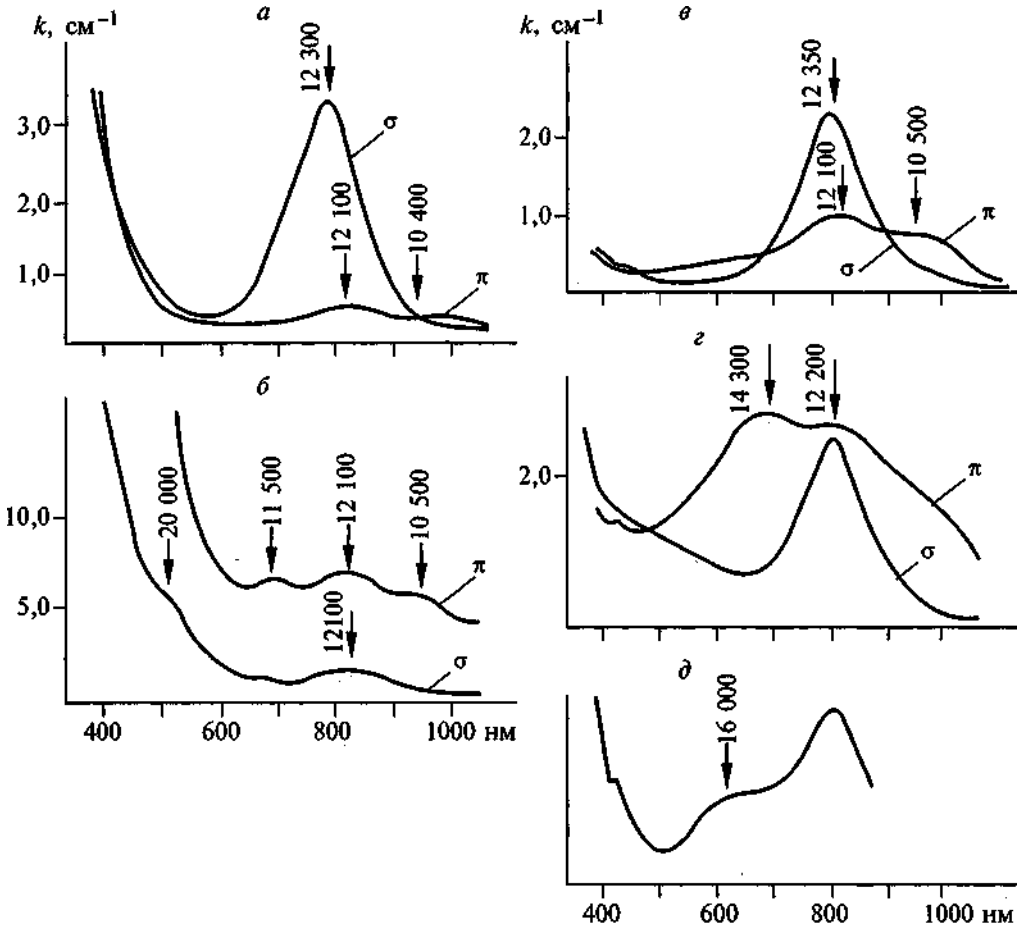


Рис. 17. Типы оптических спектров железосодержащих бериллов (по: [Платонов и др., 1984]).

а — гелиодор-I (Шерловая Гора); *б* — гелиодор-II (Восточная Сибирь); *в* — аквамарин-I (Шерловая Гора); *г* — аквамарин-II (Казахстан); *д* — аквамарин-III (по К. Шметцеру и др.); *k* — энергия полос поглощения; σ, π — поляризация.

ние двухвалентного бериллия на двухвалентное железо в Be-тетраэдре. Другая позиция Fe_4^{2+} может возникать, когда ион железа находится в интерстиции между двумя бериллиевыми тетраэдрами. Полагают, что синяя окраска в первом случае может быть связана с переносом заряда $Fe_4^{2+} \rightarrow Fe_6^{3+}$, что согласовывается "...с поляризацией полосы 12 350 см$^{-1}$ (809,7 нм), так как Be-тетраэдры и Al-октаэдры имеют общие ребра, и орбитали располагающихся в них разнозарядных ионов железа могут перекрываться в направлении, перпендикулярном оси *c*" [Платонов и др., 1984, с. 48].

Если ионы Fe_4^{2+} входят в интерстициальные пустоты между двумя бериллиевыми тетраэдрами, то полоса поглощения 12 350 см$^{-1}$ (809,7 нм) может быть обусловлена разрешенными по спину *d-d* переходами в структурной модели хромофорных центров, которые упомянутые авторы назвали квадратным комплексом. Полосе 12 350 см в этих случаях сопутствует широ-

кая полоса 4800 см$^{-1}$. Тем не менее все авторы, изучавшие поляризованную ($E \perp C$) полосу поглощения 12 350 см$^{-1}$, считают ее связанной с наличием в берилле ионов Fe_4^{2+} (комплексы FeO_4).

Третьей ответственной за синюю окраску железосодержащих бериллов признается полоса поглощения 14 300 см$^{-1}$ (699,3 нм). Ее связывают с электронным переходом с переносом заряда между ионами Fe_6^{2+} (Al-позиции) и ионами Fe^{3+}, которые входят в тригонально-призматические интерстиции между Al-октаэдрами. Эта полоса характеризуется четким дихроизмом и энергией переноса заряда, образующегося между ионами Fe^{2+} и Fe^{3+}, если межионные расстояния малы и не превышают 0,30—0,35 нм. Такая ситуация может возникать, когда эти ионы находятся в смежных октаэдрических позициях.

На оптических спектрах поглощения некоторых аквамаринов на краю широкой полосы 12 100—10 500 см$^{-1}$ (826,4—952,4 нм) наблюдали плечо в области 16 100 см$^{-1}$ (621,1 нм). Б.М. Лоуэфлер и др. (по: [Платонов и др., 1984]) связывают его с переносом заряда $Fe_4^{2+} \rightarrow Fe_6^{3+}$.

Таким образом, согласно литературным данным, окраска аквамарина может быть связана с замещением двухвалентным железом: алюминия (полосы поглощения 12 100—10 500 см$^{-1}$, 826,4—952,4 нм); бериллия (12 350 см$^{-1}$, 809,7 нм); а также замещением комбинацией двух- и трехвалентного железа алюминия (полосы 14 300 см$^{-1}$, 699,3 нм; 1600 см$^{-1}$, 621,1 нм). При этом замещение алюминия двухвалентным железом сопровождается вхождением компенсатора.

Трехвалентное железо может замещать алюминий в шестерной координации наряду с двухвалентным, образуя центр из сопряженной пары ионов $Fe_6^{2+} \rightarrow Fe_6^{3+}$ либо $Fe_6^{2+} \rightarrow Fe_{6i}^{3+}$. Эти пары отражаются на спектрах аквамаринов полосами 14 300 см$^{-1}$ и 16 100 см$^{-1}$ (699,3 нм) и 16 100 см$^{-1}$ (621,1 нм), как это видно на рис. 17.

Трехвалентное железо в четверной координации (Fe_4^{3+}) может замещать бериллий в Be-тетраэдре с водородом в качестве компенсатора ($Be_4^{2+} \rightarrow Fe_4^{3+} + H_k$) с образованием хромофорного центра Fe_4^{3+} и электронным переходом с переносом заряда $O^{2-} \rightarrow Fe_4^{3+}$. Этот центр отображается на оптических спектрах поглощения полосой 28 000—37 000 см$^{-1}$ (357—270 нм).

Трехвалентное железо в шестерной координации может замещать алюминий в октаэдрической позиции по схеме $Al_6^{3+} \rightarrow Fe_6^{3+}$ с образованием хромофорного центра Fe_6^{3+} и электронным переходом с переносом заряда $O^{2-} \rightarrow Fe_6^{3+}$. Этот хромофорный центр фиксируется на оптических спектрах поглощения широкой полосой 39 300—46 000 см$^{-1}$ (254—217 нм) в ультрафиолетовой области.

Рассмотрение природы окраски железосодержащих бериллов, к которым относится большинство кристаллов его, находимых на Шерловогорском месторождении, имеет важное значение для генетических построений и понимания условий образования его разноокрашенных разностей. Последнее определяет возможность разработки критериев для поисков и оценки жил и зон с кристаллами определенного качества, поскольку цветовая его составляющая определяется способом вхождения в структуру берилла железа различной валентности. Отсюда аквамарин, все зеленые разновидности берилла и гелиодор образуются в различных условиях pH и окислительно-

восстановительного потенциала, который зависит как от глубины формирования минералов в определенных бериллсодержащих телах, так и от меры их закрытости. Последняя, обусловливая относительную стабильность хода кристаллизации, включая скорость изменения физико-химических характеристик минералообразующей системы (МС), определяет возможность образования бездефектных кристаллов или их зон определенных форм, размеров и цвета.

Среди известных цветовых разностей аквамарина и гелиодора (с учетом явления дихроизма, определяющего выбор положения площадки и рундиста вставки в объеме кристалла), выделяют несколько их типов (табл. 9, рис. 17).

Среди аквамаринов отмечаются три типа кристаллов, характеризующихся специфическими особенностями спектров поглощения: аквамарин-I, аквамарин-II и аквамарин-III.

В чистом виде двойная E ‖ *c*-поляризованная полоса 12 100—10 500 см$^{-1}$ (826,4—952,4 нм) обусловливает голубую окраску, как считают А.Н. Платонов и др. [1984], аквамарина-I из Забайкалья. К этому типу отнесены все зеленые и голубые дихроичные бериллы, характеризующиеся тем, что по Ne они зеленые (голубые), а по No — желтые (бесцветные).

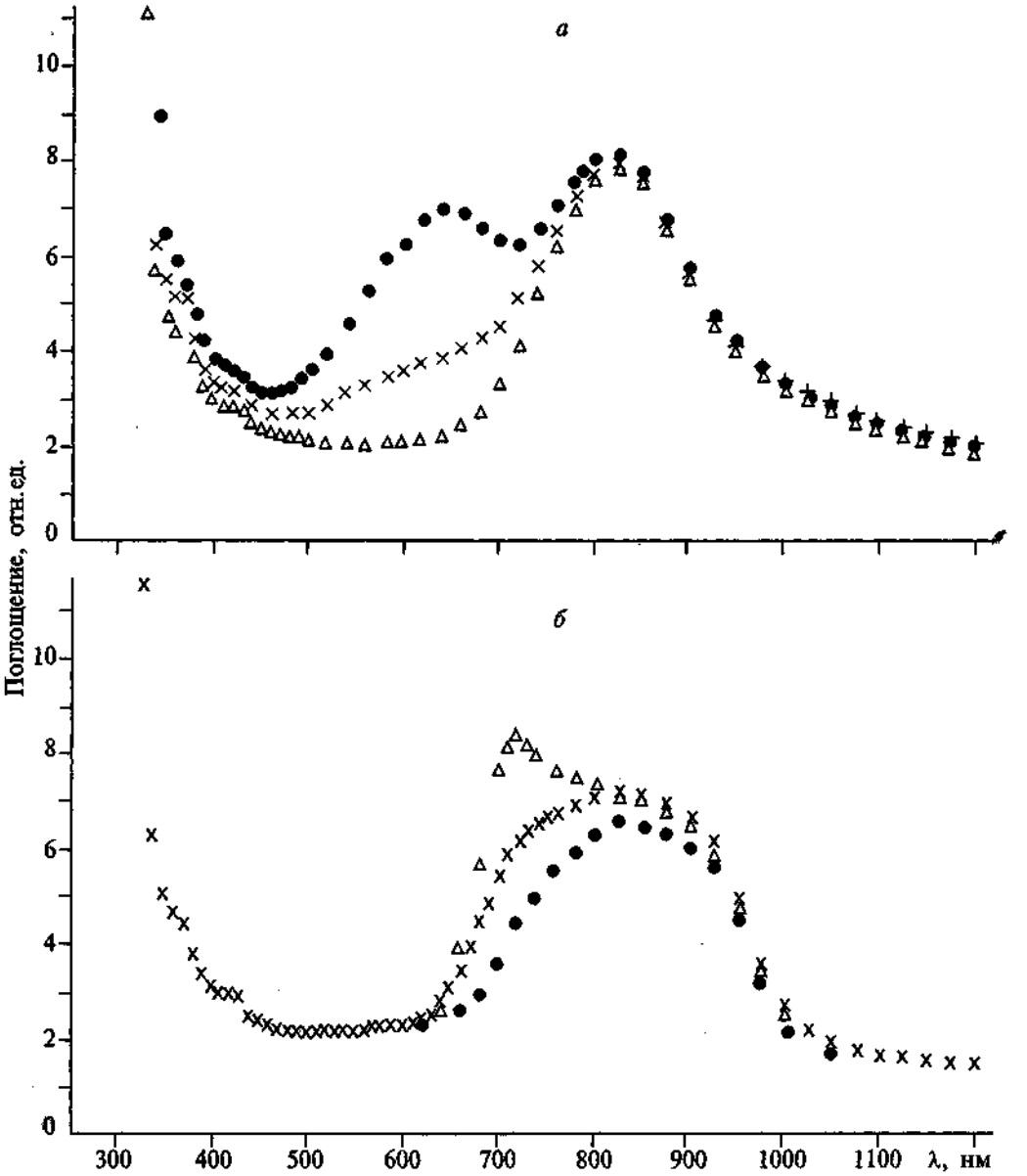
На спектрах части кристаллов аквамарина наблюдалась π-поляризованная полоса поглощения 14 300—14 600 см$^{-1}$ (699—685 нм), связанная с центром Fe_6^{2+}. Такие аквамарины отнесены ко II типу. На изученных нами кристаллах аквамарина с Шерловой Горы эта полоса уверенно не наблюдалась; она присутствует на спектрах кристаллов некоторых месторождений Казахстана и Восточной Сибири.

Таблица 9

Хромофорные центры в железосодержащих бериллах (по: [Платонов и др., 1984])

Полоса поглощения, см$^{-1}$	Хромофорный центр	Электронный переход	Характер изоморфизма	Цветовая разновидность, обусловленная данным хромофорным центром*
12 100—10 500 (E ‖ *c*)	Fe_6^{2+}	$^5T_{2g} - {}^5E_g$	$Al_6^{3+} \rightarrow Fe_6^{2+} + R_k^+$	Аквамарин-I
12 350 (E ⊥ *c*)	Пара $Fe_4^{2+} - Fe_6^{3+}$ или Fe_{4i}^{2+}	Перенос заряда $Fe_4^{2+} \rightarrow Fe_6^{3+}$ или $^5A_{1g} - {}^5B_{1g}$	$Be_4^{2+} \rightarrow Fe_4^{2+}$ или $Be_4^{2+} \rightarrow Fe_{4i}^{2+} + V_{Be}$	Окраски не вызывает
14 300 (E ‖ *c*)	Пара $Fe_6^{2+} - Fe_{6i}^{3+}$	Перенос заряда $Fe_6^{2+} \rightarrow Fe_{6i}^{3+}$	$2Al_6^{3+} \rightarrow Fe_6^{2+} + Fe_{6i}^{3+} + R_k^+$	Аквамарин-II
16 100 (E ‖ *c*)	Пара $Fe_6^{2+} - Fe_6^{3+}$	Перенос заряда $Fe_6^{2+} \rightarrow Fe_6^{3+}$	$2Al_6^{3+} \rightarrow Fe_6^{3+} + Fe_6^{2+} + R_k^+$	Аквамарин-III
28 000—37 000	Fe_4^{3+}	Перенос заряда $O^{2-} \rightarrow Fe_4^{3+}$	$Be_4^{2+} \rightarrow Fe_4^{3+} + H_k$	Гелиодор-I
39 300—46 100 (E ‖ *c*)	Fe_6^{3+}	Перенос заряда $O^{2-} \rightarrow Fe_6^{3+}$	$Al_6^{3+} \rightarrow Fe_6^{3+}$	Гелиодор-II

* Зеленая окраска различных оттенков обусловлена различными комбинациями "гелиодоровых" и "аквамариновых" центров окраски.



К III типу отнесены аквамарины, на спектрах которых проявлена полоса поглощения 16 100 см$^{-1}$ (621 нм) при $E \parallel c$.

Среди гелиодоров, по А.Н. Платонову и др. [1984], выделяются два типа кристаллов. К I типу отнесены желтые и зеленовато-голубые кристаллы из Забайкалья, для спектров которых типичны интенсивные неполяризованные края коротковолнового поглощения с интенсивной, σ-поляризованной полосой 12 350 см$^{-1}$ (810 нм) (см. рис. 17). Ко II типу отнесены густо-желтые до оранжевого кристаллы, спектры которых (см. рис. 17) отличаются

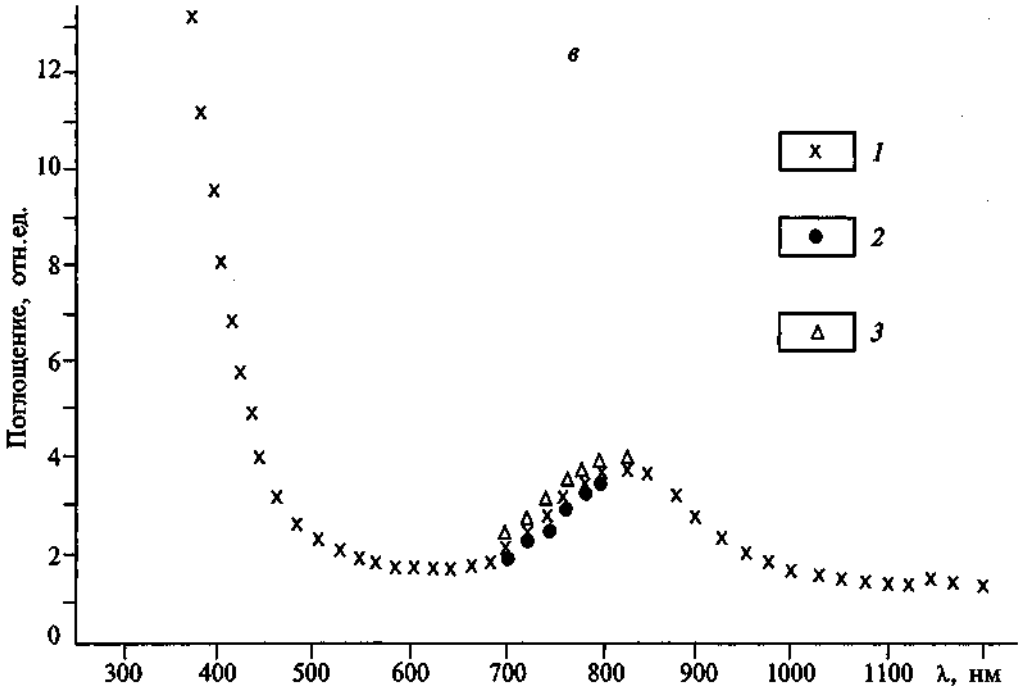


Рис. 18. Оптические спектры поглощения аквамарина Шерловой Горы (*а*), обр. 57 (*б*), светло-желтого гелиодора Шерловой Горы (*в*).

1 — неполяризованный свет; *2* — π-спектр; *3* — σ-спектр (⊥ c).

более интенсивным коротковолновым поглощением и характеризуются четко выраженной поляризацией $\pi > \sigma$. Вследствие этого такие кристаллы дихроичны: они темно-оранжевые по No и светло-желтые по Ne. Как видно на рис. 17, π-поляризованные полосы 14 500 см$^{-1}$ (700 нм), 12 100—10 500 см$^{-1}$ (826—952 нм) в спектрах гелиодоров II типа имеют большую интенсивность в сравнении с σ-полосой 12 350 см$^{-1}$ (810 нм).

Для отнесения цветовых разностей кристаллов берилла Шерловой Горы к определенному типу нами был изучен характер их дихроизма и сняты оптические спектры поглощения. В отдельную группу выделены голубые аквамарины с хорошо проявленным визуально наблюдаемым дихроизмом: при рассматривании со стороны граней призмы (по Ne) они имеют интенсивный голубой цвет, при рассматривании со стороны базопинакоида (No) — светло-голубой с желто-зеленым оттенком (внутренняя зона) или желтовато-зеленый. Схема абсорбции таких кристаллов Ne > No. На спектре аквамарина этой группы (рис. 18, *а*) для σ-поляризованных лучей фиксируются три полосы поглощения: 1) на краю сине-фиолетовой (330—335 нм) и в синей (370 нм), 2) зеленой (430 нм) и 3) красной (800—850 нм) областях. π-спектр, кроме того, имеет широкую полосу в области 15 150—16 130 см$^{-1}$ (640—620 нм), характеризующую, вероятно, перенос зарядов $Fe_6^{2+} \rightarrow Fe_6^{3+}$, и плечо при 17 241 см$^{-1}$ (580 нм), соответствующее поглощению в желтой области. Следовательно, спектр характеризуется дихроизмом в области 17 000—14 300 см$^{-1}$ (575—700 нм) с максимумом 15 600—15 100 см$^{-1}$ (641—662 нм).

Обусловлен дихроизм присутствием различных центров окраски: железо находится в разных структурных позициях, определяя, вероятно, перенос заряда $Fe_6^{2+} \rightarrow Fe_6^{3+}$ на ионы Fe^{3+}, замещающие Al-октаэдры, и на ионы Fe^{3+}, находящиеся в тригонально-призматических интерстициях между Al-октаэдрами.

Рассмотренный спектр характеризует сочетание кристаллов аквамарина I и III типов по А.Н. Платонову и др. [1984].

Другая группа аквамаринов имела иную наблюдаемую визуально схему абсорбции; для кристаллов этой группы характерна светло-голубая или светло-зеленовато-голубая окраска при рассматривании их со стороны граней призмы (Ne) и ярко-голубая, голубовато-зеленая, зелено-голубая при рассматривании со стороны базопинакоида (No). В этом случае схема абсорбции имеет вид Ne < No.

Один из типичных кристаллов этой группы характеризуется сложным спектром, представленным на рис. 18, *б*. В видимой области наблюдается край поглощения неполяризованной ультрафиолетовой и видимой фиолетовой и сине-фиолетовой частей спектра (26 300—30 300 $см^{-1}$, или 380—330 нм), поглощение в виде плеча при 23 530 $см^{-1}$ (425 нм) в синей части спектра, слабая ступень в области 17 500 $см^{-1}$ (570 нм).

Свет σ-поляризованный имеет четкую полосу поглощения в оранжево-красной области (15 600—10 000 $см^{-1}$, или 640—1000 нм), в которой выделяется максимум при 13 890 $см^{-1}$ (720 нм), а также плечо в области 12 300 $см^{-1}$. С учетом построения кривых поглощения по точкам частоту 13 890 $см^{-1}$ можно считать близкой к величине 14 300 $см^{-1}$, частоту 12 300 $см^{-1}$ можно соотнести с полосой 12 350 $см^{-1}$ (810 нм) и 12 100—10 500 $см^{-1}$ (826—952 нм).

На спектре π-поляризованного света фиксируется поглощение в области 15 600—10 000 $см^{-1}$, но максимум на частоте 13 900 $см^{-1}$ (720 нм) не проявлен, а пик приходится на частоту 12 100 $см^{-1}$ (826 нм). На этом спектре полоса поглощения неполяризованного и $E \parallel c$-поляризованного света с максимумом при 12 100 $см^{-1}$ (830 нм) и плечом 10 500 $см^{-1}$ (950 нм) ответственны за синюю окраску, наблюдаемую при рассматривании зоны призмы кристалла.

Свет $E \perp c$-поляризованный имеет на спектре четко выраженное правое крыло полосы в этой же области, типичной для синей (голубой) составляющей зеленовато-голубой или голубовато-зеленой окраски, наблюдаемой при рассматривании кристалла со стороны пинакоида. Кроме того, σ-поляризованная полоса с четким пиком при 13 900 $см^{-1}$ (720 нм) отличает рассмотренный спектр типичного для Шерловой Горы аквамарина от описанных в использованной нами литературе. Природа этой полосы требует тщательного изучения, так как подобные аквамарины являются, в случае наличия бездефектных зон, прекрасным ограночным сырьем.

На спектрах оптического поглощения светло-желтых, очень слабо плеохроирующих без существенного изменения окраски гелиодоров Шерловой Горы для неполяризованного света выделяются две полосы поглощения (см. рис. 18, *в*). Одна из них — очень интенсивная и представляет собой длинноволновый край ближнего ультрафиолета (28 570 $см^{-1}$, или 350 нм), а вторая — широкую полосу небольшой (25 % от первой) интенсивности в области 12 100 $см^{-1}$ (826 нм). Полоса 10 500 $см^{-1}$ четко не проявлена.

Свет $E \perp (\sigma)$-поляризованный дает на спектре полосу поглощения, выраженную максимумом относительно слабой интенсивности между точками 12 500 и 12 100 см$^{-1}$ (12 300 см$^{-1}$), типичной для II типа гелиодора.

Полоса $E \parallel c(\pi)$-поляризованная выражена лишь несколько (на 0,5—1,0) слабее, но в области 12 100 см$^{-1}$ (826 нм). Полоса 10 500 см$^{-1}$ (952 нм) не выражена. В целом, если абстрагироваться от соотношений интенсивностей, рассматриваемый спектр соответствует гелиодору-I.

На спектре густо-оранжевых гелиодоров, характеризующихся плеохроизмом по схеме Ne < No (желтый до оранжево-желтого по Ne, до оранжевого и красно-оранжевого, густо-чайного по No), проявлены две полосы поглощения (рис. 19).

Для $E \parallel c(\pi)$-поляризованного света характерны край ближнего ультрафиолета и неразрешенное крыло полосы от 25 641 см$^{-1}$ (390 нм) до 20 000 см$^{-1}$ (500 нм) и разрешенная полоса с максимумом 12 100 см$^{-1}$ (826 нм). Для $E \perp c(\sigma)$-поляризованного света зафиксирована широкая неразрешенная полоса с максимумом 12 350 см$^{-1}$ (810 нм). Край фиолетовой полосы 24 440 см$^{-1}$ (410 нм) имеет несоизмеримо большую интенсивность, чем в области красной части спектра.

Дихроизм наиболее четко проявляется в красной части спектра (740 нм, 13 500 см$^{-1}$).

Различие спектров рассмотренных видов кристаллов гелиодора заключается в положении максимума σ-поляризованного света: у светло-желтых он находится в области 12 100 см$^{-1}$ (825 нм), а у плеохроирующих — в широкой

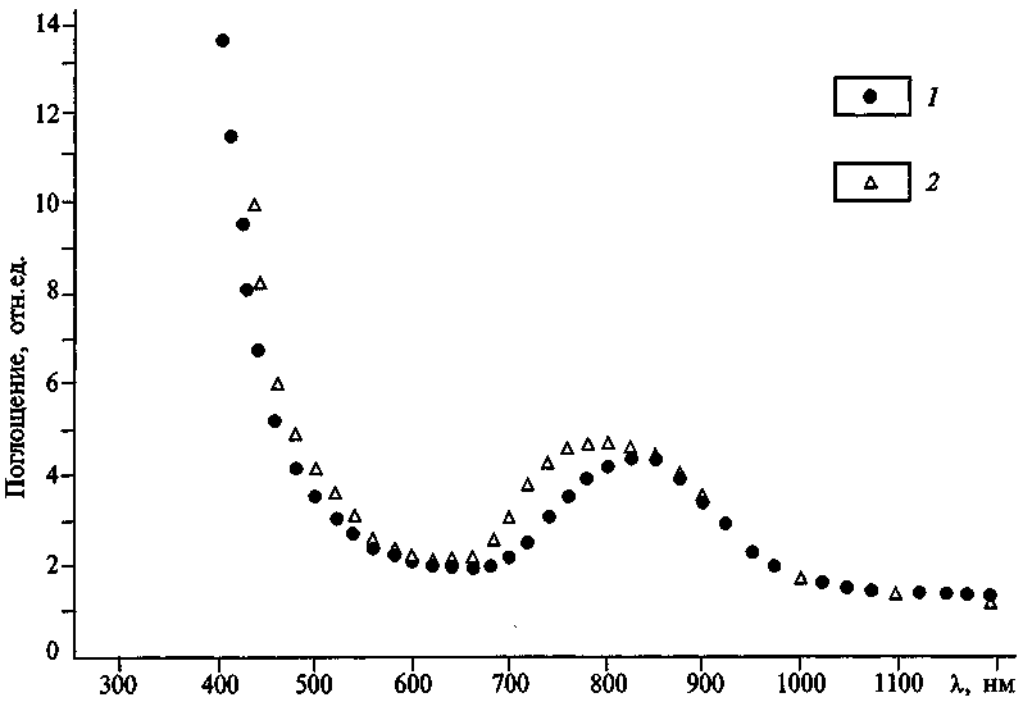


Рис. 19. Оптические спектры поглощения густо-оранжевого гелиодора Шерловой Горы. *1* — π-спектр (∥ c); *2* — σ-спектр (⊥ c).

полосе 12 350 см$^{-1}$ (810 нм); при этом спектр гелиодора светло-желтого соответствует спектру гелиодора I типа (по: [Платонов и др., 1984]). В то же время спектр ярко-желтых до оранжевого плеохроирующих кристаллов не является типичным для гелиодора-II и требует дополнительного изучения.

Сопоставление оптических спектров поглощения кристаллов Шерловой Горы с опубликованными в литературе свидетельствует о том, что характер спектров значительно сложнее и требуется специальное изучение шерловогорских бериллов с целью набора статистических данных.

На основе визуального изучения большого числа кристаллов берилла и их фрагментов и с учетом литературных данных о природе окраски все многообразие кристаллов разделено нами на три типа аквамаринов (включая зеленые разности различных тонов) и два типа гелиодоров (табл. 10, 11). Такая классификация в известной мере условна, так как основана на различиях в окраске, характере дихроизма, времени образования кристаллов, но не вполне подкреплена данными по инструментальной оптической спектроскопии. Тем не менее она позволяет уверенно разделять кристаллы при использовании их в качестве ограночного сырья.

К I типу кристаллов аквамарина (см. табл. 10) отнесены все голубые и голубовато-, сине-зеленые, зелено-голубые бериллы ранних генераций, ха-

Таблица 10

Типы кристаллов аквамарина месторождения Шерловая Гора

Тип	Индекс цвета	Дихроизм	Генерация
I	1—15	Ne — голубой, зелено-голубой, голубовато-зеленый; No — бесцветный, бледно-голубой, бледно-, желто-зеленый; Ne > No Без видимого дихроизма, почти бесцветный	Ранние догелиодоровые Поздние догелиодоровые
II	4—5	Интенсивно голубой без синего, без видимого дихроизма	Поздние, иногда после гелиодора-I или близко-одновременно
III	2—11	Ne — бледно-светло-, светло-зеленовато-голубой, светло- голубовато-зеленый No — синий, голубой, ярко-густо-, зеленовато-, ярко-зелено-голубой, голубовато-зеленый, ярко-голубовато-зеленый; сильный дихроизм; Ne < No	То же

Таблица 11

Типы гелиодоров месторождения Шерловая Гора

Тип	Индекс окраски	Дихроизм	Генерация	Тип зональности
I	22—29	Оливково-, зеленовато-, светло-желтая, желтая, золотисто-, оранжево-желтая; Ne ≈ No Иногда с очень слабым дихроизмом; Ne < No	Ранние, редко до аквамарина-II	Незональные, концентрически-зональные
II	27—34	Ne — желтая, золотисто-, оранжево-желтая No — оранжево-желтая до коричневой; Ne < No	Поздние после-аквамариновые	Незональные, поперечно-, концентрически-зональные

рактеризующиеся основным хромофорным центром Fe_6^{2+}, с проявлением в той или иной мере дихроизмом Ne > No. У таких кристаллов интенсивность окраски при рассматривании их со стороны граней призмы больше, чем при рассматривании с торца (со стороны граней базопинакоида).

Ко II типу аквамарина отнесены поздние голубые до синего кристаллы без видимого дихроизма. Лишь изредка при рассматривании кристалла со стороны базопинакоида наблюдается очень слабый зеленоватый либо зеленовато-желтый оттенок. Такой аквамарин встречается в трех разностях: в виде внешних ярко-голубых зон на кристаллах аквамарина I типа, в виде самостоятельных кристаллов и в виде поздних зон или отдельных кристаллов на раннем гелиодоре I типа.

К III типу аквамарина отнесены кристаллы голубовато-зеленого или зеленовато-голубого, зеленого берилла. Эти кристаллы образуются после аквамарина I типа, близко-одновременно либо до аквамарина II типа, иногда близко-одновременно либо после гелиодора-I, отличающегося зеленовато-желтым цветом. Все кристаллы аквамарина III типа характеризуются четким дихроизмом Ne < No, т.е. они бледно-светло-голубовато-зеленые, бледно-светло-зеленовато-голубые при рассматривании их со стороны граней призмы (Ne) и яркие до густо-голубовато-зеленых, иногда со слабо выраженной желтой компонентой — со стороны грани базопинакоида (No). Заготовки из кристаллов этого типа вырезаются так, чтобы площадка будущей вставки была параллельна грани базопинакоида; лишь в тех случаях, когда окраска кристалла очень густая, площадка может быть параллельна оси *c*.

Классификация кристаллов гелиодоров проведена с учетом их окраски, характера дихроизма и зональности (см. табл. 11). К гелиодору I типа в соответствии с данными А.Н. Платонова и др. [1984] отнесены зеленовато- и золотисто-желтые кристаллы без дихроизма либо с очень слабо проявленным дихроизмом Ne > No, т.е. те, которые при рассматривании со стороны грани призмы окрашены интенсивнее, чем со стороны базопинакоида. По времени образования эти кристаллы могут занимать промежуточное положение между аквамаринами I и II типов.

К гелиодору-II отнесены оранжево-желтые или оранжевые кристаллы, которые со стороны граней призмы оказываются окрашенными слабее, чем со стороны граней базопинакоида: для них типична схема абсорбции Ne < No. Кристаллы гелиодора-II завершают процесс образования ювелирного берилла.

Заготовки для граненых вставок из гелиодора-I могут вырезаться в любом направлении, и он предпочтительнее как ограночный материал, особенно его золотисто-желтые разности. При выкраивании заготовок для граненых вставок из гелиодора-II следует учитывать характер зональности и интенсивность окраски.

В связи с тем, что зональность гелиодоров имеет большое значение для понимания процесса роста кристаллов, среди них выделены продольно-зональные (концентрически-зональные относительно оси *c*) и поперечно-зональные кристаллы. Продольная ростовая (цветовая) зональность при ширине зон менее 3—4 мм обычно не позволяет использовать кристалл для изготовления ограненной вставки; в этих случаях он может быть кабошонирован при условии отсутствия существенных дефектов либо из него выкраивается

блок для огранки фантазийной вставки. Поперечная зональность предпочтительней также лишь в тех случаях, когда ширина бездефектной зоны более 3—4 мм. В случае поперечной зональности в крупных кристаллах почти всегда наблюдается изменение окраски от ранних зон к поздним, но в пределах каждой из зон окраска макроскопически неизменна, поэтому при ширине зоны более 3 мм из нее почти всегда можно получить блок для огранки. Из толстых (> 5 мм) кристаллов получают заготовки с расположением площадки *c*.

Подробная классификация гиодоров с учетом типов зональности рассматривается ниже.

Зональность кристаллов, условия и динамика роста. Касаясь вопроса о последовательности образования цветовых разновидностей берилла, следует отметить, что в целом, несмотря на более чем 250-летний период освоения и изучения шерловогорских месторождений цветного камня, минералогия их изучена крайне слабо. Ни А.Е. Ферсман, ни А.К. Болдырев, ни П.П. Сущинский не оставили детальных описаний минералов и, главное, не установили последовательность минералообразования. Известная диаграмма А.Е. Ферсмана [1940] построена по далеко не полным данным П.П. Сущинского. Описание минералогии жил с бериллом и топазом в монографии В.Ф. Барабанова [1975] имеет, особенно в части, характеризующей последовательность кристаллизации минералов, недостатки, обусловленные двумя причинами.

Одна из них в том, что при В.Ф. Барабанове не было вскрыто ни одной новой жилы с цветными камнями, и он, как и большинство его современников, вынужден был пользоваться штуфами из отвалов. Исключения составляла вскрытая неосыпавшаяся часть выработки Миллионной (Куцаньей ямы), пройденной в 1929 г. А.К. Болдыревым. Поэтому совершенно справедливы сетования В.Ф. Барабанова [1975, с. 80—81]: "...почему бледноокрашенные аквамарины прозрачны, а густоокрашенные в большинстве своем мутны. Непонятной была и большая редкость находок крупных ювелирных кристаллов топаза, хотя последний, как известно, в ряде мест Шерловой Горы является породообразующим минералом, и при этом мелкие кристаллы его, как правило, водяно-прозрачны". С другой стороны, недостаточность в описании последовательности образования минералов у В.Ф. Барабанова обусловлена его увлечением представлениями о метасоматическом характере процесса минералообразования.

А.Е. Ферсман [1962а], основываясь на собственных наблюдениях в образцах Минералогического музея АН СССР, на Шерловогорском месторождении, когда при нем вскрывали полости с друзами кварца и аквамарина, а также на опубликованных данных П.П. Сущинского, дает такую последовательность выделения берилла: I — зеленый, II — синий (аквамарин), III — бесцветный. По А.К. Болдыреву и Я.А. Луи [1929], в центральной части жил развиваются непрозрачные зеленовато-голубые кристаллы берилла. Судя по описанию, они послекварцевые, образовавшиеся после раннего дымчатого кварца зальбандов жил. Положение желтых бериллов в общей схеме не указывается.

По мнению А.А. Беуса [1960, с. 230], на Шерловой Горе "...четко различаются две генерации берилла, соответствующие двум разобщенным эта-

пам выделения этого минерала". Ранняя генерация (берилл-I), по А.А. Беусу, представлена крупными (до 10 см по оси *c*) разъеденными кристаллами и их реликтами, находящимися в кварцево-слюдяном и наложенном на него топазовом (реликты кристаллов) грейзенах. Цвет этого берилла желто-зеленый. Кристаллы непрозрачны, трещиноваты, и поверхность их имеет вид изъеденных реликтовых призм. По А.А. Беусу [1960, с. 236], "...на резорбированной поверхности кристаллов берилла-I можно наблюдать хорошо образованные кристаллы топаза и берилла II генерации. Последний представлен прекрасно образованными индивидами прозрачного голубого (аквамарин) или золотистого (гелиодор) цвета, выполняющими центральные (осевые) полости и трещины грейзеновых тел в ассоциации с кварцем и сидерофиллитом. Отмечено нарастание мелких кристаллов берилла-II на гранях кристаллов топаза, а также мориона и берилла-I".

По нашим данным, число генераций берилла, судя по перерывам роста при образовании зональных кристаллов, значительно больше, а последовательность формирования кристаллов значительно сложнее, что вытекает и из работ В.Ф. Барабанова [1975]. О двухэтапном формировании бериллиевой минерализации вряд ли имеет смысл вести речь. Наиболее ценным из выводов А.А. Беуса является определение общей последовательности: желто-зеленый (желтизна частью от гидроксидов железа) — голубой или желтый.

При изучении кристаллов берилла выявился широкий цветовой диапазон их окраски. Цветовая гамма от водяно-прозрачных бесцветных кристаллов до густо-синих, густо-зеленых и густо-оранжевых, коричневых и бурых оказывается типичной как для кристаллов в целом, так и для отдельных зон в зональных кристаллах. Кроме того, вариации усиливаются за счет дихроизма.

Для описания различных важнейших цветовых разновидностей кристаллов нами разработана условная цифровая шкала, включающая все устойчивые их разности (табл. 12). Каждому цвету (окраске) присвоен цифровой индекс, который использован на рис. 20, *а—е*, представляющих большинство выявленных разностей кристаллов берилла, расположенных по комбинации окраски и виду зональности.

Анализ данных, полученных при изучении 6000 кристаллов, позволяет сделать вывод о том, что рост кристаллов аквамарина, как правило, начинается от светло-зеленовато-голубой разности и заканчивается голубой, голубовато-, оливково-зеленой либо желтой (фото 8—12). Для 102 произвольно выбранных кристаллов аквамарина внутренняя зона (ранняя) в 28 % случаев сложена I типом, 4 % — II и 19 % — III типом (табл. 13). С учетом незональных кристаллов, у которых за внутреннюю (раннюю) зону принят весь кристалл, доля ранней зоны либо всего кристалла I типа составляет 58 %, II — 9 % и III типа — 25 %.

В табл. 13 приведены выявленные виды зональности кристаллов аквамарина. Полученные цифры свидетельствуют о том, что, по крайней мере, половина кристаллосырья может граниться с расположением рундиста параллельно грани призмы. Это важно для получения наиболее ярких вставок фасетной огранки при условии соответствия соотношений размеров кондиционных моноблоков, предусмотренных ГОСТом. Сказанное, в равной мере, относится и к моноблокам для кабошонов. Кристаллы или их кондиционные внутренние зоны, относящиеся ко II типу, не требуют специального

Таблица 12

Индексы цвета кристаллов берилла и их фрагменты

Группа окраски	Разновидность берилла	Окраска	Цифровой индекс
Синяя и голубая	Аквамарин	Бесцветная до серовато-голубой, иногда с желтоватым, розоватым, розово-коричневым оттенком	1
		Очень бледно-голубая	2
		Светло-голубая	3
		Голубая и ярко-, густо-голубая	4
		Синяя	5
Зелено-голубая	Аквамарин	Светло-зеленовато-голубая	6
		Зеленовато-голубая	7
		Ярко-зелено-голубая	8
Голубовато-зеленая		Светло-голубовато-зеленая	9
		Голубовато-зеленая	10
		Ярко-голубовато-зеленая	11
Зеленая	Зеленый берилл	Серовато-зеленая, часто с включениями материала субстрата	12
		Очень светло-зеленая, бледно-зеленая	13
		Светло-зеленая	14
		Зеленая	15
		Фисташково-зеленая	16
Желто-зеленая	Берилл	Бледно-желтовато-зеленая	17
		Желтовато-зеленая	18
		Желто-зеленая	19
Оливковый оттенок	Берилл	Бледно-оливково-зеленая	20
		Светло-оливково-зеленая	21
Зелено-желтая	Берилл	Ярко-оливково-желтая	22
		Зеленовато-желтая	23
		Ярко-желтовато-голубая (зеленая)	24
Желтая	Гелиодор	Грязно-серо-желтая	25
		Светло (бледно)-желтая	26
		Желтая	27
		Золотисто-желтая	28
		Оранжево-желтая	29
		Густо-оранжевая, чайная	30
		Светло-коричнево-желтая	31
		Буровато-желтая	32
		Светло-коричневая	33
Коричневая, бурая		Коричневая, бурая	34

выбора ориентировки положения плоскости рундиста в объеме кристалла и могут граниться произвольно, в том числе и в фантазийных формах. Относительно подхода к распиловке кристаллов аквамарина III типа уже говорилось; напомним еще раз о необходимости тщательного подхода к выбору плоскости рундиста (площадки) по отношению к кристаллографическим осям таких кристаллов, вытекающего из того, что в направлении, перпендикулярном оси ***a*** (со стороны грани базопинакоида {0001}), окраска кристаллов интенсивнее, особенно сине-зеленая, ярко-желтовато-зеленая.

Статистические характеристики внутренних (ранних) частей кристаллов берилла (аквамарин и гелиодор) по их цветовой гамме даны в табл. 14. Чаще встречаются внутренние зоны относительно бледные, с голубоваты-

Таблица 13

Соотношение числа незональных и зональных индивидов в выборке из 102 кристаллов аквамарина

Характер зональности кристаллов	Окраска по No	Тип аквамарина, последовательность образования типов	Число кристаллов	Частота встречаемости, %
Цветовая зональность не наблюдается	Светло-зеленая, светло-сине-зеленая, бледно-голубая до бесцветной, в том числе ярко-голубая	I	27 5	26,5 4,9
	Голубая до синей	II	5	4,9
	Ярко-зелено-голубая, ярко-голубовато-зеленая до сине-зеленой	III	7	6,8
	Бледно-голубая до бесцветной, поздние кристаллы	I	4	3,9
Концентрическая цветовая зональность роста		I—II	6	5,9
		I—III	3	2,9
		II—I	2	2,0
		III—I	5	4,9
		III—II	2	2,0
		I—II—I	12	11,7
		I—III—I	1	1,0
		III—II—III	3	2,9
Поперечная зональность ⊥ оси *c*	Ярко-голубая	I	2 1	2,0 1,0
		II	1	1,0
		III	2	2,0
		I—III	2	2,0
		II—I	1	1,0
		III—I	3	2,9
		III—II	1	1,0
		I—III—I	1	1,0
		III—II—III	3	2,9
		Тип не ясен	8	7,8

ми и зеленоватыми оттенками. Они составляют 50 % от числа изученных индивидов.

Число кристаллов, в которых внутренние зоны голубые и ярко-зеленые, зелено-голубые, составляет 21 % (из 100 кристаллов).

Внутренние зоны гелиодоров II типа, характеризующихся дихроизмом Ne < No, представлены яркими желтовато-голубыми, желтовато-зелеными и ярко-желтыми (золотистыми) зонами. Доля гелиодоровых кристаллов с указанными цветовыми характеристиками внутренних (ранних) зон составляет 23 % от общего числа зональных кристаллов берилла.

Особенности строения и распределения различно окрашенных зон в зональных кристаллах представлены на рис. 20, *а—е*.

В одном из крупных кристаллов, найденных на участке работ Н.Ф. Поднебесных, от ранних (внутренних) зон к поздним (внешним) приграннным (рис. 20, *а*; обр. 1; см. фото 10) выявлена смена окраски в такой последовательности: бесцветный, бледно-, светло-голубой (Ne > No), ярко-голубой до синего (Ne = No). На гранях призмы нарастают, частью имея индукционные грани, длиннопризматические кристаллы желто-зеленого берилла. Бесцветный, бледно-голубой и голубой берилл относится к раннему догелио-

Таблица 14

Статистические характеристики распространенности цветовых характеристик внутренних (ранних) генераций берилла (по 100 образцам)

Окраска	Статистические характеристики			Примечание
	Частота встречаемости, %	Ширина зоны, мм		
		$\bar{x}$	σ	
Светло-зеленовато-голубая, голубовато-зеленая, зеленовато-голубая	22	12,0	6,2	Аквамарин
Светло-, бледно-зеленая	18	13,0	6,9	»
Бесцветная	2	10	5,7	»
Светло-голубая	14	12	9,1	»
Голубая	6	17	10,6	»
Ярко-зеленая, зелено-голубая, голубовато-зеленая	15	12	5,7	»
Яркая желтовато-голубая (зеленая), желтая	23	6	3,1	Гелиодор

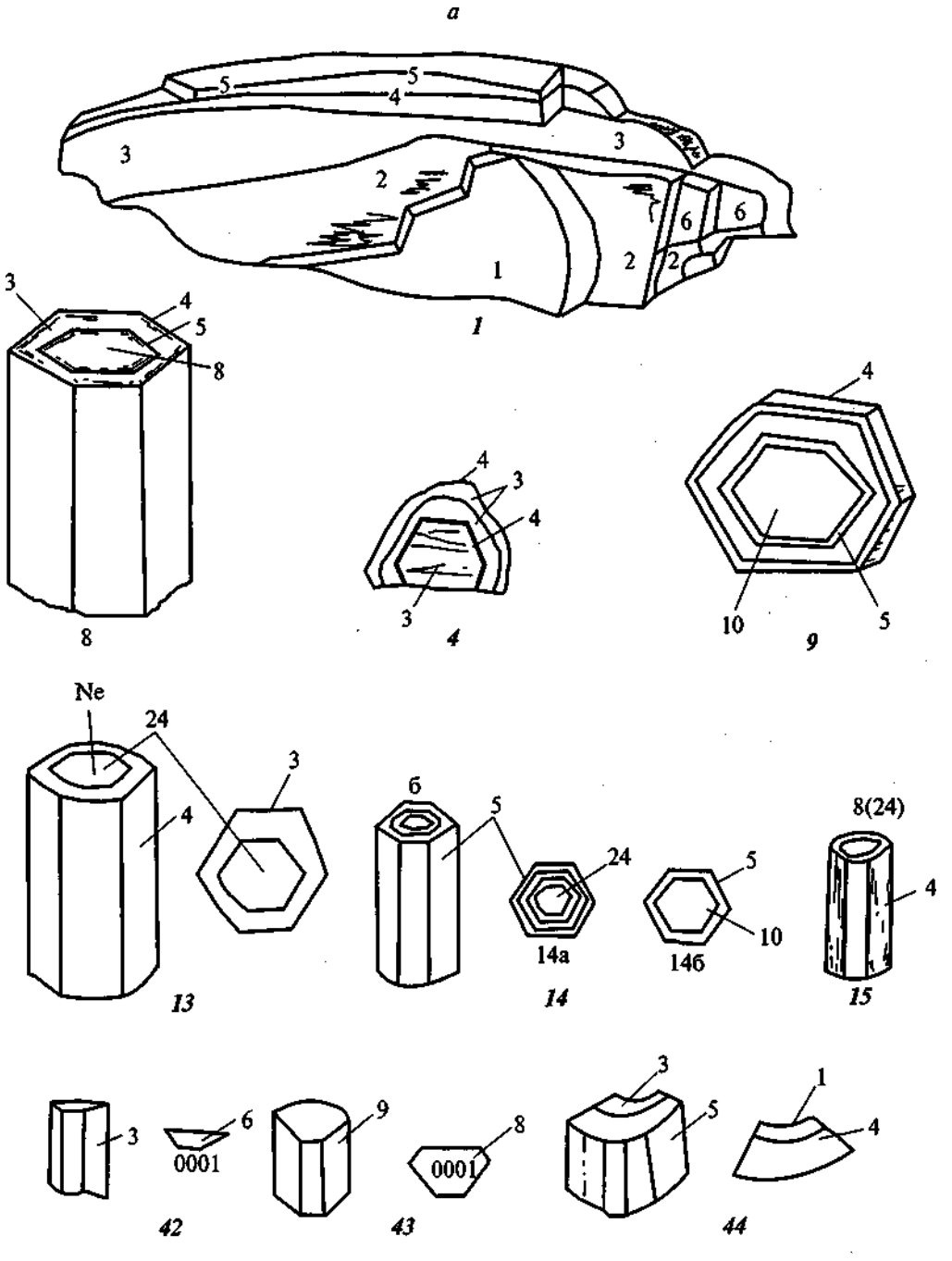
доровому аквамарину-I с Ne > No, а ярко-голубой до синего — к аквамарину-II, частично к аквамарину-III. На нем нарастают переходные к гелиодору желто-зеленые кристаллы.

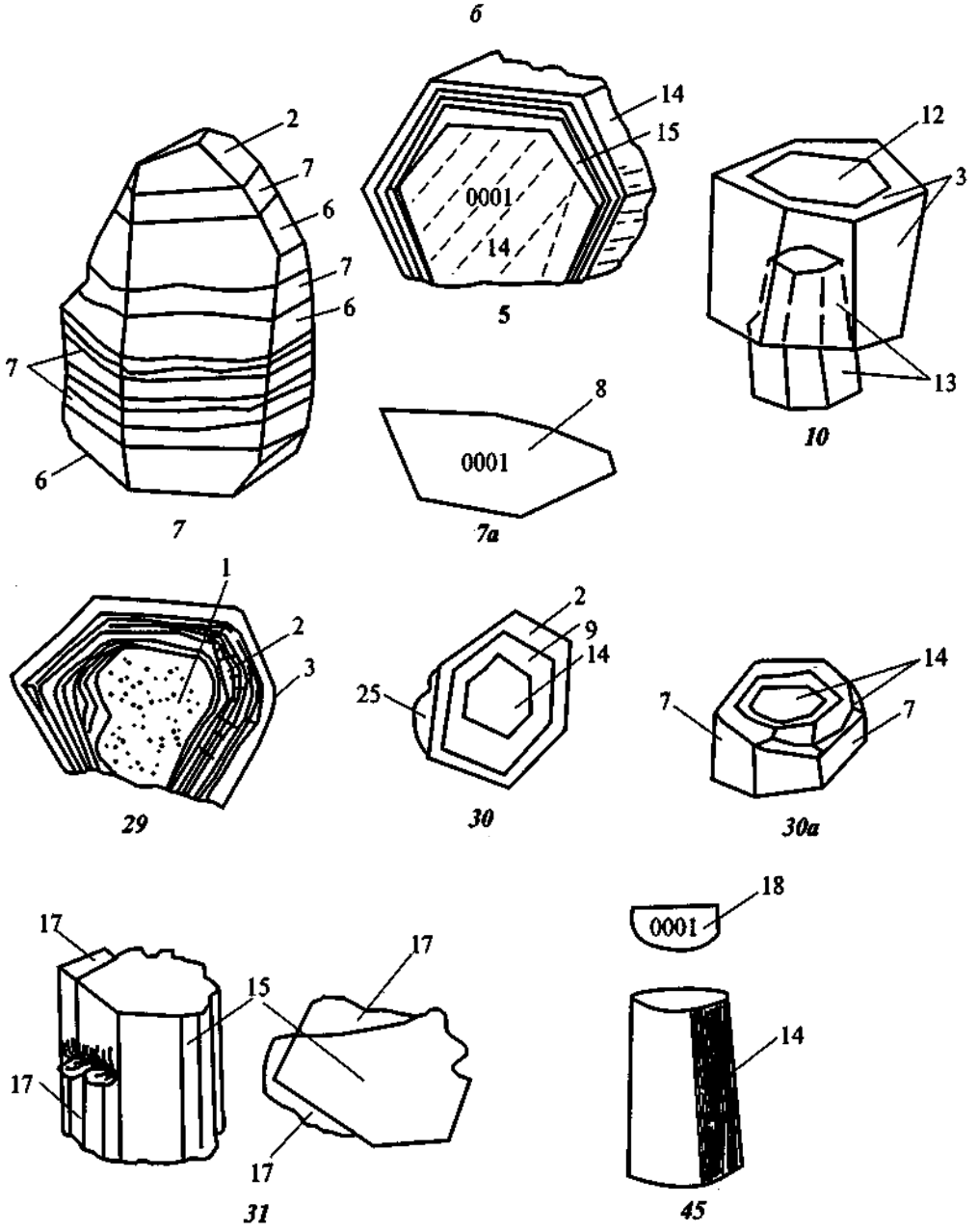
Описанный кристалл относится к типичным концентрически-зональным, образование которых начинается с бесцветных разностей и заканчивается ярко-синими. Приведенная зональность свидетельствует об изменении режима железа в МС: во-первых, ранние бледноокрашенные разности образовались в условиях, когда либо железа было слишком мало, либо оно вследствие режима кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала не могло встраиваться в структуру берилла. К концу роста кристалла, с одной стороны, соотношение концентраций ионов железа и алюминия достаточно для образования такого числа центров Fe_6^{2+} (замещение железа в Al-октаэдрах), что голубая и синяя окраска берилла стала вполне ощутимой. К концу процесса доля Fe_6^{2+} возрастала. Свидетельством возрастания доли трехвалентного железа в отдельных зонах растущего кристалла (см. рис. 20, *а*, обр. *1*, зона 6) является их светло-зеленовато-голубая окраска. Наконец, вероятно, в результате приоткрывания МС произошел перерыв в кристаллизации аквамарина, а вследствие увеличения доли Fe^{3+} — появление зародышей и мелких игольчатых кристалликов светло-желтого гелиодора типа I. Описанная последовательность усиления интенсивности голубой окраски вполне типична для многих кристаллов (см. рис. 20, *а—в*, обр. *29*, *44*, *52*, *54*).

Другой тип концентрически-зональных кристаллов характеризуется тем, что внутренние зоны их имеют зелено-голубые оттенки, а внешние — голубые и синие (рис. 20, *а—в*, обр. *8—10*, *42*, *54*). Часть ярко-голубых и синих кристаллов имеет яркую зеленую или желтовато-голубую (зеленую) внутреннюю зону (см. рис. 20, *а*, обр. *13—15*). У некоторых кристаллов проявлен дихроизм, типичный для аквамарина I типа либо III.

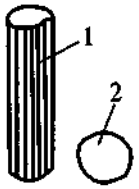
Выделяется группа зональных зеленых кристаллов (см. рис. 20, *б*, обр. *5*, *30а*, *31*) и незональных, иногда голубовато-зеленых (см. рис. 20, *а—д*, обр. *17*, *20*, *27*, *28*, *33*, *43*, *45*, *49*).

На гранях кристаллов, в которых окраска от светло-зеленой для внутренних зон к внешним зонам постепенно становится светло-голубой, по периферии нарастает зона бледно-желтого цвета (см. рис. 20, *б*, обр. *30*). Эти

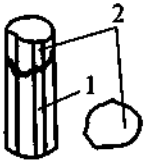

а
5
5
4
3
3
2
6
6
2
2
1
1
3
4
5
8
8
4
3
4
3
4
4
10
5
9
Ne
24
3
4
13
6
5
24
14а
5
10
14б
8(24)
4
15
3
6
0001
42
9
8
0001
43
3
5
1
4
44


6
2
7
6
7
6
7
7
14
15
0001
14
5
12
3
13
10
8
0001
7a
1
2
3
29
2
9
14
25
30
14
7
7
30a
17
15
17
17
17
31
18
0001
14
45

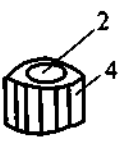
в



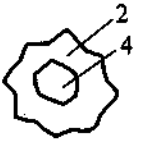
50

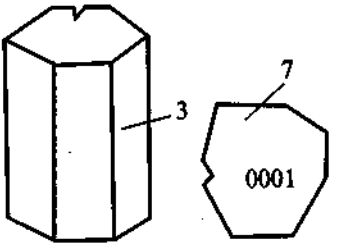


51

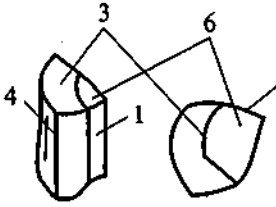


52



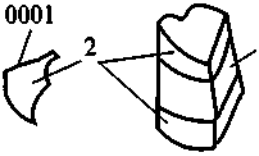


53

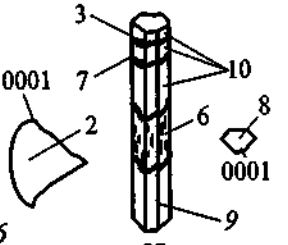


54

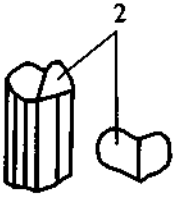
55



56

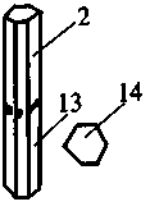


57

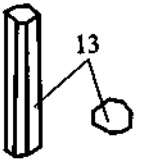


24

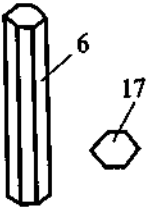
25



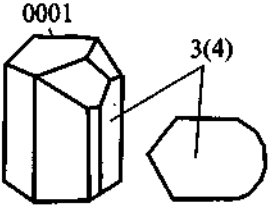
26



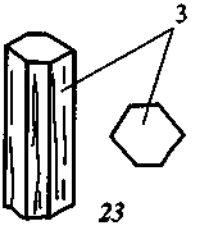
27



28

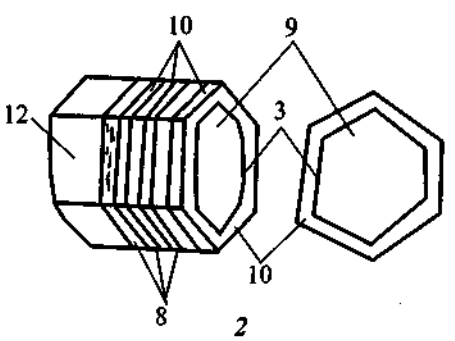


22

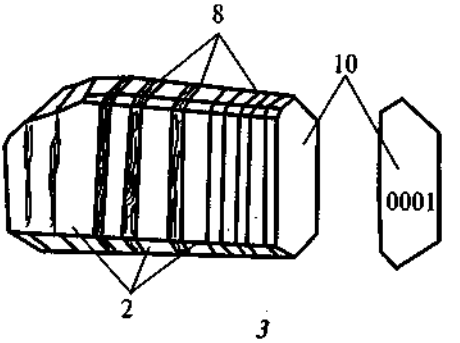


23

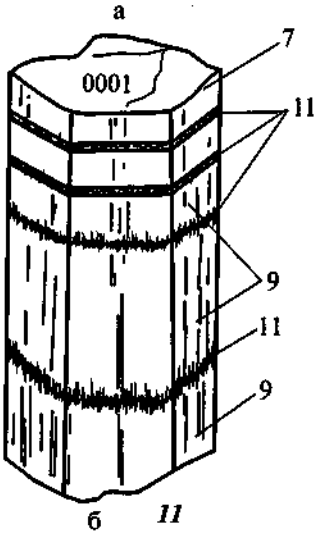
г



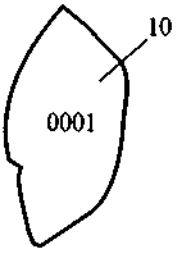
2



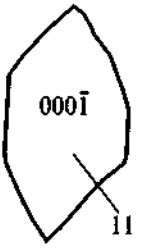
3



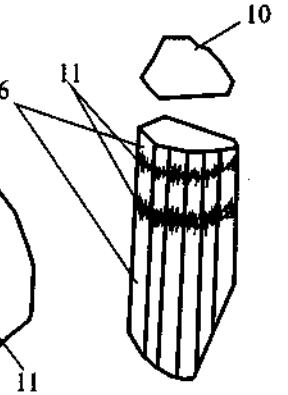
11



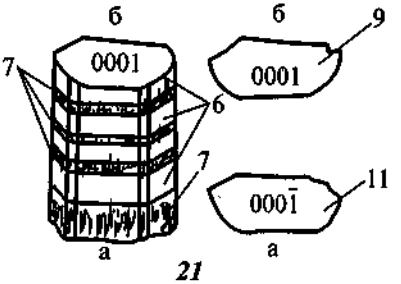
11а



1б

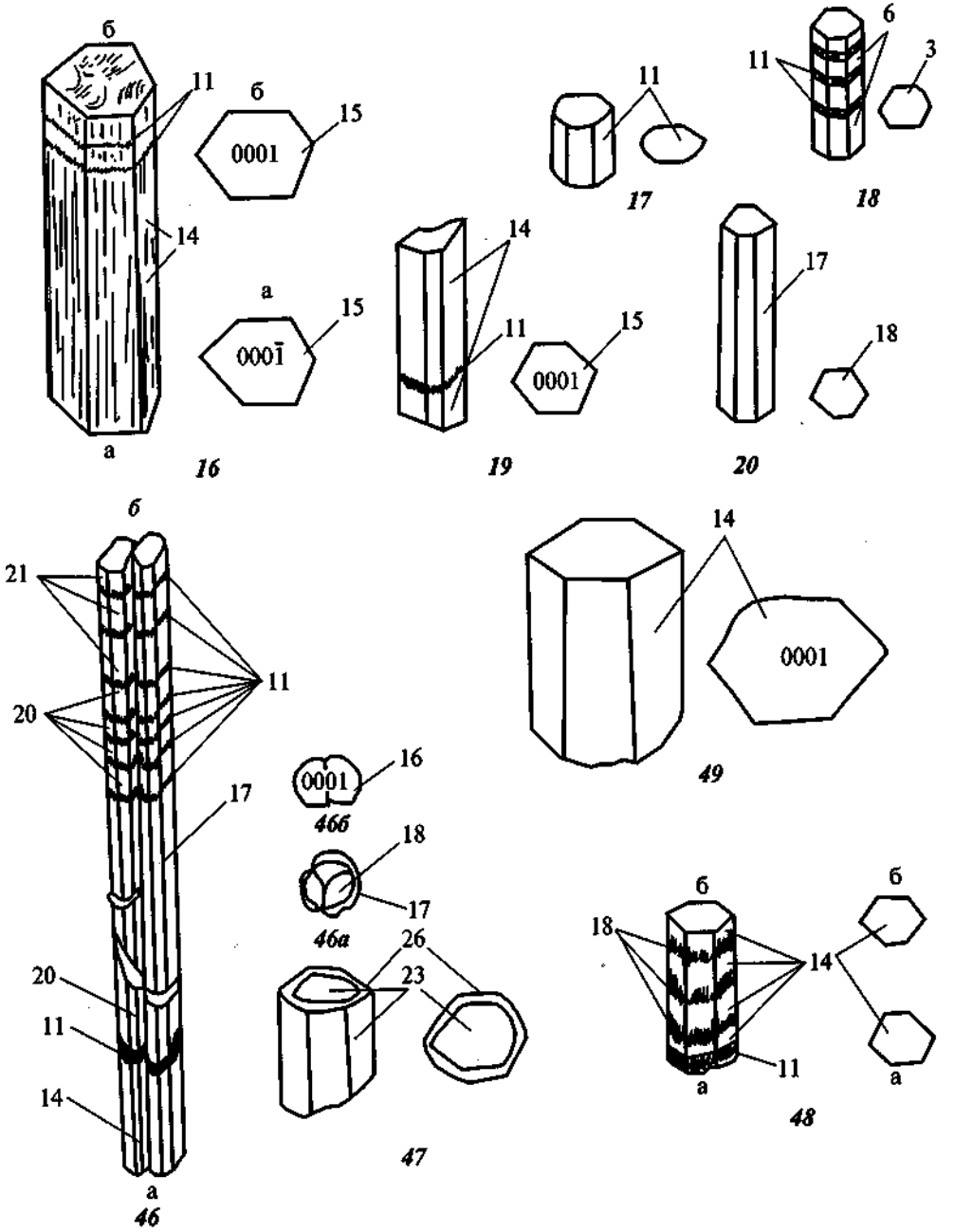


12



21

д


б
11
б
15
0001
14
а
15
000$\bar{1}$
а
16
11
17
6
11
3
18
14
11
15
0001
19
17
18
20
б
21
11
20
17
20
11
14
а
46
0001
16
46б
18
17
46а
26
23
47
14
0001
49
б
18
14
11
а
б
а
48

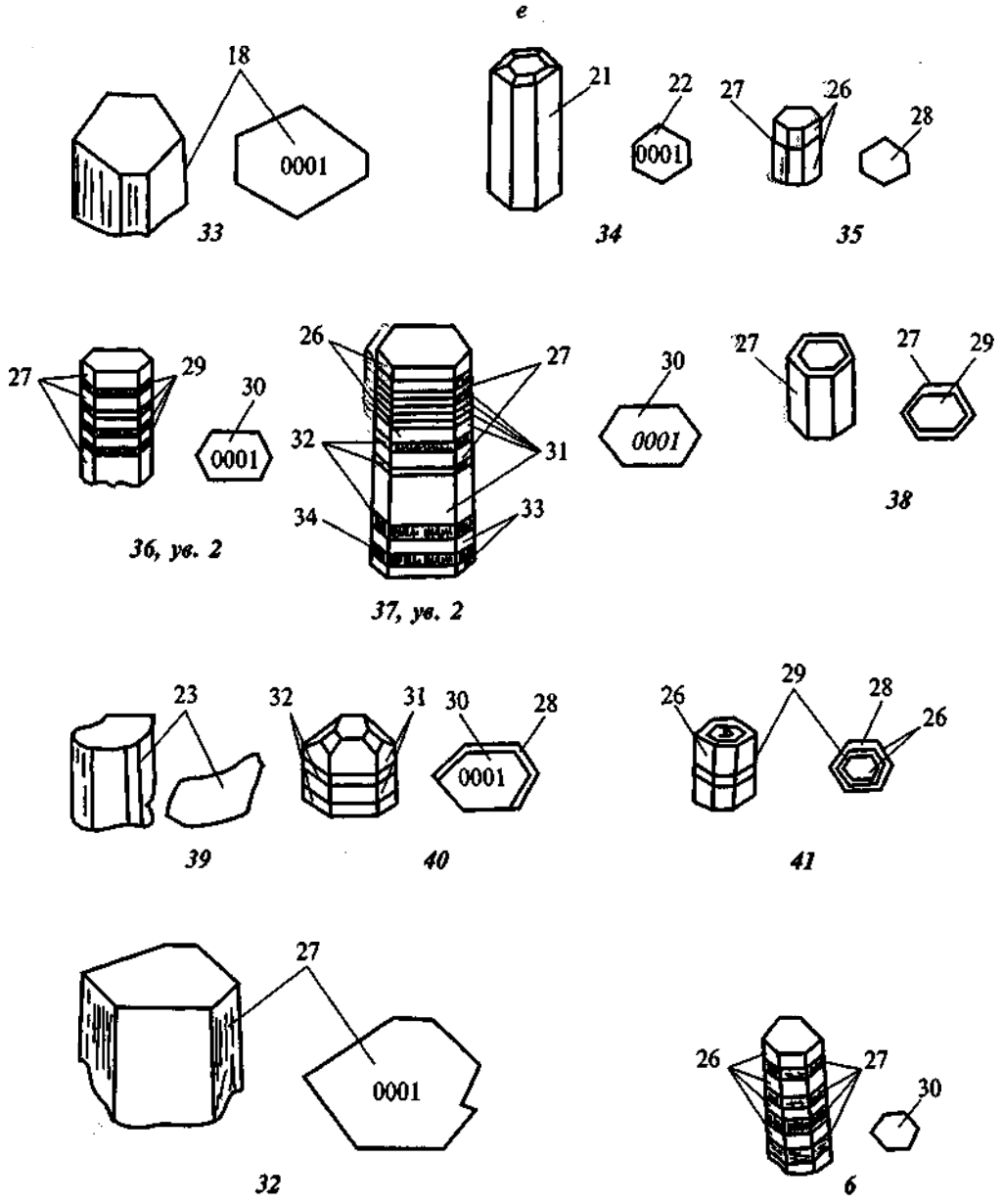


Рис. 20. Морфология, зональность и цветовые характеристики кристаллов берилла Шерловой Горы.

Полужирные цифры — номера образцов. *а* — обр. 1, 4, 8, 9, 13—15, 42—44; *б* — обр. 5, 7, 10, 29—31, 45; *в* — обр. 22—28, 50—57; *г* — обр. 2, 3, 11, 12, 21; *д* — обр. 16—20, 46—49; *е* — обр. 6, 32—41.

факты свидетельствуют о ритмичной смене режима кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала. Зеленая окраска свидетельствует о встраивании в структуру берилла одновременно двух- и трехвалентного железа, которое замещает алюминий в алюминиевых октаэдрах (синяя компонента зеленого цвета Fe_6^{2+} — Fe_6^{3+}) и локализуется в тригонально-призматических интерстициях между Al-октаэдрами (Fe_6^{3+}). Это свидетельствует, вероятно, об относительно приоткрытой системе, но мера открытости не такова, чтобы все железо оказалось трехвалентным. Нарастание синей компоненты по мере роста кристалла свидетельствует о постепенном относительном возрастании доли двухвалентного железа, увеличении закрытости вследствие залечивания стенок камеры, в которой идет кристаллизация. Появление на гранях призмы аквамарина корочки светло-желтого гелиодора типа I свидетельствует, вероятно, о новом приоткрывании МС (см. табл. 14).

Это один из тривиальных способов объяснения зональности подобных кристаллов, когда налицо признаки перерыва в кристаллизации. В тех случаях, когда они не наблюдаются, следует искать причину во внутренних закономерностях развития и самоорганизации МС.

Среди кристаллов аквамарина всех типов встречаются индивиды, визуально полностью лишенные зональности, либо эта зональность настолько слаба, что не влияет на однородность монообластей, являющуюся критерием для отнесения их к ограночным сортам (см. рис. 20, *а—в*, обр. ***22—28***, ***31***, ***42***, ***43***, ***45***, ***50***, ***53***, ***55***). Многие длинностолбчатые кристаллы III типа при сечении более 5 мм пригодны для круглых вставок полубриллиантовой и бриллиантовой огранки.

Рассмотренные выше примеры кристаллов относятся к участку копей Поднебесных.

Из общего числа изученных кристаллов аквамарина преимущественно с зелеными оттенками различной интенсивности четко выделяются кристаллы, имеющие зональность, ориентированную параллельно (0001). Распространены они в основном в жиле Новикова, частью на участке Поднебесных. Среди них выделяются кристаллы простой и сложной зональности. В последнем случае наблюдается комбинация концентрической и поперечной зональности. Пример такого кристалла приведен на рис. 20, *г* (обр. ***2***); примеры простой поперечной зональности даны на рис. 20, *а—г* (обр. ***3***, ***7***, ***11***, ***12***, ***21***, ***26***, ***56***, ***57***). Для подобных кристаллов чисто голубая окраска совершенно нетипична, но, как правило, к концевой грани пинакоида приурочены относительно светлые части с несколько большей долей голубой компоненты.

Если концентрически-зональные кристаллы аквамарина в значительной части имеют перерывы в процессе кристаллизации, фиксирующиеся различными тонкими присыпками, увеличением числа тонких ГЖВ и твердых включений, и эту зональность можно отнести к генерационной, связанной в определенной мере, фиксируемой инородными включениями, с режимом закрытости-открытости МС, то поперечная зональность имеет чисто ростовую эволюционную природу. При изучении таких кристаллов под микроскопом в направлении от основания к головке устанавливается постепенный переход от зоны светло- или голубовато-зеленого цвета в

сине-зеленый или зеленый и постепенный переход в светлый голубовато- либо голубовато-зеленый. В некоторых индивидах (см. рис. 20, *б—г*, обр. *7*, *11*, *26*, *51*) к головке кристалла растет доля голубой части спектра, а зеленая появляется лишь периодически.

Известны и исключения из этого правила, когда на зеленом общем фоне кристалла относительно тонкие зоны сложены бледно-зеленым либо голубым бериллом. Как правило, это кристаллы III типа, при выборе участков для огранки которых плоскость рундиста следует располагать параллельно (0001). Такие кристаллы формировались в породах, относительно вязких, наименее подверженных тектоническому воздействию. Это условие создало предпосылки для роста кристаллов в закрытых системах.

Механизм образования поперечной ритмичной зональности может быть объяснен режимом изменения относительных концентраций компонентов, строящих кристалл берилла. При условии присутствия в системе ионов двух- и трехвалентного железа и те и другие могут встраиваться в структуру берилла в различных позициях, замещая алюминий или бериллий, либо и тот, и другой. По мере расходования трехвалентного железа в зеленовато-голубых разностях идет кристаллизация части кристалла, в которую трехвалентное железо либо не встраивается совсем, либо встраивается значительно меньшее число ионов, чем ионов двухвалентного железа. Но по мере роста кристалла либо вследствие расходования ионов двухвалентного железа, либо уменьшения концентраций ионов алюминия и бериллия число замещающих ионов трехвалентного железа может стать равным или больше такового двухвалентного. Это приведет к появлению зоны зеленого цвета, и она будет формироваться до тех пор, пока существуют указанные выше условия. Неоднократное изменение относительных концентраций, участвующих в формировании кристалла компонентов, будет вызывать наблюдаемую ростовую зональность.

Как следует из изложенного, наблюдаемая поперечная зональность берилла обусловлена внутренними законами развития системы. Естественно, при таком ходе процесса в отдельных случаях могут возникать и генерационные зоны. Но роль их невелика.

Подобный же механизм можно распространить и на процесс образования полихромных турмалинов, ювелирных сподуменов (трифан, кунцит, гидденит, нуристанит в одном кристалле, наблюдавшиеся на месторождении Кулам в Афганистане). Постепенные переходы от желтого берилла в зеленый и розовый наблюдались нами и в пегматитах Черновского поля в Яблоновом хребте. Кристаллы берилла зеленого цвета, включая широкий диапазон оттенков от голубовато- и синевато-зеленого через ярко-зеленые тона, близкие к нормально-изумрудным по No, до оливково-зеленых, распространены в жиле Новикова и в копях в верховьях пади Лукаво-Золотой, особенно на восточном склоне Золотого отрога в его верхней части. Такие кристаллы были распространены и в отработанных олово-вольфрамоносных россыпях по Лукаво-Золотой. Их следует ожидать в россыпях ее верховьев.

Кристаллы из жилы Новикова характеризуются ярко-зеленой окраской по No, тогда как по Ne они бледно-зеленые. По этому признаку, несмотря на очень слабое проявление синей (голубой) компоненты, они относятся к III типу и должны граниться так, чтобы плоскость рундиста была

(соответствовала) {0001}. Это относится особенно к тем кристаллам, которые имеют поперечную зональность, выражающуюся в наличии сине-зеленых зон непрерывного роста. Ширина таких зон 0,5—2,0 мм (рис. 20, *д*, обр. ***16***, ***19***, ***20***). Часть кристаллов, независимо от наличия зональности, не имеет четко выраженного дихроизма, поэтому относится ко II типу. Выбор положения площадки и рундиста зависит только от соотношения размеров, позволяющих выкроить вставку оптимальной величины (см. рис. 20, *д*, обр. ***17***, ***18***, ***49***). При этом поверхность площадки во избежание ее неровностей при полировании должна выбираться так, чтобы на ее уровне не вскрывались допускаемые ГОСТом дефекты. В этих же копях известны крупные кристаллы берилла зеленого цвета с различными тонами желтых оттенков. Габитус их обычно длинностолбчатый. По оси длина их варьирует от 10—20 до 50—60 мм, диаметр сечения по оси *a* 3—25 мм. Встречаются сростки кристаллов по призме. Часть кристаллов имеет отчетливый оливково-зеленый цвет. Для них характерны как продольная (концентрическая) зональность, так и поперечная. Продольная, как и для аквамаринов, описанных выше, — генерационная.

Встречаются кристаллы футляроподобные, в которых уплощенный по одной из осей *a* оливково-зеленый кристалл (сечение 7 × 15 мм) длиной до 30—60 мм окружен шестью также уплощенными по оси *a* (досчатыми) кристаллами берилла того же цвета. Эта внешняя оболочка, состоящая из досчатых кристаллов, контактирует с гранями внутреннего кристалла через посредство буровато-розового глинистого (иллит-монтмориллонитового) материала, содержащего тонкоигольчатые кристаллы бутылочно-зеленого турмалина и бесцветного берилла. По сути дела, описываемый кристалл представляет собой фрагмент радиально-лучистого агрегата с очень большим радиусом кривизны. В объеме единого энергетического поля весь агрегат приобрел своеобразную гексагональную симметрию. Несмотря на различную длину индивидов, грани пинакоидов каждого из них взаимно параллельны и создают ступенчатый ансамбль. Рыхлый агрегат иллит-монтмориллонитового состава заполнил щелевидные полости между составными частями единого субкристалла уже после его образования. В нем, по рассказам старателей, находились добытые ими кристаллы. Описываемые кристаллы четко дихроичны: бледные голубовато-зеленые с желтым оттенком по Ne и яркие желто-оливковые по No.

Среди кристаллов этих же копей выделяются длинностолбчатые субиндивиды, достигающие до 110 мм в длину при толщине до 1 см. Они также представляют собой своеобразные расщепленные кристаллы, вырастающие из одного основания и постепенно расходящиеся под углами менее 10° и могут рассматриваться как своеобразные фрагменты радиально-лучистых агрегатов с большим радиусом кривизны.

Один из таких субиндивидов представлен на рис. 20, *д* (обр. ***46***). Особенность его — поперечная зональность, выражающаяся в том, что матрица субиндивида состоит из трех последовательно образованных цветовых разностей (хотя весь кристалл состоит из 6 крупных зон, включающих 42 подзоны): ранняя — светло-зеленая с голубым оттенком, средняя — бледно-оливково-зеленая и поздняя, завершающаяся гранями пинакоида {0001}, — светло-оливково-зеленая. Эта зональность осложняется тонкими зонами ярко-

голубовато-зеленого цвета, частота встречаемости их возрастает в концевой части индивидов субиндивида, а ширина уменьшается от 2,0 до 0,2 мм (табл. 15).

Описываемый субиндивид дает возможность увидеть последовательность образования цветовых разновидностей берилла в одном кристалле в частях, образованных относительно быстро эволюционирующим флюидом. Длинностолбчатый габитус (*a/c* примерно $^1/_{10}$) и диссимметрия расщепления, возможно, свидетельствует о высокой скорости роста.

Основание кристалла сложено аквамарином, в котором железо находится преимущественно в двухвалентной форме с примесью трехвалентной (Fe_6^{2+} — Fe_6^{3+}). Это аквамарин III типа, завершающий процесс формирования аквамаринов, переходный к типичным зеленым или сине-зеленым камням. Он дихроичен. Завершение зоны этого аквамарина ознаменовано всплеском концентраций двухвалентного железа, в результате чего возникла тонкая яркая голубовато-зеленая зона. Затем, по мере медленного возрастания доли трехвалентного железа, образовалась зона бледно-оливково-зеленая, являющаяся следствием преобладающего встраивания в структуру берилла Fe_4^{3+} (с замещением Be в Be-тетраэдрах или в их интерстиции), частью — Fe_6^{3+} (с замещением Al в Al-октаэдрах или в их тригонально-призматических интерстициях).

Здесь мы имеем, вероятно, сочетание аквамарина II типа с преобладающим гелиодором-I. Постепенное нарастание доли трехвалентного железа, связанное частично, возможно, и с притоком кислорода, приводит к формированию зон со все большей долей желтой компоненты. Индивиды субиндивида становятся бледно-желтовато-зелеными (зона III), где доля гелиодора I типа еще более возрастает. Зоны IV, V (см. табл. 17) характеризуются относительной герметизацией системы и возрастанием доли двухвалентного железа, концентрации которого становятся достаточными для вхождения в интерстиции между Al-октаэдрами и Be-тетраэдрами с образованием тонких зон яркого голубовато-зеленого аквамарина III типа. Рост указанных зон кристалла происходит в условиях ритмичной смены концентраций двух- и трехвалентного железа на фоне общего уменьшения доли алюминия и бериллия, места которых эти формы железа попеременно, с преобладанием одной из них, и занимают. При этом интенсивность окраски, свидетельствующая об увеличении концентраций хромофорных центров, возрастает. Возрастает и чистота индивидов, обусловленная уменьшением числа ГЖВ. Тем не менее расходование двухвалентного железа, встраивание которого в структуру предпочтительнее, приводит к тому, что концевые зоны индивидов, оканчивающиеся гранями пинакоида, имеют яркий оливково-желтый цвет. В целом прослеживается общее ритмичное возрастание доли трехвалентного железа к концу роста кристалла.

Описанная последовательность (на примере обр. *46*) является ключевой при изучении перехода от голубовато-зеленых аквамаринов к гелиодорам I типа.

Рассмотрим типы и зональность кристаллов гелиодора.

Все поперечно-полосатые кристаллы гелиодора в области развития конечной грани {0001} имеют бледно-желтую окраску, и при этом однозначно нельзя определить характер плеохроизма этой заключительной части крис-

Таблица 15

Последовательность формирования цветовых разностей кристалла (обр. 46)

Зона		Микрозона		Цветовой порядок на рис. 20, *д*, обр. *46*	Длина кристалла от основания до данной микрозоны, мм	Примечание
№ п/п	Толщина по оси *c*, мм	№ п/п	Толщина по оси *c*, мм			
VI	14,9	42	3,0	21	106	Переход к яркой оливково-желтой (22) от светло-оливково-зеленой (21) и яркой голубовато-зеленой (11)
		41	2,0	22	103	
		40	2,0	21	101	
		39	0,2	11	99	
		38	3,7	21	98,8	
		37	1,0	11	95,1	
		36	2,0	21	94,1	
		35	0,3	11	92,1	
		34	0,4	21	91,8	
		33	0,3	11	91,4	
V	12,1	32	1,0	21	91,1	Чередование светло-оливково-зеленой (21) с яркой голубовато-зеленой (11)
		31	0,2	11	90,1	
		30	0,4	21	89,9	
		29	0,2	11	89,5	
		28	1,8	21	89,3	
		27	0,5	11	87,5	
		26	3,0	21	87,0	
		25	0,3	11	84,0	
		24	0,4	21	83,07	
		23	0,3	11	83,03	
		22	3	21	83,0	
		21	1	11	80,0	
IV	13	20	1,5	20	79,0	Чередование бледно-оливково-зеленой (20) с яркой голубовато-зеленой (11)
		19	0,5	11	77,5	
		18	3,0	20	77,0	
		17	1,0	11	74,0	
		16	2,0	20	73,0	
		15	1,0	11	71,0	
		14	1	20	70,0	
		13	1	11	69,0	
		12	1	20	68,0	
III	24	11	24	17	66,0	Желтовато-зеленая (17)
II	17	10	1	21	42,0	Светло-оливково-зеленая (21) и бледно-оливково-зеленая (20)
		9	4	20	41,0	
		8	1	21	37,0	
		7	11	20	36,0	
I	25	6	2,0	11	25,0	Голубовато-зеленая (11), светло-зеленая (14)
		5	10,0	14	23,0	
		4	1,0	11	13,0	
		3	4,0	14	12,0	
		2	2,0	11	8,0	
		1	6,0	14	6,0	

талла. Создается впечатление, что густая оранжевая или красно-коричневая окраска связана с тонкими (0,1—0,3 мм) зонами оранжево-коричневого гелиодора.

Установлено: чем короче кристалл, тем менее интенсивно окрашен он при наблюдении с торца кристалла. Условно все подобные кристаллы могут

быть отнесены к подтипу гелиодор II-С. Кристаллы, имеющие основную концевую грань {0001}, редко осложненную гранями дипирамид, сложенные светло-желтым гелиодором (по Ne) и ярко-оранжевым (по No), с противоположного конца бывают огранены такой же гранью пинакоида. Но, как правило, она неровная и имеет следы зарастания. В абсолютном большинстве случаев приграннная часть кристалла сложена коричневым либо буровато-коричневым гелиодором. Сколы проходят по ослабленным зонам, где наиболее высока концентрация точечных дефектов и по которым у берилла известна отдельность, примерно параллельная [0001], поскольку именно таким образом ориентированы кольца кремнекислородных тетраэдров, скрепляемые алюминием, находящимся в октаэдрических позициях, и бериллием, находящимся в узлах на соединении колец, слагающих каркас структуры. При замещении Al_6^{3+} на Fe_6^{3+} происходит еще большее ослабление междуколечных связей, заложенное в структуре ее строением.

В гелиодоре I типа, в котором трехвалентное железо замещает бериллий в тетраэдрических позициях или просто входит в каналы в интерстициях между бериллиевыми тетраэдрами, как показали А.Н. Платонов и др. [1984], развившие идеи Д. Прайса и др., структура деформируется значительно слабее, связи остаются менее искаженными и менее ослабленными. По этой причине описанный выше тип растворения берилла проявлен в гелиодорах I типа значительно меньше. Поэтому среди них чаще встречаются кондиционные ограночные кристаллы, если они не зональны.

По характеру окраски и дихроизму среди гелиодоров I и II типов выделяются их подтипы, представленные в табл. 16.

Целесообразность их выделения определяется необходимостью учитывать характер распределения окраски при раскрое кристалла для огранки и выборе положения плоскости рундиста. Основным критерием для выделения приведенных в табл. 16 подтипов гелиодора является окраска, наблюдаемая со стороны базопинакоида (No). В этой таблице также приведен статистический анализ частот встречаемости кристаллов различных типов и

Таблица 16

Последовательность образования гелиодоров различных по природе окраски типов

Зональность	Окраска по No	Тип гелиодора, последовательность типов	Число кристаллов из выборки в 186 шт.	Частота встречаемости, %
Цветовая зональность не наблюдается	Бледно-зеленовато-желтая	IA	6	3,2
	Зеленовато-желтая	IB	36	19,3
	Зелено-желтая до ярко-желтой и оранжевой	IC	90	48,4
	Золотисто-желтая	IIA	4	2,2
	Коричнево-желтая	IIB	4	2,2
	Желтая до оливково-желтой	IIC	4	2,2
Концентрическая	Зеленовато-желтая (IB) до желто-оранжевой (IC)	IB—IC	22	11,8
	Зеленовато-желтая, желто-зеленая	IIB—IB	2	1,1
		IA—IIC	1	0,5
		IIB—IIC	1	0,5
Поперечная	Желто-коричневая (IIB) и светло-желтая (IIA)	IIB—IIA	16	8,6

подтипов из выборки в 186 штук. Видно, что наиболее распространены незональные кристаллы I типа (70,9 %), а среди них — около половины (48,4 %) от всей выборки составляют кристаллы подтипа IC, относящиеся к существенно желтым. Типичные примеры кристаллов I типа представлены на рис. 20, *е* (обр. *32—34*).

Кристаллы II типа составляют 6,6 %, из них наиболее ценны золотисто-желтые (IIA) — 2,2 %. Типичный пример кристалла гелиодора II типа дан на рис. 20, *е* (обр. *34*). Среди гелиодоров выделяются концентрически- и поперечно-зональные. Последние, как правило, относятся ко II типу. Среди них выделяются кристаллы с ритмичным чередованием зон двух видов окраски без видимого изменения интенсивности определенных полос от ранних к поздним (см. рис. 20, *е*, обр. *6* и *36*) и кристаллы, в которых ритмично уменьшается интенсивность в ряду относительно светлых и относительно темных от ранних зон к поздним (см. рис. 20, *е*, обр. *37*). При этом головки кристаллов всегда сложены самым светлым гелиодором. Это указывает на равновесно-неравновесный направленный ход эволюции растворов.

Известны также кристаллы, в которых наблюдаются оба вида зональности. При этом внешние зоны нередко характеризуются дихроизмом с Ne > No, присущим аквамарину I типа. Как и в случае поперечно-зонального аквамарина, гелиодоры с подобной зональностью могут быть использованы для огранки, если ширина зон позволяет вырезать кондиционный, соответствующий ГОСТу блок для изготовления вставки фасетной огранки. Ориентировка ее будет зависеть от типа дихроизма гелиодора. Тонкополосчатые гелиодоры следует использовать для изготовления кабошонов или галтовки.

Поперечно-зональные кристаллы нередко подвержены растворению по границам зон. Это связано с тем, что для берилла вообще типичны ослабленные зоны, параллельные [0001], и с тем, что на границах более густо окрашенных зон число ГЖВ, ослабляющих структуру, больше, чем в самих зонах, особенно окрашенных слабо. Подобные наблюдения описаны П.П. Сущинским [1925] и А.Е. Ферсманом [1962, с. 434].

В.Ф. Барабановым довольно детально изучены концентрически-зональные кристаллы берилла, для которых определялись показатели преломления по концентрическим зонам роста. Им сделаны следующие выводы: "...рост центральных (внутренних. — *Г.Ю.*), более мощных, зон обычно сопровождался плавным снижением No. Формирование же узких периферических зон кристаллов сопровождалось неоднократным скачкообразным повышением значений No и столь же быстрым последующим снижением. Наиболее высокие значения No, обычно характеризующие периферические зоны, соответствуют, как правило, голубой окраске" [Барабанов, 1975, с. 111—112]. Нам представляется, что такой уникальный материал по измерению вариаций светопреломления в зональных кристаллах позволяет сделать более существенные выводы, однозначно свидетельствующие о ходе кристаллизации (росте кристаллов) берилла, различных его цветовых разновидностей, режиме различных форм железа, с которым В.Ф. Барабанов связывает окраску минерала, а также о механизме формирования концентрически-зональных его кристаллов.

Нами выполнено измерение показателей преломления 15 зональных кристаллов аквамарина, наши данные обобщены с данными В.Ф. Барабанова [1975] в табл. 17, где отдельно сгруппированы усредненные показатели преломления No внешних зон кристаллов. Внутри групп зоны расположены в генеральной последовательности образования цветовых разновидностей берилла от серо-зеленых через голубые к желтым. Таким же образом сгруппированы и внешние зоны. Во внутренних зонах выявляется возрастание средних значений No в ряду выделенных цветовых разновидностей. Во внешних зонах также средние значения No возрастают от бледно-зеленых к бесцветным и голубым. Из этого ряда выпадают желто-коричневые индивиды.

В табл. 18 сопоставляются группы внутренних и внешних зон, близких по окраске. Из нее видно, что в большинстве своем внутренние зоны характеризуются меньшими показателями преломления, чем внешние. Исключение составляют бледно- и светло-зеленые аквамарины, для которых средние величины практически неизменны, но всегда меньше таковых для голубых и желтых.

На рис. 21 приведены кривые изменения No конкретного полизонального кристалла (построены нами) и микрозондовые данные по концентрациям железа и алюминия, приведенные в работе В.Ф. Барабанова [1975, с. 107].

Таблица 17

Светопреломление и окраска различных частей кристаллов берилла (с использованием данных В.Ф. Барабанова [1975])

Зона кристалла	Окраска	No			Частота встречаемости, %
		n	$\bar{x}$	σ	
Внутренняя	Серо-зеленая	24	1,5655	0,0049	14,3
	Бледно-зеленая	122	1,5695	0,0029	72,6
	Голубая и светло-голубая	14	1,5698	0,0011	8,3
	Серо-желтая	8	1,5712	0,0011	4,8
Внешняя	Бледно-зеленая	22	1,5692	0,0023	15,5
	Бесцветная	32	1,5728	0,0040	22,5
	Голубая и светло-голубая	66	1,5737	0,0026	46,5
	Желто-коричневая	22	1,5717	0,0020	15,5

Таблица 18

Усредненные показатели преломления внутренних и внешних зон разноокрашенных кристаллов берилла (с использованием данных В.Ф. Барабанова [1975])

Зона кристалла	Окраска	No		
		n	$\bar{x}$	σ
Внутренняя*	Серо-зеленая	24	1,5656	0,0049
	Бледно-зеленая	123	1,5692	0,0029
Внешняя	»	22	1,5693	0,0023
Внутренняя	Серо-зеленая, почти бесцветная	23	1,5658	0,0049
Внешняя	Бесцветная	32	1,5730	0,0040
Внутренняя	Голубая и светло-голубая	14	1,5699	0,0011
Внешняя	» »	67	1,5738	0,0026
Внутренняя	Серо-желтая	8	1,5714	0,0011
Внешняя	Желто-коричневая	33	1,5719	0,0020

* Вместе с азональными кристаллами.

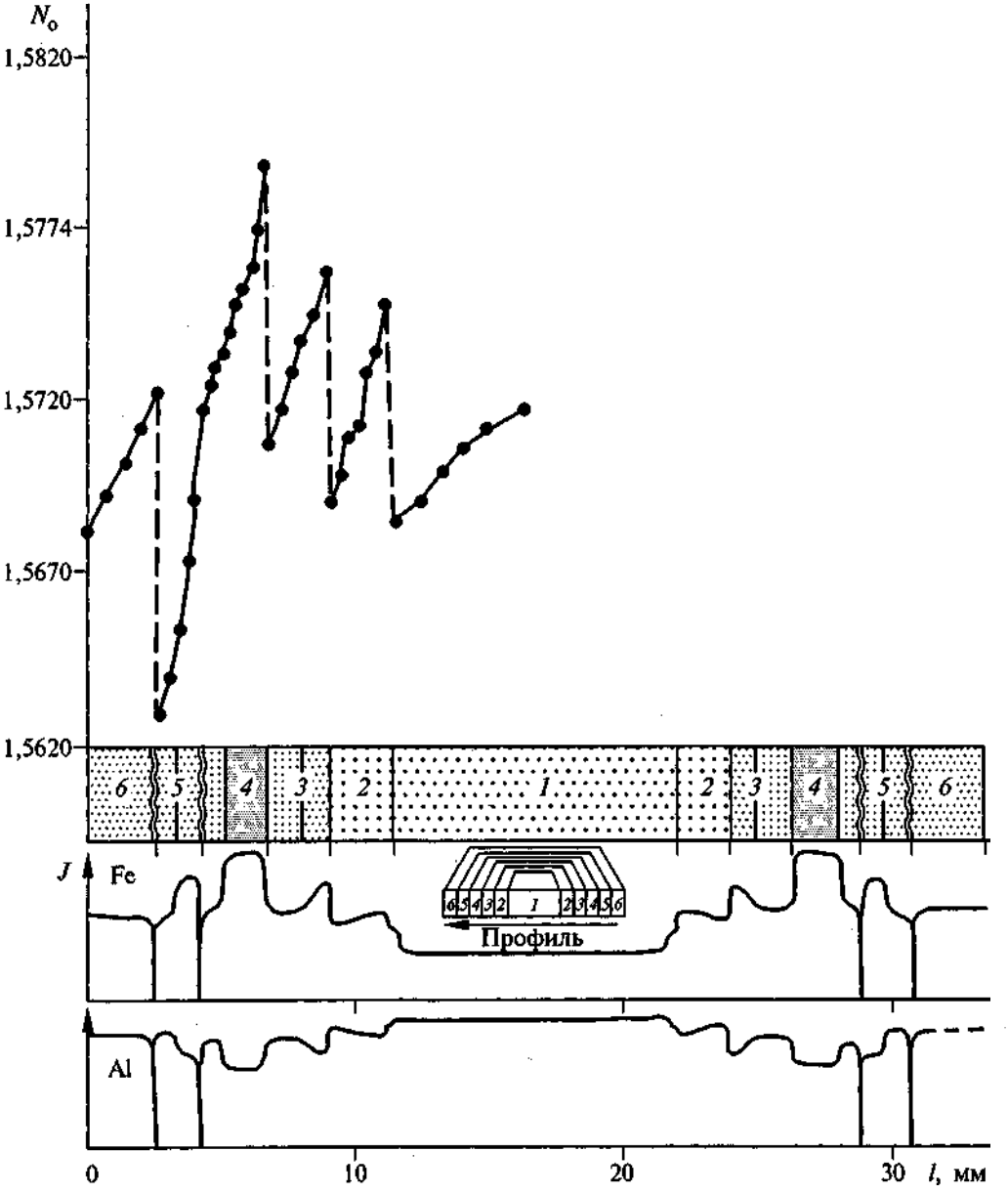


Рис. 21. Распределение железа, алюминия, величин показателя преломления в кристалле аквамарина 19 (по В.Ф. Барабанову с добавлением кривой изменения показателя преломления).

1—6 — номера зон: *1* — бледно-зеленая азональная; *2* — бледно-зеленая микрозональная; *3* — бледно-голубая микрозональная; *4* — голубая микрозональная; *5* — серовато-зеленая замутненная, микрозональная; *6* — бледно-зеленоватая микрозональная с наростами кристаллов аквамарина и вольфрамита; *J* — интенсивность рентгеновского излучения; *l* — расстояние от края кристалла.

Кристаллизация внутренней зоны происходит при оптимальной концентрации алюминия и по мере снижения температуры идет непрерывно (внутренняя часть кристалла незональна) до относительно резкого уменьшения содержания алюминия в МС. При этом, судя по снижению показателя преломления, доля железа, встраивающегося в структуру берилла, уменьшается, что способствует накоплению его в МС. В связи с расходованием основного после кремния компонента структуры берилла — алюминия — на фронте кристаллизации кристалла наступает недосыщение им, и рост кристалла прекращается. Он возобновляется только после притока в зону кристаллообразования МС такого количества алюминия, которое обеспечивает рост кристалла с заполнением значительных количеств вакансий алюминия железом. Об этом свидетельствует резкий скачок величины показателя преломления. На фоне притока в зону формирования кристалла алюминия и расходования железа постепенно доля его (железа) уменьшается, и концентрации в растворе (следовательно, и в кристалле) уменьшаются, способствуя снижению показателя преломления. Это хорошо видно на той части графика, которая соответствует второй бледно-зеленой микрозональной зоне. Она формировалась в условиях динамического равновесия, при котором на микроуровнях, судя по колебаниям величины No на рассматриваемом фрагменте кривой, также происходила смена соотношений концентраций алюминия и железа в МС.

Природа перерыва кристаллизации этой зоны (2) (см. рис. 21), вероятно, аналогична описанной, но абсолютные концентрации алюминия, судя по рассматриваемым кривым, уменьшаются сильнее, что приводит не только к перерыву в кристаллизации, но и, вероятно, к увеличению доли двухвалентного железа в растворе, а отсюда и к смене способа вхождения его в структуру берилла в зоне 3 с образованием хромофорных центров Fe_6^{2+} в Al-октаэдрах (аквамарин I типа). Для этой зоны характерно более высокое значение величины No, соответствующей пику содержания железа. Далее по мере кристаллизации уменьшается показатель преломления до следующего перерыва. Но в соответствии с большим содержанием железа по сравнению с концом кристаллизации предыдущей зоны (2) величина No для берилла, образующегося при завершении кристаллизации зоны 3, наибольшая. Следующая зона (4) голубого берилла, соответствующего, вероятно, III типу, начинается с образования высокожелезистой разности при минимальном содержании алюминия.

Зона 4 состоит из двух подзон (голубой ранней и светло-голубой поздней), что четко фиксируется перегибами на кривых содержания железа, алюминия и величины No. Первая подзона (см. рис. 21 — серая) образуется при относительно стабильном содержании железа и алюминия в МС, но, судя по снижению показателя преломления (см. рис. 21), происходит смена условий, определяющих способ вхождения железа. Вероятно, здесь реализуется изоморфизм Fe → Be в Be-тетраэдрах. Формирование второй светло-голубой подзоны (I тип) идет в условиях уменьшения доли замещающего железа по сравнению с алюминием, а изоморфизм с замещением железом бериллия, вероятно, незначителен. Формирование зоны 4 завершается перерывом кристаллизации с оседанием на поверхности граней пылеватых частиц и появлением замутнений на поверхности раздела. Это фиксируется перерывом сплошности спектра, записанного микрозондом.

Последующая зона (5), также состоящая из двух подзон серовато-зеленого цвета, отличается замутненностью, свидетельствующей о примеси газовых пузырьков, связанных со вскипанием раствора при разгерметизации. Характерно, что в начале ее кристаллизации, когда образуется голубовато-зеленая подзона, содержание железа преобладает над таковым алюминия, а с началом формирования серовато-зеленого берилла наблюдается обратная картина. В конце формирования зоны 5 снова отмечается разрыв кривых концентраций железа и алюминия, что свидетельствует о перерыве в кристаллизации.

В начале зоны 6 возрастает концентрация рассматриваемых элементов: для алюминия она приближается к максимальной в предыдущей зоне (5), а для железа достигает содержания, ничтожного для серовато-зеленой подзоны (5). При этом в начале кристаллизации рассматриваемой зоны показатель преломления возрастает и к завершению кристаллизации зоны снова уменьшается до минимальной величины, типичной для бледно-зеленой самой ранней зоны (No = 1,5680).

В принципе аналогичная картина наблюдается и по многим другим образцам. Характер изменения величин показателя преломления No позволяет сделать следующие выводы. В большинстве зональных кристаллов показатели преломления изменяются ритмично и связаны с изменением содержания железа, что подтверждает выводы В.Ф. Барабанова [1975]. Максимальные показатели преломления присущи голубым аквамаринам и желтым и желто-оранжевым гелиодорам, что свидетельствует о прямых связях показателей преломления с содержанием железа. При формировании всех зон кристаллов (за исключением случаев, когда они имеют желтую или желто-коричневую внешнюю зону (обр. 4 и 21 [Барабанов, 1975]), по мере их роста происходят относительно плавное уменьшение показателя преломления к концу предыдущей и скачкообразное возрастание в начале последующей. Лишь в единичных случаях, где либо не представителен отбор пробы для измерения из кристалла, либо не выражены зоны (обр. 9, 20 [Барабанов, 1975]), ритмичное снижение показателя преломления сменяется на однонаправленное от начала роста кристалла к концу. По строению зон, их цветовой гамме и величинам показателей преломления можно судить о режиме кислотности-щелочности, окислительно-восстановительном потенциале, мере открытости-закрытости МС, относительных концентрациях минералообразующих компонентов и скорости кристаллизации.

О физико-химических условиях образования берилло-топазовых тел. Физико-химические условия образования берилло-топазоносных жил и условия кристаллизации минералов группы берилла в связи с огромной практической значимостью изучались многими авторами, и по этому вопросу существует обширная литература. Это прежде всего широко известные сводки А.А. Беуса [1960], В.Г. Фекличева [1964], В.Ф. Барабанова [1975], В.С. Балицкого и Е.Е. Лисицыной [1981]. Кроме того, данные об условиях образования бериллов имеются и в других работах [Киевленко и др., 1982; Методические указания..., вып. 6, 7, 1975; Шацкий и др., 1981; Sinkankas, 1987; и др.].

Из анализа этих литературных данных следует, что берилл кристаллизируется в широком диапазоне температур и давлений. Температуры варьи-

руют в пределах 180—600 °С. Температурный интервал образования собственно пегматитовых бериллов составляет 400—500 °С, а для пневматолитово-гидротермальных опускается до 180 °С. В этом же интервале температур формируются зеленые бериллы и изумруды, связанные с ферридоломитовыми жилами в слюдитах месторождения Хенч в Панджшере [Юргенсон и др., 1980, 1983; Юргенсон, Пасеков, 1982; и др.].

Давления, по оценкам многих авторов, находятся в пределах 200—1000 МПа. С периодической разгерметизацией связано в ряде случаев периодическое изменение окислительно-восстановительного и щелочно-кислотного режима, что определяет вероятность и формы вхождения в растущий кристалл железа — основного хромофора берилла, определяющего, при прочих равных условиях, качество и ценность кристаллосырья.

В разных жилах и полостях в зависимости от первичного состава минералообразующего флюида, в разной мере обогащенного железом, шло образование либо преимущественно гелиодора (в условиях высокого содержания трехвалентного железа), либо аквамарина (в условиях высокого содержания двухвалентного железа), либо при одновременном присутствии двух- и трехвалентного железа — образование всей гаммы желто-зеленых, зеленовато-желтых, голубовато-, сине-зеленых вплоть до фисташково- и травяно-зеленых разностей минерала.

Углекислота к концу процесса кристаллизации в закрытой системе накапливается относительно воды. Вода расходуется на образование слюд, других слоистых силикатов; определенное ее количество в виде молекул H_2O [Шацкий и др., 1981; Aurisicchio et al., 1994], а в случае повышенных содержаний щелочей — и гидроксильных групп [Schmetzer, Kiefert, 1990] входит в берилл, а в виде ОН-групп — топаз, поэтому при прочих равных условиях мы наблюдаем уменьшение соотношения воды и углекислоты. Накопление ее абсолютного количества сопряжено с возрастанием интенсивности окислительных процессов, что отражается в возрастании концентрации трехвалентного железа в бериллах поздних генераций с образованием гелиодора в жилах копей Миллионной и Гелиодоровой. Об этом же свидетельствует и обилие желто-зеленых бериллов в отвалах старых работ и россыпях по Лукаво-Золотой. Эта особенность хорошо объясняет возникновение в подобных условиях именно высокожелезистых бериллов — гелиодоров II типа. Накоплением углекислоты к концу процесса можно объяснить и появление карбонатов, на которые указывают все исследователи, имевшие возможность наблюдать жилы в коренном залегании в выработках [Болдырев, Луи, 1929; Сущинский, 1925; и др.]. По В.Г. Фекличеву [1964], в крупных кристаллах аквамарина происходит смена зеленых окрасок голубыми и бесцветными от внутренних к периферийным зонам, что связано с возрастанием окислительно-восстановительного потенциала в МС.

В.Ф. Барабанов на основе анализа ИК-спектров приходит к выводу о том, что зональный аквамарин относится к слабощелочным. Он считает также, что зональность аквамарина связана с изменениями "...тектонического режима условий кристаллизации в процессе многократного трещинообразования с периодическими вскипаниями минералообразующего раствора, вызывающими отделение газовой фазы, повышение щелочности раствора и его окислительных свойств" [Барабанов, 1975]. Он полагает, что аквамарин

формировался в условиях меньших глубин и более неспокойной обстановки, чем гелиодор. Наши данные свидетельствуют о том, что тот и другой формировались в различных условиях глубин и тектонического режима.

Решающим здесь являются режим состояния МС и соотношение двух- и трехвалентного железа. В условиях преобладания двухвалентного железа сформировались аквамарины примерно равных соотношений этих форм железа — зеленые разности и в условиях преобладания трехвалентного железа — гелиодоры. Режим железа связан как с изначальным парциальным давлением кислорода, так и с мерой открытости-закрытости МС.

М. Стаатц и др. установили, что содержание элементов-примесей в бериллах определяется составом жил и пород, в которых они образуются [Барабанов, 1975]. По В.Ф. Барабанову, в условиях резкого пересыщения минералообразующих растворов, в которых, вероятно, растут поздние периферические зоны кристаллов, образуются рыхлые и более объемные структуры берилла, на что указывает возрастание параметров элементарной ячейки. Он полагает, что в моменты раскрытия жильных полостей, в которых идет процесс минералообразования, происходят повышение щелочности за счет отделения газовой фазы (F, Cl, CO_2, H_2S, H_2, CH_4) и окисление железа при отделении H_2, CH_4 и других восстановителей.

Для шерловогорских бериллов, ассоциирующих с друзовым комплексом кварца, нами давление оценивается по C_{H_2O}/C_{CO_2} в кварце и составляет 122—150 МПа (1220—1300 бар) [Юргенсон, 1991а, 1996а]. Характерно, что давление в системах, образующих занорыши (миаролы), возрастает от основания формирующихся параллельно с кристаллами берилла кристаллов кварца (110—120 МПа) до времени образования их головок (130—150 МПа). Эта особенность характерна для миарол и в гранитах, и в конкретных жилообразных телах. Как свидетельствуют данные табл. 19, вплоть до формирования сульфидных комплексов возрастает давление в МС, что не дает оснований для выводов о существенном открывании их. Имело место лишь локальное их приоткрывание. Об открывании МС при формировании кварцево-арсенопиритовых жил свидетельствуют резкое возрастание C_{H_2O}/C_{CO_2} до 4,8 и падение давления до 100 МПа. Следующее существенное открывание системы фиксируется образованием жил халцедоновидного кварца, для которого C_{H_2O}/C_{CO_2} возрастает до 82 и давление падает до 10—20 МПа, что соответствует притоку атмосферного воздуха [Юргенсон, 1991а].

Оценка режима кислотности-щелочности при формировании бериллов разных генераций проведена на основе расчета условных потенциалов ионизации компонентов, строящих зоны роста бериллов различного состава (табл. 20). В целом полученные числа характеризуют условия, близкие к относительно нейтральным, либо слабокислотным. Этот вывод подтверждается экспериментальными данными, приведенными в работе В.С. Балицкого и Е.Е. Лисицыной [1981]. Берилл растворяется при температуре 600 °С только в присутствии ионов щелочных металлов (литий, калий, натрий) и фтора. В экспериментах, проведенных В.А. Кляхиным, А.С. Лебедевым и Т.П. Рагозиной в 1976 г., перенос и перекристаллизация берилла на затравку наиболее эффективны из литий-натрий-калий- и алюминийсодержащих алюмо-фторидно-карбонатных растворов с отношением Fe : Li(K) 3—5 и $F : NH_4 \leq 2$. Перенос компонентов в зону роста кристалла берилла осуще-

Таблица 19

Соотношение концентраций воды и углекислоты во флюидных включениях кварца Шерловогорского месторождения берилла и топаза

Номер зоны	Минеральная зона, группа генераций кварца	Тип кварца	C_{H_2O}/C_{CO_2}			Оценка давления, МПа
			n	$\bar{x}$	σ	
1	Первая, грейзен на переходе от гранита к зоне дымчатого кварца	Массивный, мелко- до среднезернистого	11	4,4	1,7	110
		Кристаллы	7	3,0	0,8	120
		Головки кристаллов	2	1,8	0	130—140
2	Главная зона дымчатого кварца, являющегося субстратом для кристаллов кварца, берилла, ферберита, базобисмутита, топаза	Крупнокристаллический субстрат кристаллов	23	2,9	0,8	121
3	Друзовая, входящая в состав продуктивного комплекса цветных камней	Основания кристаллов	7	1,9	0,1	130—135
		Зона призм	13	1,6	0,4	136—150
		Головки кристаллов	6	0,9	0,5	140—150
4	Зона друзового берилла	Обелиско-, скипетровидные постберилловые кристаллы	10	0,8	0,2	140—150
		Головки	4	0,4	0,1	140—150
5	Зона друзоватого берилла	Агрегаты кварца тонкозернистого до кристаллически-зернистых и мелких кристаллов наложенного сульфидного или кварцево-флюоритово-топазового комплекса	8	4,8	0,9	100
		Халцедоновидный кварц постсульфидного комплекса	5	82,0	40,0	10—20

ствляется подвижными фторкомплексными соединениями алюминия, бериллия и кремния.

Е.Н. Емельянова и др. в 1965 г. получили берилл при температуре 600 °С и давлении 150 МПа, что совпадает с приведенными выше нашими данными, полученными способом ИКС [Юргенсон, 1991а], из водных растворов, содержащих 6 % борной кислоты и буры, и BeO, $BeCO_3$, SiO_2 и Al_2O_3 в качестве исходных материалов. Эти данные также согласуются с наблюдаемыми минеральными ассоциациями: берилл и топаз сопровождаются поздним турмалином и карбонатами железа и кальция, развивающимися на берилле и вместе с ним в самых его последних генерациях. В щелочно-хлоридных растворах в присутствии избытка компонентов, составляющих берилл, в экспериментах выделяются сначала щелочные алюмосиликаты, а затем берилл [Балицкий, Лисицына, 1981]. Подобная последовательность типична для сидерофиллитовых жил.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что решающее значение для нахождения в растворе компонентов, строящих берилл, или его кристаллизации имеет режим фтора, хлора, щелочей и CO_2. В экспериментах, по данным упомянутых выше авторов, кристаллизация происходит при перепаде температур 30—70 °С. Такое же влияние должно оказывать и удаление из МС фтора и щелочей. По данным П.П. Сущинского [1925], А.К. Бол-

Таблица 20

Вариации состава зон кристаллов (по: [Барабанов, 1975]) и оценка условного потенциала ионизации (атомные количества · 10^4)

Компонент, параметр	Кристалл 16			Кристалл 12	
	Зона				
	внутренняя	промежуточная	внешняя	внутренняя	внешняя
Al_2O_3	3722	3754	3650	3722	3646
Fe_2O_3	6	1	14	8	16
CaO	50	44	41	41	45
MgO	55	17	Не обн.	25	17
Na_2O	32	46	28	28	32
BeO	5448	5516	5482	5480	5528
Cs_2O	—	2	—	—	2
H_2O	1066	1466	1422	1466	1200
a_o, Å	9,212	9,216	9,209	9,212	9,236
c_o, Å	9,181	9,179	9,181	9,184	9,208
N_o	1,5731—1,5692 (ср. 1,5714)	1,5733—1,5693 (ср. 1,5714)	1,5778—1,5730 (ср. 1,5754)	1,5712—1,5698 (ср. 1,5706)	1,5785—1,5770 (ср. 1,5778)
Окраска	Бледно-зеленая	Голубая	Бесцветная	Бледно-зеленая	Голубая до светло-голубой
Условный потенциал ионизации, кДж/моль	519,26	515,26	515,26	514,29	515,26

дырева и А.Я. Луи [1929] и В.Н. Данилова (1993 г.), над участками грейзенов, содержащих тела с камнесамоцветным сырьем, всегда устанавливаются ореолы фтора. Тем не менее в литературе характер поведения фтора в эволюции МС специально не освещался либо рассматривался с общих минералого-геохимических позиций.

С.М. Бойко [1983] для ГЖВ кварца Шерловогорского и других грейзеновых месторождений вольфрама и олова показал, что типичны преобладание калия над натрием и соотношение $HCO_3 + Cl/F$ менее 0,9—10,2 экв.%. Это свидетельствует об относительно высоком содержании фтора во флюидах. На значительную роль фтора в МС указывает развитие существенно фтористого топаза. На это указывал В.Ф. Барабанов, основываясь на величинах показателей преломления ($Np = 1{,}610 \pm 0{,}001$; $Nm = 1{,}611 \pm 0{,}001$; $Ng = 1{,}620 \pm 0{,}001$). Это же относится и к составу топаза из жил (табл. 21).

Особенность жильных тел, обогащенных кондиционными кристаллами аквамарина, — обилие флюорита в после-, околоберилловых агрегатах. Это особенно типично для бестопазовых частей жилы на участке Поднебесных, в Миллионной, в Новиковской ямах и в некоторых местах жил в верховьях пади Лукаво-Золотой, непосредственно в некоторых ямах на сопке Лукавой, где встречаются обломки его кристаллов зеленого цвета до 6 см в длину. П.П. Сущинский, в частности, писал: «...кристаллы флуорита не врастали, а прирастали к нему (аквамарину. — *Г.Ю.*), и на ровных, как бы отшлифованных поверхностях прирастания округленные кристаллики флуорита показывают местами концентрическую структуру. Местами на отпечатках кристаллов аквамарина скопляется землистая лиловая масса того же

Таблица 21

Химический анализ топаза (по: [Барабанов, 1975])

Компонент	Мас.%	Молекулярные количества
SiO_2	33,26	554
Al_2O_3	54,80	538
H_2O^-	0,36	3
H_2O^+	0,47	26
F_2	20,18	532
Сумма	109,07	1653
$F_2=0$	8,49	
Сумма	100,53	

Примечание. Формула $96{,}55Al_2SiO_4F_2 \times 3{,}45\ Al_2SiO_4(OH)_2$.

флуорита. Обилие флуорита составляет особенность данной Кусанинской Ямы. Среди продажных образцов аквамарина часто попадаются такие образцы, которые местные кустари называют аквамарином "в рубашке", причем эта "рубашка" состоит главным образом из вышеупомянутых почковидных зерен флуорита, иногда покрытых пленкой железисто-марганцовистых окислов» [1925, с. 36].

Именно в окрестностях Миллионной Ямы часто встречаются описанные П.П. Сущинским аквамарины в рубашке, за редким исключением являющиеся водяно-прозрачными. Наряду с флюоритом в их составе обнаруживаются также иллит, монтмориллонит и игольчатый турмалин.

Характерно, что именно указанные выше участки — Поднебесных, Миллионная (Кусанинская, или Куцанья), Новиковская ямы — дали самый лучший ювелирный материал.

Берилл Шерловой Горы отличается низкой щелочностью и относительно высокой железистостью, что и обусловливает их цветовую гамму.

Условия образования ювелирных кристаллов. Бездефектные ювелирные разности берилла образуются в условиях закрытых систем в период гетерогенизации расплава и обогащения незакристаллизованного расплава флюидом (с переходом в конечном итоге в водный раствор) по мере снижения температуры. Если МС остается устойчивой и не возникает ее разгерметизации, рост однородных кристаллов берилла происходит постепенно до наступления условий недосыщения ее бериллием. После расходования бериллия в силикатной системе в присутствии фтора и алюминия возникают постберилловые топазы. С расходованием кремния на фоне снижения температуры либо кристаллизуются кристаллы флюорита, либо в условиях наличия щелочей, хлора, фтора, бора, железа, алюминия и кремния формируются тонкодисперсные агрегаты, состоящие из флюорита, турмалина, слоистых силикатов, образующие флюоритсодержащие рубашки, обволакивающие аквамарин и кварц. При таком ходе эволюции МС крупнокристаллический флюорит оказывается в составе продуктивного парагенезиса, а во вмещающей породе отсутствует тонкая сеть флюоритсодержащих прожилков либо они встречаются редко.

Так, вероятно, формируются участки жил, где образуются друзовые полости с ювелирными бериллами. Габитус и наличие либо отсутствие продольной штриховки, а также ростовая эволюционная зональность кристаллов будут зависеть от вариаций в концентрациях бериллия, щелочных металлов, фтора и хлора, находящихся в пределах, допускающих практически непрерывный рост кристаллов. А изменение окраски будет обусловлено кислотно-щелочными условиями, связанными с режимом галогенов и щелочных металлов, соотношением железа и алюминия и соотношением двух-

и трехвалентного железа, обусловливающих вероятность того или иного типа изоморфизма.

Существует ряд геолого-минералогических признаков наличия кондиционного сырья.

Важнейший признак наличия кондиционных кристаллов ювелирных разновидностей берилла — присутствие в свалах либо непосредственно в миароловых гранитах (грейзенах) бездефектных кристаллов или их фрагментов в оболочке, состоящей из флюорита, иллита и монтмориллонита с примесью гидроксидов железа и марганца, обломков крупнокристаллического флюорита, возможно, с включениями бездефектного берилла, а также отсутствие прожилковой вкрапленности флюорита в околожильном пространстве и присутствие его равномерной точечной либо гнездовой вкрапленности, а в мелких миаролах — бесцветного или бледно-сиреневого, зеленого флюорита.

С.М. Бойко и др. [1983] указывают на высокие содержания (г/т) иттрия (800), олова (4), висмута (20), иттербия (200) и лантана (100) во флюоритах. Эти геохимические признаки должны быть обнаружены в обломках крупнокристаллического флюорита либо характеризовать флюорит из миарол.

Типичны также миароловые кварцево-флюоритовые и кварцево-топазово-флюоритовые обособления в коричневом грейзене либо кварцево-сидерофиллитовые миароловые обособления с топазом или флюоритом, отсутствие или слабое развитие постгрейзеновых трещин, выполненных халцедоновидным кварцем и тонкозернистым флюоритом, кальцитом; жилы и прожилки кварцево-сульфидного состава с развитыми по ним гипергенными минералами являются признаками, указывающими на постгрейзеновые процессы, ухудшающие качество сырья только в местах их наложения на первичную камнесамоцветную минерализацию. Важным признаком является постепенное уменьшение C_{H_2O}/C_{CO_2} в образцах кварца в последовательности их образования, что свидетельствуют о закрытости системы и условиях спокойной кристаллизации без существенных тектонических подвижек и ее разгерметизации.

Принципиальная схема формирования кристаллов берилла с различными видами зональности (концентрически-зональной и поперечной) уже рассмотрена.

Здесь отметим, что решающее значение для формирования концентрически-зональных кристаллов с шириной зон менее 3—4 мм, определяющих необходимость относить их к непригодным для выделения ограночных монообластей, является режим бериллия, щелочных металлов и фтора, в меньшей мере углекислоты. Именно режим концентраций этих компонентов определяет непрерывность роста кристаллов. Наличие множества зон, границы которых фиксируют разрыв сплошности кристаллов по зонам призм, увеличение числа ГЖВ и твердых включений обусловлены разгерметизацией МС. В околожильном пространстве появляется в связи с этим сеть тонких жилок и прожилков кварцево-флюоритового, кварцево-топазово-флюоритового, кварцево-флюоритово-гидрослюдистого состава. При этом кварц имеет тонкозернистое сложение, нередко образуются секущие жилки с кристаллами, но все они, как это видно из табл. 19, характеризуются значениями C_{H_2O}/C_{CO_2}, меньшими 6, характерными для кварца гидротермального гене-

зиса ($x = 4{,}8$ при $\sigma = 0{,}9$). Нередко в этих прожилках присутствуют сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, молибденит, арсенопирит и др.), что также указывает на разгерметизацию МС.

В этих случаях зональными могут быть и топазы. Во внутренних их зонах возникают кристаллики биотита (это отмечено также В.Ф. Барабановым [1975]), сидерофиллита, а в зонах приграннных частей — белые, желтоватые, буроватые эмалевидные тонкозональные оболочки, создающие своеобразные кристаллы, называемые "коневьи зубы". Такие топазы неоднократно описывались всеми исследователями Шерловой Горы. Описанная зональность, безусловно, связана с тектонической активностью в определенных участках Шерловогорского гранитного массива. Естественно, что нестабильные условия наиболее типичны для ослабленных приконтактовых зон развития берилловой и топазовой минерализации, где вероятность подновления трещин больше. Естественно также, что крупные толстые кристаллы, длительность формирования которых больше, чем азональных кондиционных длиннопризматических, возникающих из более концентрированных растворов-расплавов при постепенном удалении части фтора в процессе диффузии, а не через посредство трещин, чаще концентрически-зональны и имеют больше дефектов.

Практически все авторы, изучавшие шерловогорские кристаллы, стремились понять, почему слабоокрашенные кристаллы менее дефектны, чем густоокрашенные. Причина, по нашему мнению, кроется в том, что слабоокрашенные кристаллы образуются на срединной (по времени) стадии формирования жилы, когда система после внедрения раствора-расплава уже стабилизировалась, и основные примесные компоненты в виде неструктурных примесей, в составе ГЖВ и твердых включений, вошли в основания кристаллов. Дальнейший рост проходит относительно спокойно в кислой среде при высоком, но снижающемся содержании фтора и щелочей, когда формирование примесных хромофорных комплексов на основе железа еще не получило массового характера. Рост этих кристаллов продолжается до первой разгерметизации системы. После залечивания трещин лишь часть кристаллов дорастает с образованием новых зон, зачастую другой окраски, в условиях повышения доли встраивающегося в кристалл железа (об этом свидетельствуют ритмика и направленность изменения содержаний железа и алюминия, а также показателей преломления (см. рис. 21). Часть кристаллов не дорастает и сохраняется в первозданном виде.

Статистическое распределение в произвольной выборке из 102 кристаллов (см. табл. 13) показывает, что азональными, условно недораставшими, преимущественно содержащими кондиционные монообласти, являются 43 кристалла (42,2 %); концентрически-зональными, явно недораставшими в условиях локальных разгерметизаций, — 34 кристалла (33,3 %) и поперечно-зональными, росшими в условиях ритмично изменявшегося режима кислорода, форм железа — 17 кристаллов (16,7 %), из них часть имеет кондиционные монообласти.

Другая особенность шерловогорских бериллов заключается в том, что среди гелиодоров частота встречаемости кристаллов ограночного сорта ниже, чем у аквамаринов. Это можно объяснить тем, что, во-первых, гелиодоры присущи в основном краевым частям гранитного массива (копи сопки Лу-

кавой, копь Гелиодоровая, верховья пади Лукаво-Золотой) и, во-вторых, формирование их связано с вхождением в кристаллы преимущественно трехвалентного железа, чаще в сидерофиллитовых грейзенах, в условиях более высокого парциального давления кислорода, связанного с относительно открытым режимом МС. Последнее не способствует спокойному режиму кристаллизации, который необходим для формирования однородных относительно крупных кристаллов.

Таким образом, кристаллизация берилла, как следует из анализа геологических ситуаций и литературных данных, происходит из силикатных растворов-расплавов, обогащенных фтором, щелочными металлами, углекислотой и алюминием, начиная с температур, близких к 600°С, при удалении из МС фтора и щелочных металлов в условиях, исключающих высокую кислотность и высокую щелочность. Об этом однозначно свидетельствуют и средние величины условных потенциалов ионизации (514,2—519,6 кДж/моль). Характерно, что в жилах Шерловой Горы, как и в пегматитах, где кристаллы кварца нередко вырастают непосредственно из существенно полевошпатового письменного гранита либо из апографической или блоковой зон, представляющих собой аналоги гранита; из гранитов или грейзенов непосредственно вырастают кристаллы кварца (морион, дымчатый кварц и др.), а вслед за ними или близко-одновременно развиваются зоны обогащения бериллом; кристаллы берилла затем вновь обрастают кварцем, что, например, совершенно типично как для границ графических или блоковых зон с кристаллами кварца и берилла и кварцевого ядра в камерных пегматитах Саханайского массива, камерных и миароловых пегматитах Борщовочного Кряжа, описанных выше, так и для большинства жил Шерловой Горы (копи Миллионная, другие на Золотом Отроге, сопки Лукавой).

Шерловогорское месторождение, традиционно относящееся к формации апогранитных грейзенов, является в настоящее время самым значительным, но не единственным ее представителем.

Шерловогорское месторождение как важнейший источник ювелирного берилла. Работы последних лет до 1995 г. включительно, проводившиеся экспедицией "Байкалкварцсамоцветы" В.Н. Даниловым (1991—1993 гг.) и Р.Г. Романовым (1993—1995 гг.) по коренным (жила Новиковская, участки Лукаво-Золотая, Поднебесных и др.), элювиально-делювиально-техногенным образованиям на этих же участках, а также на участках копей Миллионная и Гелиодоровая, показали, что возможна добыча кондиционного сырья. В результате этих работ установлено промышленное значение делювиально-техногенных россыпей на участках Миллионная и Гелиодоровая, а также перспективность участков Новиковский, где были найдены крупные кондиционные кристаллы аквамарина до 7—12 см в длину и массой до 282 г, а также обломки кристаллов топаза до 4—5 см (фото 13—16), Восточно-Мелехинский, новых жил на участке Поднебесных с ограночным топазом, Восточный, Золотой Отрог с сортовым камнем. Фактически на всех площадях старых работ при методически правильных исследованиях получены положительные результаты. В 1993—1994 гг. Р.Г. Романовым (1995 г.) в окрестностях жилы Новиковой установлено развитие грейзенизации и 12 грейзеновых жил субмеридионального простирания мощностью 0,1—0,3 м. В пяти из них установлена бериллово-топазовая минерализация. В пробах по этим жилам

обнаружены сортовые камни. Вокруг жил установлены ореолы распространения берилла и топаза в участках 20 × 20, 60 × 150, 40 × 50 м.

На участке Восточном Р.Г. Романовым в 1995 г. бульдозерными траншеями и шурфами вскрыто три перспективных участка развития грейзеновых жил, содержащих сортовой берилл. На первом площадью 180 х 200 м вскрыты четыре жилы, из них в трех установлена берилловая минерализация. Мощность жил 0,1 м, прослеженная длина 10,0 м, предполагаемая протяженность на глубину 10 м. На втором участке вскрыта одна жила, мощность которой варьирует от 0,03—0,15 до 0,5—0,7 м, в среднем 0,345 м. Прослеженная длина их 50 м, на глубину прослежены до 3 м, предполагаемая глубина не менее 10 м. На третьем участке вскрыта жила с аквамарином мощностью от 0,2—0,3 до 0,5 м (в среднем 0,33 м), прослежена по простиранию на 80 и 90 м по падению (∠ пад. 20°). Участок Золотой Отрог был опоискован с проходкой 73 шурфов по сети 20 × 20 м со сгущением 10 × 10 м. В рыхлых отложениях на площадях 20 × 20, 30 × 60 и 60 × 130 м. В.Г. Романовым в 1995 г. установлены существенные содержания кристаллосырья топаза и берилла.

Кроме того, на северных и северо-восточных склонах Обвинской сопки широко развита топазово-берилловая минерализация, скрытая рыхлыми отложениями. Среди них вниз по склону на протяжении 100 м и более встречаются глыбы грейзена с щетками топаза, аквамарина и дымчатого кварца. Эта полоса имеет размеры не менее 300 × 100 м. В связи с трудностью поисков минерализованных зон в закрытой местности участок не изучался, хотя еще в 1829 г. А.И. Кулибин указывал на то, что там могут оказаться тела с кондиционным камнем. Традиционно считалось, что топаз на Шерловой Горе не имеет ценности как ювелирный камень. Действительно, здесь развиты преимущественно бесцветные и бледно-голубые его разности. Но с общим дефицитом топазового сырья в связи с суверенитетом Украины, где пегматиты Волыни были основным источником этого камня, ситуация меняется. По нашим данным, выход сортового топаза (ограночного и для галтовки) достаточно высок, чтобы им пренебрегать. Имеются указания на ограночный топаз и у Р.Г. Романова (1995 г.) по участкам Поднебесных и Новиковский.

Валовое опробование на участке Поднебесных (отвалы жил Поднебесных-I и -II и жила Новая) дало среднее содержание сортового берилла 45,13 г/м^3, в том числе для фасетной огранки — 18,4 г/м^3, для кабошонов и галтовки — 26,73 г/м^3. Извлечено берилла-сырца 37 191, топаза 5 753 г. Кондиционный топаз в 1993 г. не был установлен. Тем не менее в приобретенной у одного из жителей пос. Вершина, что находится у подножия Шерловой Горы, партии кристаллов топаза (вес партии 7 кг 200 г), размеры которых варьировали от 0,5 до 1,6 см по осям ***a*** и ***b*** и от 0,8 до 3,0 см по оси ***c***, автором обнаружено 600 г кристаллов, содержащих монообласти 4 × 4 × 4 — 6 × 6 × 5 мм, пригодных для фасетной огранки на кассетных станках-полуавтоматах, например ГС1П, ГС1М и МП 71, выпускаемых заводом "Русские самоцветы". Расчетная масса моноблоков 220 г, а возможный выход 3,06 %. Кроме того, опытная галтовка 3 кг несортированного топаза дала выход кондиционного галтованного материала голубого топаза 96,7 г и бесцветного — 763,3 г, что составляет соответственно 3,2 и 25,4 %, а в сумме 28,6 %.

Хотя изученный материал и не представителен, приведенные данные свидетельствуют о том, что на участках Поднебесных и жилы Новой топаз, пригодный для обработки современными методами, присутствует и может быть использован ювелирной промышленностью. Прежде всего это относится к прозрачным головкам кристаллов, развитых на рассматриваемых участках.

Летом 1993 г. нами установлено, что за пределами контура запасов содержание кондиционного берилла кабошонных и галтовочных сортов 250—2570 г/м^3. При этом до 1,2—2,5 % массы извлеченного кристаллосырья составляет камень, пригодный для фасетной огранки. Размеры 3 × 3 × 3, 4 × 4 × 4 мм — основная масса; 6 × 6 × 5 мм — единичные камни, редко — 10 × 10 × 8 мм. Фрагменты длинностолбчатых кристаллов, пригодные для фасетной огранки, с размерами, варьирующими в среднем от 3 × 3 × 5 до 4 × 5 × 8 мм, могут быть использованы преимущественно для фантазийных форм, кристаллы с сечением 5 × 5, 4 × 5, 6 × 4, 6 × 5 мм и др. с учетом максимальной интенсивности окраски в направлении оси ***c*** — для изготовления круглых и овальных вставок массой 0,5—2 карата.

На участке жилы Новикова (Новиковской ямы) в 1992 г. найдены кристаллы яркого голубовато-зеленого цвета до 6 см по оси ***c***, содержащие крупные области, пригодные для изготовления кабошонов и галтовки (см. фото 11). Из отвалов и коренных жил извлекались кристаллы, содержащие монообласти, пригодные для фасетной отработки.

В процессе полевых работ 1992 г. с отвалов трех траншей, пройденных экспедицией "Байкалкварцсамоцветы" по жиле Новикова в разные годы, нами осуществлен поверхностный сбор берилла-сырца для изучения зональности цветовых разновидностей и качества берилла. Общий вес пробы 319,52 г. При изучении в пробе оказалось 130,02 г сортового берилла (40,7 %), пригодного для изготовления кабошонов и галтовки. Из них прозрачного голубовато-зеленого берилла оказалось 36,48 г, желто-зеленого и желтого — 18,33 г, бледно-голубого — 18,19 г, а всего — 73 г. После галтовки выход составил 45 г. Следовательно, готовый галтовочный прозрачный берилл фракции 4—12 мм, пригодный для изготовления бус, составил 14 % от собранного с поверхности отвала траншей жилы Новикова. Соотношение цветовых разновидностей в сырье следующее: голубовато-зеленый — 50 %, бледно-голубой и голубой — 24,9 %, желто-зеленый и желтый — 25,1 %. Приведенные сведения вполне согласуются с тем, что Новиковская яма славилась крупными кристаллами аквамарина. Здесь находили хорошие музейные образцы.

В 1993 г. на участке Поднебесных на продолжении жильной зоны при отработке рыхлых отложений на западном склоне Обвинской сопки экскаватором в зоне выветривания была вскрыта зона аквамариновых грейзенов, в которой обнаружено значительное количество кристаллов аквамарина с большим выходом ограночного сырья высшего сорта. Отдельные кристаллы достигали до 10 см в длину при размерах по осям ***a*** — до 12—16 мм. В таких кристаллах совершенно бездефектные области достигают 12 × 16 × 17 мм. Области 6 × 6 × 5 — 10 × 10 × 8 мм встречаются довольно часто. Особенность таких кристаллов — недостаточно густая окраска. Тем не менее ограненные камни массой до 2,5 карата имеют хорошо выраженный аквамариновый цвет, не говоря о более крупных (см. фото 9).

В 1993 г. на участке Лукаво-Золотая местными жителями было вынуто гнездо с ярко-желто-зелеными кристаллами общей массой до 0,6 кг. Кристаллы, судя по отдельным экземплярам, виденным автором, имеют сложное строение, они ограничены призмой и пинакоидом. Сложность заключается в том, что крупные индивиды представляют собой сростки длиннопризматических кристаллов, нередко уплощенных по одной из осей *a*, кристаллы и их фрагменты — 5—20 мм по оси *a* и до 12 см по оси *c*. Отдельные бездефектные области в них достигают 6 × 10 × 15 мм, а в отдельных кристаллах — 10 × 10—12 мм и более. Кристаллы имеют зональное строение, цвет изменяется от сине-зеленого у основания до оливкового и желто-зеленого на головках, ограненных преимущественно пинакоидом (рис. 20, *д*, обр. *46*).

Общие цифры запасов берилла, полученные в разные годы экспедицией "Байкалкварцсамоцветы", сведены в табл. 22.

Поскольку числящиеся запасы по отдельным участкам занижены, можно считать, что приведенные выше числа только в какой-то мере отражают действительность.

Если считать, что до 1980 г. включительно было добыто 3479,92 кг ювелирного берилла (см. табл. 6), принимая во внимание, что ежегодно с 1960 по 1994 г. старательским способом извлекалось от 0,5 до 10 кг (в среднем 5,25 кг в год) кондиционного сырья и вывозилось за пределы области, то к этой цифре следует добавить еще 232 кг, что составит 3711,92 кг. С поправкой на данные об отправке в Петербург 30.06.88 г. (995,2 кг аквамарина) и на неучтенный материал, добытый при поисково-оценочных работах экспедиции "Байкалкварцсамоцветы", можно принять минимальную цифру добытого ювелирного берилла 4,7 т, что ставит Шерловогорское месторождение в первую десятку крупнейших месторождений этого сырья.

Общие скорректированные цифры оценки прогнозных ресурсов берилла-сырца (берилл, аквамарин, гелиодор) Шерловогорского месторождения по состоянию на 01.01.98 (Юргенсон, 1998 г.) даны в табл. 23.

С учетом запасов берилла категорий $C_1 + C_2$ (452,096 кг) и ресурсов категорий $P_1 + P_2 + P_3$ (12 124 кг) следует считать Шерловогорское месторождение важнейшим реальным источником ювелирного берилла в стране.

В связи с тем, что, как показано выше, на Шерловой Горе присутствует ювелирный топаз, в 1998 г. впервые произведена оценка его ресурсов. Учитывая соотношение частот встречаемости кристаллосырья топаза и бе-

Таблица 22

Запасы сортового берилла на Шерловогорском месторождении (по состоянию на 01.01.93)

Участок	Запасы, кг			Категория
	Всего	Фасетной огранки	Кабошон и галтовка	
Поднебесных:				
коренные	154	154	—	C_2
россыпь	154,796	63,112	91,684	$C_1 + C_2$
Миллионная	67,5	2,287	65,213	C_1
Гелиодоровая	74,8	—	74,8	C_1
Всего...	452,096	219,399	231,697	

Таблица 23

Прогнозные ресурсы берилла-сырца Шерловогорского месторождения

Объект	Ресурсы по категориям, кг				Источник
	P_1	P_2	P_3	Итого	
Поднебесных:					
коренные	—	—	975	975	Ю.И. Сычев, 1980
	425	—	—	425	М.Г. Кычаков, 1993
россыпные	259	—	—	259	В.Н. Данилов, 1993
Миллионная	—	450	—	450	М.Г. Кычаков, 1993
Новая	322	—	—	322	Ю.И. Сычев, 1980
Проявления горы Мелехинской	—	255	—	255	М.Г. Кычаков, 1993
Перспективные площади эндоконтактовой зоны	—	1018	—	1018	»
То же в скрытых минерализованных телах	—	1811	—	1811	»
Перспективные части прикупольной части	—	—	680	680	»
Участок жилы Новиковской:					
коренные	—	71	—	71	Наши данные
россыпные	—	1244	—	1244	» »
Участок Восточный, коренные	—	1825	—	1825	» »
Золотой Отрог, россыпные	—	1091	—	1091	» »
Северный и северо-восточный склон сопки Обвинской	—	—	1698	1698	» »
Всего...	1006	7765	3353	12 124	

рилла как 1 : 10, минимальные ресурсы топаза-сырца по категории P_1 учтены в количестве 100 кг, P_2 — 776 кг и P_3 — 330 кг, всего — около 1200 кг при выходе ограночных и других сортов 60 %.

Прочие объекты

Орогочинское проявление находится в пределах Селенгино-Витимской складчатой области в Хилок-Удинской зоне и локализовано в апикальной части Орогочинского гранитного массива, представляющего собой штокверк, состоящий из разноориентированных крутопадающих грейзеновых тел шириной до 10—60 м и сети кварцевых прожилков. Берилла содержится от 0,2 до 1,5 %. Он приурочен к зальбандам кварцевых жил и прожилков. Берилл бесцветный или слабо-зеленоватый в виде мелкой вкрапленности или кристаллов до 1,5 см в кварце, иногда до 4 см; редко отмечался голубоватый и еще реже изумрудно-зеленый. Оценка на ювелирное сырье не проводилась, но сведения о характере окраски дают обоснование необходимости ревизии на аквамарин и изумруд месторождений типа Куу.

Яхактинское проявление находится в гранитоидах гуджирского комплекса в юго-восточной части Становой зоны. Установлено Чингиканской ПСП ЧГУ Н.В. Сачуновым и др. в 1962 г. Локализовано в лейкократовых аляскитовидных гранитах Яхактинского массива в виде зоны мощностью 3—4 м, протяженностью 70—400 м. Берилл встречается в гнездах в кварцевых и слюдяных грейзенах до 0,6—0,8 м в поперечнике. Отдельные кристаллы достигают 10—15 см в длину. В кварцевых грейзенах в основном отмечаются

крупные мутные кристаллы берилла, а в слюдистых — мелкие прозрачные аквамарины. Присутствует топаз (24,6—5678,9 г/т). Несмотря на ревизионные работы экспедиции "Байкалкварцсамоцветы", окончательной оценки объекта на ювелирный берилл нет. Здесь же, в гранитах гуджирского комплекса, локализовано Ушмунское проявление, образованное 17 зонами грейзенизации. Слюдистые и слюдисто-кварцевые грейзены содержат гнезда берилла. Берилл голубовато-зеленый, размер достигает 15 см; часто прозрачен. Содержание аквамарина и топаза достигает 15 кг/т, топаза — 1,6 кг/т.

В юго-восточной части *Становой зоны* известен ряд грейзеновых полей, сопровождающих бериллоносные пегматиты.

Конталакское поле различается наличием зеленовато-голубого полупрозрачного берилла не только в грейзенизированных (миароловых?) гранитах, но и в цементе эруптивных брекчий, развитых по лейкократовым гранитам. На проявлении, установленном при геолого-съемочных работах масштаба 1 : 200 000 в 1962—1963 гг. И.Д. Победашем и И.Н. Павловой, оценка на бериллий и тантал проведена Е.С. Пинчуком, И.Н. Титовым в 1969 г.; на ювелирные камни оно не оценено. Подобные образования с бериллом известны в эксплозивных брекчиях Багдаринского эруптива в бассейне верхнего течения р. Багдарин, описанных Е.И. Недорей, М.С. Шереметом и др. В Витим — Чина-Амалатском междуречье, в пределах Нырокского вольфрамово-молибденового месторождения, связанного с грейзенизированными гранит-порфирами гуджирского комплекса, известны мусковитово-топазово-кварцевые жилы с гнездами берилла до 5 см в длину (Лево-Нырокское проявление). На ювелирный берилл не оценивалось.

В междуречье Черного Урюма и Шилки среди нижнепротерозойских гранитов в зонах грейзенизации, связанных с воздействием лейкократовых гранитов амалатского комплекса, развиты пегматиты и кварцевые альбититы (***Желтугинское, Кирпичное, Косинское***) соответственно с танталит-колумбитом, бериллом и флюоритом. Грейзены взаимопереходами связаны с пегматитами, содержащими берилл. В кристаллах берилл желтовато-, яблочно-, бледно-зеленого цветов, а на Желтугинском проявлении — темно-зеленого. Величина кристаллов 0,3—2,5 см по оси ***a*** и достигает 10 см по оси ***c***. На Желтугинском проявлении следует особое внимание обратить на бериллы в связи с флюоритом, так как на месторождении Куу в Казахстане в аналогичных условиях известны изумруды. Это же относится и к Косинскому проявлению. Изученные здесь В.К. Пинчуком и Н.Ф. Вагиным в 1960 г. грейзены (Косинское и Желтугинское проявления) на самом деле могут оказаться верхними частями пегматитовых тел.

Из значительного числа объектов, условно отнесенных к формации апогранитных грейзенов ***Аргунской и Хэнтэй-Даурской зон,*** в качестве возможно перспективных на ювелирный берилл отметим Гранитовое, Цаган-Золотуевское проявления. Среди грейзенов и апогранитов *Спокойнинского месторождения* изредка встречаются кристаллы желтого берилла или гелиодора ювелирного качества; но попутная добыча их связана с проведением специальных организационных мероприятий. Это же относится и к бериллоносным танталовым рудам Орловского месторождения, где встречаются крупные салатно-зеленые бериллы и аквамарины (до 18 см в длину и 10 см в поперечнике). Кристаллы содержат монообласти от 2—3 до 10—15 мм.

Перспективно на обнаружение ювелирного берилла проявление Асакан-Дербульское. Не исключены находки ювелирных бериллов на Шумиловском месторождении вольфрама.

Своеобразные бериллоносные грейзены, изучавшиеся нами и являющиеся, вероятно, продуктами кристаллизации остаточных расплавов, обогащенных летучими, развиты на *Булуктаевском редкометалльном месторождении* в правобережье р. Джиды. Здесь ярко-голубой аквамарин находится в ассоциации с микроклином, флюоритом, шеелитом, пиритом, гентгельвином, а также молибденитом и вольфрамитом. Аквамарин образует кристаллы до 5 мм по оси *a* и 10—12 мм по оси *c*. Кристаллы полупрозрачны и могут быть использованы для изготовления небольших кабошонов. Попутное извлечение аквамарина возможно при отработке месторождения на редкие металлы.

Апокарбонатные грейзены

В *Восточно-Саянской зоне* известно *Снежное проявление* аквамарина и фенакита. Оно находится на водоразделе рек Тэргэтэй и Хойто-Ока среди известняков и сланцев монгошинской свиты протерозоя и представлено плитообразным телом метасоматитов с тремя зонами, содержащими флюорит, берилл и фенакит. Берилл прозрачный и полупрозрачный, голубой, зеленоватый до 2—4 см в длину. Фенакит прозрачный, бесцветный либо желтый в кристаллах от 1 до 10 мм. Подобные образования известны в Аргунской зоне, где в связи с Лубиинской интрузией находится проявление Студеное, открытое в 1931 г. И.В. Моисеевым. В скарнах обнаружены тела, содержащие берилл, фенакит, бавенит, флюорит, топаз и др. (Л.П. Сарин, 1961 г.). К этой же генетической группе берилловой минерализации относятся проявления Звериное и Булугьинское.

В *Муйской зоне* в связи с витимканским гранитным комплексом непосредственно в гранитах и вмещающих их карбонатно-терригенных породах бамбуйской свиты, в бассейне р. Бамбуйки, широко развиты бериллоносные грейзены. Они распространены в ее верховьях, по притокам ее и р. Бамбукоя — Индустриальному, Известковому, Спокойному, ключу Валунному. Берилл заслуживает внимания (голубые кристаллы до 2 см; светло-зеленые, слабопрозрачные, 3 × 5 см, голубые и светло-голубые), известен соответственно на проявлениях Бамбукойское и Бамбуйское II (Г.В. Упханов, Г.Е. Викулов, 1960 г.; А.Ф. Зуев, 1961 г.).

В *Прибайкальской зоне*, в зоне Даванского разлома, на западном крыле Байкальского антиклинория и переходе к платформе (район Даванского перевала), по данным Ю.В. Шемякина, М.П. Лобанова (1961 г.), М.П. Лобанова, Б.В. Альбицкого (1968 г.) и других геологов, известна серия проявлений бериллоносных грейзенов. Размеры кристаллов берилла 0,2 × 0,5 — 7 × 20 см, желто-зеленого цвета, иногда в ассоциации с гельвином. Грейзены распространены на площади до 50 км^2 в виде жил 107 м мощностью и до 200 м длиной. Имеются сведения о том, что среди кристаллов аквамарина экспедицией "Байкалкварцсамоцветы" были обнаружены крупные индивиды с голубыми монообластями ограночного качества высшего сорта.

Указанные поля развития апокарбонатных грейзенов заслуживают самого пристального внимания.

Перспективы грейзеновых формаций на ювелирный берилл. Среди объектов, традиционно относящихся к грейзеновой формации, наиболее перспективно Шерловогорское месторождение. Ситуация, как уже указывалось, такова, что месторождение изучено на глубину 10—20 м, и то лишь в отдельных своих частях. Оценка месторождения в целом может быть дана только при условии работ по единому плану, включающему использование известных закономерностей локализации берилло- и топазоносных миароловых тел, которые заключаются в следующем.

Все продуктивные тела находятся в миароловых гранитах, обогащенных кварцем, топазом, флюоритом. Они отображаются в аномалиях геохимических полей бериллия, фтора, вольфрама, молибдена, висмута. Для продуктивных на ювелирные камни участков шерловогорских гранитов характерна обогащенность протолочек вольфрамитом, висмутином, топазом, флюоритом. Наиболее продуктивны участки со слабо развитыми прожилковым тонкозернистым окварцеванием и флюоритизацией, хотя они и являются индикаторами наличия на глубине бериллоносных тел. Но в этих условиях ювелирные разности менее развиты в результате неоднократного приоткрывания полостей, в которых идет формирование кристаллов. Геологическое изучение их с попутной эксплуатацией следует проводить карьерами шириной до 100 м, так как насыщенность гранитов миаролами должна быть высокой. В связи с тем, что Шерловогорский массив представляет собой лишь незначительную апикальную часть крупного гранитного тела, по аналогии с Адун-Челонским массивом, на интервале глубин до 0,05—0,6 км предполагаются невскрытые эрозией тела камерных пегматитов, поиски которых рекомендуется проводить с помощью бурения.

Из числа других объектов грейзеновой формации наиболее перспективны Ушмунское и Яхактинское проявления, а также Орогочинское, где известны зеленые бериллы и не исключена изумрудоносность типа Куу, известная в Казахстане. Однако последнее находится вдали от транспортных коммуникаций и может быть предметом изучения в неопределенном будущем.

Своеобразные пегматиты, переходящие в грейзены, известны по р. Желтуге. С учетом близости к обжитым местам в сочетании с золотоносностью бассейна р. Желтуги этот объект отнесен к весьма перспективным. Аналогичные образования отмечены на Косинском проявлении. С учетом близости БАМа и крупности кристаллов берилла следует отнести к объектам, требующим первоочередных ревизионных и поисково-оценочных работ, Даванскую группу бериллоносных жил. Среди апокарбонатных грейзенов наиболее перспективно Снежное проявление в Восточно-Саянской зоне.

Особенности развития изумрудоносной бериллиевой минерализации

Специфика геологических ситуаций, в которых возникают и развиваются изумруды, заключается в геохимических особенностях изумрудов [Киевленко, 1980а; Киевленко и др., 1982; Методические указания..., вып. 6, 1975]. К ним относятся условия, при которых в структуру берилла могут встраиваться хром, отчасти ванадий и железо. Магний замещает бериллий в Be-тетраэдрах либо щелочные элементы катионной части структуры. Хром, ванадий и железо замещают алюминий в Al-октаэдрах. Зеленая окраска

изумруда обусловлена примесью хрома, содержания которого достигают 0,15—0,6 %. Синяя составляющая обусловлена примесью ванадия, а желтая — железа [Платонов и др., 1984].

Сказанное свидетельствует о необходимости иметь источники хрома в изумрудообразующих флюидах. Поэтому не случайно, что абсолютное большинство месторождений изумруда локализовано в основных либо ультраосновных породах и продуктах их эпигенетических преобразований, а также в песчанико-сланцевых толщах с линзами мраморов, содержащих необходимые магний и хром.

Среди месторождений изумрудов выделяются две генетические группы — пегматитовые и гидротермальные. Е.Я. Киевленко и др. [1982] и другие авторы (А.А. Беус, Д.А. Минеев) среди гидротермальных выделяют пневматолитово-гидротермальные и телетермальные. К первой группе относят Изумрудные Копи (Урал), ко второй — месторождения Колумбии и Афганистана.

Среди пегматитовых месторождений следует выделять две группы: миароловых пегматитов, где изумруд является минералом миаролового друзового комплекса (гранитные пегматиты округа Кливленд, Александер и Митчелл, штат Северная Каролина, США, и Эйдсволл, 45 км севернее г. Осло, Норвегия), и десилицированных пегматитов (Изумрудные Копи), по А.Е. Ферсману [1940, 1962], К.А. Власову и Е.И. Кутуковой [1960]. К последним относятся крупнейшие месторождения изумрудов, в которых он локализован преимущественно во флогопитовых слюдитах и в меньшей мере непосредственно в пегматитах, аплит-пегматитах и гранит-аплитах. Особенность этих месторождений — локализация их в метаморфизованных гипербазитах (серпентинитах), актинолитовых сланцах, биотитово-роговообманковых гнейсах и т.д. В приконтактовых частях пегматитов, пегматит- и гранит-аплитов всегда развиты зоны слюдитов, которые, по современным представлениям, являются аналогами грейзенов. Типичные минеральные ассоциации включают берилл, апатит, флюорит, полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), а также эвклаз, хризоберилл, фенакит, турмалин, циркон (нередко радиоактивный), ильменит. Известны месторождения, в которых присутствуют танталониобаты, лепидолит, сподумен (Мустард-Пепиер в Зимбабве, Г. Банк [Bank, Gubelin, 1976]). Иногда наряду с изумрудом в условиях высоких концентраций глинозема присутствуют корунд, маргарит, шпинель и александрит (Лейк-Маньяра, Танзания).

Другой генетический тип месторождений изумруда, относимый к телетермальным образованиям, включает две изумрудоносные провинции — Колумбийскую (Музо, Чивор и Коскуэс) и Афганскую (провинция Панджшер, месторождения Хенч и Херсканда).

Отнесение их к телетермальным образованиям, скорее всего, ошибочно. При изучении месторождений Хенч и Херсканда нами [Юргенсон и др., 1980; Юргенсон, Пасеков, 1982] установлены непосредственные генетические связи изумрудоносных жил и тел, локализованных в песчанико-сланцевой толще с линзами мраморов, с интрузией монцонит-диоритов, выходящей на дневную поверхность. Изумрудная минерализация локализована в жилах с ферридоломитом, баритом, кварцем, дравитом, адуляром, фукситом, пиритом, бадделеитом. Эти жилы находятся либо непосредственно во флогопитовых слюдитах по дайкам монцонит-диоритов, либо в мраморах, песчани-

ках и сланцах, в различной степени слюдизированных. Известны также случаи нарастания кристаллов изумруда непосредственно на стенках трещин.

Непосредственная связь изумрудоносных жил с жильной фацией монцонит-диоритов, фазовый состав ферридоломита, а также температуры гомогенизации ГЖВ (до 500 °С) [Юргенсон, Пасенов, 1982] и выше 400 °С в изумрудах однозначно свидетельствуют о собственно высокотемпературном гидротермальном их образовании. Установленные характеристики месторождений Панджшера, минеральный состав изумрудоносных жил и условия их локализации в месторождениях Колумбии, описанные А.А. Беусом и Д.А. Минеевым в 1974 г. и другими авторами [Cheilletz et al., 1994], близки, поэтому следует, вероятно, и эти объекты не относить к телетермальным.

Эти две группы месторождений изумрудов четко различаются по соотношению изотопов кислорода [Giuliani et al., 1998]. Средние значения $^{18}O/^{16}O$ (‰), по этим авторам, для изумрудов пегматитов находятся в пределах $6{,}2 \pm 0{,}03 - 11{,}0 \pm 0{,}3$, а для изумрудов в карбонатных жилах — $12{,}2 \pm 0{,}1 - 24{,}75 \pm 0{,}05$. Исключения составляют месторождения Хабахталь в Австрии ($7{,}1 \pm 0{,}1$) и Секайт в Египте ($10{,}35 \pm 0{,}05$).

Перспективы территории на изумруды и александрит

По данным В.А. Новикова [1960], в Селенгинской подзоне *Селенгино-Становой зоны*, в бассейне р. Чикой, широко развиты редкометалльные пегматиты с хлопинитом, микроклином, олигоклазом, пиритом, халькопиритом, ильменитом, ортитом, турмалином, титанитом, монацитом, зеленым жильбертитом (возможно, фукситом?), биотитом, бериллом, гуммитом, уранофаном, эшинитом, самарскитом. Пегматиты локализованы в пачке, где переслаиваются кристаллические известняки, пироксеновые, биотитовые и амфиболовые сланцы и гнейсы, а также карбонатные сланцы. Они связаны с гуджирским редкометалльным комплексом гранитоидов. Исходя из вышеизложенного, возможны находки изумруда и хризоберилла как в самих пегматитах, так и в возможных зонах слюдитов, особенно в участках развития пироксеново-биотитовых пород, контактирующих с пегматитами. Отмеченные пегматиты, по В.А. Новикову [1960], развиты в Большегутайском, Мангиртуйском, Новосретенском, Сатюртовском, Байц-Кундуйском, Малогутайском, Нарын-Горхонском пегматитовых полях.

В *Даурской зоне*, по мнению А.Д. Канищева (устное сообщение), в Дербульском пегматитовом поле, где пегматиты находятся в диоритах, возможны находки изумрудов. Оно нам представляется не лишенным оснований, так как на месторождении Хенч в Афганистане изумрудоносны специфические слюдиты по монцонит-диоритам, содержащим фуксит, дравит и зеленый берилл. Не лишено оснований также представление о возможной изумрудоносности некоторых бериллоносных пегматитов Малханского хребта, локализованных в диоритогнейсах. По левобережью Мензы в толще гнейсов, инъецированных пегматитами, там, где развиты габброиды и габбро-пегматиты, можно рекомендовать поиски плагиоклазитов и слюдитов с корундом, изумрудом и хризобериллом. При этом важно сочетание даже слабоконтрастных геохимических ореолов хрома и бериллия, незначительные аномалии, связанные с торием и ураном.

Возможны находки изумруда в зонах контактов известных здесь тел серпентинитов с бериллоносным Шерловогорским гранитным массивом в пределах Шерловогорского рудного узла. Проявления изумруда могут быть связаны с Хадабулакским некком монцонитов по аналогии с упомянутыми выше месторождениями провинции Панджшер в Афганистане. Выше указывалось на находки бледно-зеленого берилла в слюдитоподобных породах Верхненаринского проявления бериллия [Барабашев, Трущева, 1983]. Учитывая благоприятную геологическую обстановку и наличие берилла, следует обратить на этот объект самое пристальное внимание.

Безусловно, одним из перспективных районов на изумруды и александрит следует считать поля развития бериллоносных пегматитов в зоне Абчадского глубинного разлома. К первоочередным объектам в плане ювелирных хризоберилла, фенакита и изумрудов следует отнести Тулуокитское проявление, впервые описанное в 1960 г. И.К. Аслановым и М.М. Мануйловой. Здесь известна серия пегматитовых жил, относящихся к мусковитово (биотитово)-микроклиновому (амазонитово-бериллово-альбитовому) типу, локализованных в гнейсах, сланцах и амфиболитах нижнего протерозоя. Мощность жил 0,5—8,3 м при протяженности 40—250 м. В зоне контакта с амфиболитами и сланцами встречаются диопсидовые скарны со скаполитом, хризобериллом и фенакитом. Берилл наблюдается в гнездах и вкрапленниках в лежачем боку. Цвет его зеленый. Величина кристаллов 0,3—3 см по оси *a* и 2—10 см по оси *c*. С учетом геологической ситуации необходимо обязательное обследование на александрит, ювелирные скаполит и фенакит, а также на изумруд, так как факт наличия в лежачем боку зеленого берилла в ассоциации с хромсодержащими породами (амфиболиты и сланцы) весьма симптоматичен. Присутствие хризоберилла указывает на высокий потенциал глинозема и возможность образования корунда (рубина либо сапфира). Кроме того, необходимо определение магнезиальности слюды, ассоциирующей с зеленым бериллом, описанной как мусковит.

Определенный интерес в качестве возможных объектов для изучения на изумрудоносность представляют поля развития пегматитов в зоне развития дорасского комплекса, закартированного М.З. Глуховским [1978], где отмечаются биотитизация и амфиболизация. Выбор участков для поисковых работ должен производиться на основе учета четырех факторов: 1) слабоконтрастные радиоактивные аномалии; 2) сочетание слабоконтрастных аномалий хрома, бериллия и фтора; 3) наличие биотитизации (флогопитизации) в условиях контактов ультраосновных пород и пород, обогащенных полевыми шпатами; 4) сочетание этих признаков с повышенными содержаниями редких земель.

Возможны находки изумруда в приконтактовых зонах редкометалльных пегматитов Читкандинского, Сакунского, Горного пегматитовых полей, а также в бассейнах рек Олондо, Камканда, в междуречье Юс—Кюель—Сакукан в верховьях рек Большая Икабья, Читканда. Для прогнозирования следует пользоваться сочетанием четырех приведенных выше факторов и признаков изумрудоносности. Эти же признаки важны и при оценке территории на хризоберилл (александрит).

В заключение отметим важность оценки на изумруды известных грейзеновых полей, в частности тех, где известны зеленые бериллы (Орогочинское, Яхактинское). Особый интерес в этом отношении представляет Жел-

тугинское проявление. Б.И. Меттихом в 1953 г. в геолого-промышленном отчете описаны штоки в грейзенизированных гранитах своеобразных пород сечением до 8 × 13 м, внешняя зона которых представлена грейзеном. Грейзен состоит из зеленой слюды, дымчатого кварца, альбита с примесью берилла и темно-фиолетового флюорита. Берилл прозрачный, бледно-зеленый; частью непрозрачный, темно-зеленый. Кристаллы призматические, нередко образующие берилловые солнца, имеют размеры от 2 до 10 см по длинной оси и до 2,5 см в поперечнике. К.К. Анашкина и др. указали на находки изумрудов в пегматитах в связи с Борщовочным и Цаган-Олуйским (Цаган-Олуевским) плутонами [Геологическое строение..., 1997 г., с. 224]. Эти сведения требуют специальной проверки.

Группа корунда

Общие замечания. Рудно-формационные особенности месторождений ювелирного корунда

Среди ювелирных корундов выделяют, как известно, сапфиры и рубины, причем к сапфирам относят не только синие и голубые корунды, но и фиолетовые (восточный аметист), зеленовато-голубые (восточный аквамарин), желтые (восточный топаз), оранжево-желтые (восточный гиацинт), бесцветные (лейкосапфир), бледно-розовые сапфиры, а также александритоподобные сапфиры, зеленые при естественном освещении и красно-фиолетовые при искусственном.

Причины окраски драгоценных разновидностей корунда изучались многими исследователями. По современным представлениям, анализ которых дан А.Н. Платоновым и др. [1984], она связана с замещением трехвалентного алюминия, находящегося в октаэдрических позициях, на трехвалентные хром, железо, ванадий, титан и двухвалентное железо. Цвет рубина обусловлен преимущественно вхождением трехвалентного хрома. Фиолетовые и пурпурные оттенки присущи рубинам, в хромофорные центры которых, наряду с хромом, входит трехвалентный ванадий. Красно-коричневые до красно-фиолетового сапфиры в качестве хромофорных центров имеют комбинацию изолированных ионов трехвалентного железа, их пар ($Fe^{3+} - Fe^{3+}$) и трехвалентного хрома. Синие сапфиры, по данным А.Н. Платонова и др. [1984], своей окраской обязаны хромофорному центру $Fe^{2+} + Ti^{4+} - Fe^{2+} + Fe^{3+}$; розовые окрашены за счет трехвалентного титана; оранжевые сапфиры (падпарадшах) окрашиваются за счет хромофорных центров $O^{-} + Cr^{3+}$. В сводке этих авторов охарактеризованы центры, обусловливающие окраску сине-фиолетовых, зеленых, золотистых и желто-зеленых сапфиров, в состав которых входят железо и титан; причем железо может быть двух- и трехвалентным, а титан — трех- и четырехвалентным.

Природа окраски и спектроскопические свойства рубинов, синтетические аналоги которых широко используются в технике, науке, ювелирном деле, изучены весьма детально, тем не менее многие вопросы остаются дискуссионными. Так, по данным Б.Г. Гранадчиковой и др. [1979], в случае природного синего и сине-зеленого сапфира окраска обусловлена относительными концентрациями двух- и трехвалентного железа и их пар $Fe^{2+} - Fe^{2+}$ и $Fe^{3+} - Fe^{3+}$.

Установлено, что одна и та же окраска корундов, образованных в различных условиях, может иметь различную природу [Платонов, 1984].

Вхождение примесей в корунд с образованием разностей, различных по стоимости, происходит в определенных геолого-геохимических ситуациях. Это важно для прогнозирования возможности формирования благородных разновидностей корунда в конкретных геологических ситуациях и для разработки надежных поисковых признаков определенного кристаллосырья.

В связи с тем, что корунд относится к числу полигенных минералов, важно иметь адекватную природным ситуациям рудно-формационную классификацию его месторождений. В качестве породообразующего минерала корунд встречается в обогащенных глиноземом горных породах. Это относится к некоторым разновидностям глубокометаморфизованных гнейсов и сланцев, а также роговиков, вторичных кварцитов и мраморов. Обычен корунд также в сиенит-пегматитах и в различных плагиоклазитах, в частности в плюмазитах, кыштымитах, марундитах. Кроме того, в качестве акцессориев, нередко представляющих собой коренные источники ювелирных разновидностей корунда, он встречается в перидотитах и их пегматитах, трахитах, базальтах и андезитах.

Однако благородные корунды образуются в специфических условиях, и месторождения их редки. В коренном залегании добыча ювелирного корунда нецелесообразна, и абсолютное большинство сырья ювелирного качества добывается из россыпей. Тем не менее известны случаи разработки коренных месторождений в рубиноносных мраморах в Афганистане (Джекдалек) и Пакистане (бассейн р. Хунза), а на Среднем Урале у дер. Бызовой отрабатывалась жила рубиноносных плагиоклазитов.

Все известные месторождения благородного корунда подразделяются на несколько формаций, среди которых [Киевленко и др., 1982] выделяются: 1) магматогенные, связанные со щелочными высокоглиноземистыми лампрофирами и базальтами (сапфиры); 2) щелочных пегматитов (сапфиры); 3) метаморфогенные, связанные с плагиоклазитами, в мраморах (сапфиры) и слюдитах по ультраосновным породам (рубины, реже сапфиры), а также со скарнированными мраморами и кальцифирами (рубины) и силикатными эндоскарнами по сиенитам (сапфиры).

Особый формационный тип представляют собой высокоглиноземистые сланцы, гнейсы и амфиболиты (рубин и сапфир). Наибольшее значение имеет формация россыпей и кор выветривания.

Анализ имеющегося материала по Забайкалью позволил среди 15 проявлений и находок благородного корунда выделить формацию россыпей, включая россыпи, связанные с выветриванием щелочных сиенитов и их пегматитов, а также щелочных базальтов; формацию апокарбонатных метасоматитов, формацию плагиоклазитов и апобазитовых слюдитов.

Формация россыпей

В связи с щелочными гранитами и сиенитами алданского комплекса известны россыпи преимущественно сапфирового корунда, которые на данном этапе их изученности могут быть отнесены лишь к разряду минералогических находок. По данным В.И. Беляевского (1992 г.), с Сайженским и другими массивами щелочных пород палеозойского возраста,

объединенных А.А. Коневым и др. в Витимский щелочной пояс, связана целая группа находок корунда преимущественно синего и синевато-серого цвета на обширном пространстве водораздела рек Витим и Большой Амалат, включающем бассейны р. Сайжекон и его притоков, бассейны верхних притоков Большого Амалата и рек Коган, Има Ближняя, Дюпкош, где развиты связанные со щелочными сиенитами корундовые плагиоклазиты. К востоку области распространения находок корунда фиксируются и в бассейне р. Малый Амалат и его притоков Иннокан, Ныроки и др. Источником корунда в этом районе, как полагает В.И. Беляевский, могут быть корундоносные десилицированные пегматиты.

Основными первичными источниками корундоносных россыпей в полосе развития неогенового базальтового вулканизма от Удоканского лавового плато до Джидинского вулканического района являются пересыщенные глиноземом щелочные базальты, содержащие включения глубинных пород, относимых к лерцолитам. Для Удоканского лавового плато заслуживающие внимания находки корунда не известны. В пределах Витимского базальтового плато находки его единичны и не образуют протяженных шлиховых ореолов. Единичные находки, рекомендуемые В.И. Беляевским для дальнейшего изучения, относятся к бассейну нижнего течения р. Тангука (правый приток Большого Амалата) и истокам р. Амнунда.

На окраинных южных и западных частях Витимской вулканической области, в бассейне левых и правых притоков р. Витим по Кыджимиту, Джилинде, Джидотою, Могзону и др., протяженные шлиховые ореолы и потоки корунда приурочены к выходам плиоценовых песчаников и конгломератов чининской свиты. Значительные по площади выходы предположительно корундоносных галечников этой свиты известны на правобережье Витима в бассейне рек Борокчен, Могзон, Муром и Урюм. Специализированных работ на ювелирный корунд здесь не проводилось. Но есть вероятность концентраций его как в отложениях чининской свиты, которую можно рассматривать в качестве промежуточного коллектора, так и в аллювиальных отложениях, дренирующих ее конгломераты и галечники рек — в бассейнах рек Муясына, Инолакты, Кукушунды, Бархасуна, Могзона, Мурома, Урюма и др.

В Джидинском вулканическом районе к числу минералогических находок корунда в россыпях, связанных с разрушением вулканических аппаратов, сложенных оливиновыми базальтами, перспективы которых более или менее обнадеживающи, относятся проявления хризолита в связи с *влк. Болдосок* (*Вершинный*) *Хобольской группы*. Корунд (голубой и синий сапфир) встречается в пролювиально-делювиальных образованиях р. Болдосок. Размеры угловатых зерен 1,5 мм. Сапфир пятнистый, полупрозрачный. Описание объектов см. в разд. 3.4 (группа оливина).

К числу перспективных относится также *Нарын-Гольское проявление* хризолита и сапфира, расположенное в долине р. Нарын-Гол, левого притока р. Дархинтуй. По данным В.И. Беляевского (1992 г.), сапфировая минерализация связана с влк. Барун-Хобольской (правый). Это сложная слоистая постройка высотой 230—240 м над уровнем лавового поля, вытянутая в широтном направлении до 1,8 км. В западной части в ней наблюдаются меридиональные ответвления общей длиной свыше 1,5 км. В южной части

вулканические породы сужающимся языком прослеживаются до днища р. Нарын-Гол. Наиболее четко выделен конус с западной вершины вулкана — горы Гарын-Гол. Вулкан образован переслаивающимися базальтовыми лавами, туфами и базальтовыми стеклами. Валообразные возвышения на главной вершине сложены слабопузыристыми лавами. Отмечены единичные находки туфов с включениями анортоклаза. В пределах долины развиты пролювиально-делювиально-солифлюкционные отложения. Отмечается хризолит в весовых количествах. Корунд установлен в шлихах (знаки), а также на склонах вулкана и на участке долины, характеризующемся развитием щелочных базальтоидов (в 7 пробах 21 зерно). Установлена сапфироносность аллювиальных галечников (проба 6,8 м^3 в концентрате 2 мм содержала 12 зерен корунда). Максимальный размер обломков зерен достигает 4,5 × 3, 0 × 1,5 мм. Цвет голубой различных оттенков, реже ярко-синий, иногда бледно-зеленый. Сапфир прозрачный и полупрозрачный.

В Урик-Бельском вулканическом районе в пределах бассейнов рек Елоин-Жалга, Шиншиков и Мойдо в делювиальных, аллювиально-пролювиальных отложениях в процессе геолого-съемочных работ установлены единичные знаки корунда. Размеры зерен 0,9 × 1,0 × 0,9 мм; синевато-серый и светло-розовый цвет.

В бассейне рек Буркала и Дербула (притоки р. Мензы) известны вулканические постройки оливиновых базальтов с хризолитом. Аналогичными могут быть перспективы полей распространения оливиновых базальтов в Алтанской депрессии в Хэнтэй-Даурской зоне.

Формация высокоглиноземистых метаморфитов

Корундосодержащие амфиболиты и гнейсы имеют широкое развитие в составе метаморфизованных отложений Кодаро-Удоканской зоны, правый берег р. Чичатка; проявление открыто в 1936 г., но на ювелирный корунд не оценивалось. В истоках рек Бестяк и Сосновки в пурпольской свите выделена в процессе геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000 древняя кора выветривания, преобразованная в сланцы с хлоритоидом, в которых возможны находки ювелирного корунда. Находки корунда известны в гранитогнейсах куандинского комплекса на контакте с метаморфизованными в гранулитовой фации высокоглиноземистыми образованиями давачанской свиты архея, где установленные в 1965—1967 гг. Е.М. Фалькиным и Н.А. Фалькиной содержания корунда в протолочках составляют 10—100 г/т.

Формация апокарбонатных метаморфитов

С этой формацией связано большинство промышленных месторождений рубина и сапфира на Памире [Киселев, 1977; Россовский, Бабаев, 1988], в Гиндукуше [Геруволь и др., 1980; Россовский, Бабаев, 1980; Киевленко, 1983], В.Ю. Алхазов, Г.А. Юргенсон (1977 г.), на Урале [Киевленко, 1983; Кисин, 1991]. Для нее типичны магнезиальные мраморы с непостоянным содержанием MgO, которое варьирует от 12,68 до 22,38 % для бирманских месторождений [Киевленко, 1983], и с небольшим содержанием этого компонента в памирских и уральских [Кисин, 1991]. Для рубиносодержащих мраморов типично присутствие в них алюминия.

Безусловной зависимости процесса рубинообразования от магматизма не устанавливается. Рубин, шпинель и сопровождающие их форстерит, диопсид, флогопит, хондродит, гумит, скаполит могут присутствовать как в зонах контактов гранитных даек, так и вне связи с ними. Но необходимым условием, как и в случаях образования лазуритоносных тел [Юргенсон, Сухарев, 1984], является наличие в мраморах алюмосиликатных образований любого генезиса — магматогенного либо первично-осадочного, в зонах соприкосновения с которыми в мраморах возникают рубин, сапфир, шпинель и другие алюминийсодержащие минералы. При этом для формирования корундов ювелирного качества достаточно 1—2 % алюмосиликатной составляющей.

Второе обязательное условие — метаморфизм гранулитовой либо высоких ступеней амфиболитовой фаций, а именно: нахождение толщ, пачек, пластов или линз мраморов в гнейсово-мигматитовых комплексах либо в толщах амфиболитов, амфиболовых или пироксеново-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов.

Важным при оценке вероятной рубино-сапфироносности мраморов, локализованных в метаморфических комплексах, является наличие полей миароловых пегматитов с драгоценными камнями, переходных к хрусталеносным. В этом отношении весьма показателен факт находки розового корунда (3441—81 469 г/т) в приконтактовой части пегматитов копи Ланцова партией С.П. Шубкина в 1991 г. в Борщовочном хребте, где наряду с корундом нами установлена сиреневая шпинель (26 122—28 860 г/т) в ассоциации с флогопитом и коричневым амфиболом. Этот факт должен быть положен в основу прогнозирования ювелирного корунда в полях развития мраморов и гнейсов в кровле Борщовочного гранитного массива.

Это прежде всего относится к верховьям бассейнов рек Борщовка, Вьюшкова, Куникан, Жидка, Шивия, Шивиинский Бусулей, Ишиканский Бусулей, Кулинда, Затеева, Смородинная, Кокертай, Чистая, Крестовая, Шивки, по Ургучану и Пешковой, на площадях распространения пород кровли с мраморами. Особый интерес могут представить блоки мраморов на площадях развития собственно хрусталеносных пегматитов (Золотая Гора, Душная, Тулун и др.).

По данным А.Ю. Кисина [1991], показателем вероятной рубиноносности мраморов могут быть икосаэдры и пентагондодекаэдры пирита и псевдоморфозы по ним; для турмалина типичны короткостолбчатые гранатоподобные индивиды, у которых очень слабо развиты грани призмы и гипертрофированы грани тригональных пирамид и пинакоида. К особенностям такого турмалина относятся включения в нем корунда. Исходя из этого специализированное изучение на ограночное сырье групп корунда, клиногумита, скаполита необходимо провести на месторождениях мраморов кулиндинской свиты, развитых в ареале и обрамлении борщовочных гранитов. К ним относятся месторождения Известковый завод (Елкинское) к северу от с. Елкино, Гожалка, Падь Домашняя, Топоровское. С этой же целью следует провести ревизию линз мраморов в бассейне нижнего течения р. Ургучан. В отношении возможной корундоносности следует провести ревизию краевых частей Оленгуйского месторождения мраморов, Тарабукинского месторождения доломитовых мраморов и др.

Рубиноносные мраморы, по Е.И. Киевленко и др. [1982] и А.Ю. Кисину [1991], представлены тремя типами: кальцитовыми (до 0,21 мас.% MgO), магнезиально-кальцитовыми (до 0,11 мас.% MgO) и доломитокальцитовыми (двукарбонатными), состоящими из кальцита и доломита при 28,3 % MgO. Наиболее перспективны на рубин двукарбонатные мраморы, содержащие алюминий (до 1 % Al_2O_3) и хром. Среди акцессорных минералов обычно присутствуют розовая шпинель, пирит, флогопит, реже — зеленый турмалин, хромовый короткостолбчатый паргасит, флюорит, хондродит, глиноземистый хлорит, графит; среди породообразующих — диопсид, скаполит, форстерит, иногда — колумбит-танталит, монацит, хризоберилл, золото. Геохимическая специализация — хром, ванадий, бериллий, цинк, свинец, олово. Рубиноносные магнийсодержащие кальцитовые мраморы, по [Киселев, 1977; Щербакова, Сутурин, 1990; Кисин, 1991], нашим наблюдениям в шлифах из рубиноносных кальцифиров месторождения Джегдалек в Афганистане, а также по опубликованным в 1976 г. материалам исследований Okrusch et al. на месторождении Хунза в Пакистане (по: [Кисин, 1991]), характеризуются кальцит-доломитовой субграфикой, развитием доломита в виде тонкопризматических образований в кальците. Другая особенность этих мраморов — наличие слоистых силикатов с калием и магнием в качестве катионов, а также розовый монтмориллонит, белоснежный манассеит (магал, по аль-Бируни). На территории Забайкалья среди мраморов широко развиты проявления кальцифиров, максимальная распространенность которых характерна для метаморфических толщ архея и протерозоя (табл. 24).

В архее широко развиты кальцифиры с возможной корундовой минерализацией. В Восточно-Саянской области это относится к шарыжалгайской серии, в частности в китойской свите, где они развиты среди мраморов вблизи их контактов с гнейсами [Давыдов и др., 1981]. В Восточно-Саянской зоне, в хр. Хамар-Дабан, в долине верхнего течения рек Иркут и Темник, в отложениях нарынской свиты, среди кристаллических известняков с прослоями и линзами карбонатно-силикатных пород, гнейсов, амфиболитов известны кальцифиры. Это же относится к Западному Хамар-Дабану, где среди отложений цагатуйской и хангарульской свит между истоками р. Джиды и долиной Иркута, в бассейне р. Снежной, в верховьях рек Темник, Зун-Мурин также развиты кальцифиры и скарнированные мраморы [Давыдов и др., 1981]. В пределах Байкальской глыбы архея на побережье оз. Байкал линзы и слои кальцифиров в мраморах среди гнейсов и амфиболитов развиты в максимихинской (губа Максимихи) и крестовой свитах.

В южном обрамлении Байкальской глыбы на Витимском плоскогорье, в Икатском хребте (бассейн р. Гарги, истоки р. Турокчи), в полях развития гаргинской толщи среди роговообманково-биотитовых, роговообманково-пироксеновых гнейсов широко представлены скарнированные доломиты, магнезиальные известняки, в которых в местах развития пегматитов следует осуществить ревизионное обследование на корунд и шпинель. Это же относится и к зоне Абчадского разлома, к зонам сосуществования редкометалльных пегматитов, гнейсово-сланцевых толщ с карбонатными породами.

В ***Муйской зоне,*** по данным А.Н. Демина и Т.В. Деминой [1973], на Росомо-Кутимском водоразделе, среди метаморфизованных толщ известняков развиты диопсидовые кальцифиры, которые с позиций присутствия в

Кальцифиры и скарнированные известняки, перспективные на обнаружение

Таксономическая единица	Структурно-формационная зона, привязка	Возраст
1	2	3
Шарыжалгайская серия, китойская свита	Восточно-Саянская область	Архейский
Максимихинская свита	Восточно-Байкальская, Байкальская глыба архея, побережье Байкала, губа р. Максимихи	»
Крестовая свита	Побережье Байкала	»
Усть-Муйская толща	Муйская глыба	»
Люнкутская свита	Муйская глыба, в нижней части разреза р. Люнку, бассейн р. Янгуды	»
Илеирская свита	Северо-Муйская глыба, бассейн руч. Нижний Орлов, левобережье р. Витим	»
Борсалинская серия	Бассейн рек Ималык, Кебекта	»
Витимская серия	Муйская зона, Оглюрская антиклиналь, бассейн р. Кападякал, по берегам р. Калар	»
Давачанская свита	Правобережье р. Калур и в верховьях руч. Губикон и р. Каширкачи	»
Амалатская свита	Удино-Витимская зона, бассейн р. Амалат, р. Ципы	»
Могочинская серия:		
иминская свита	Удино-Витимская зона; Олекминский Становик, бассейн р. Верх. Моклы. Полоса СЗ направления от верховий р. Амунакты до верховий р. Бушучи	»
чадорская свита	Верховья рек Кагдакачи и Сайбочи	»

Таблица 24

минералов группы корунда, шпинели и других видов камнесамоцветного сырья

Вмещающая горная порода	Минеральный состав	Размер, морфология тел	Источник
4	5	6	7
Мраморы вблизи контактов с гнейсами	Кальцифиры	Линзы	[Давыдов и др., 1981]
Гнейсы, амфиболиты, мраморы	»	Линзы, слои	То же
Гнейсы, мраморы, кварциты	»	» »	»
Амфиболиты, кристаллические сланцы с прослоями мраморов	»	Прослои, линзы	»
Средне- и крупнозернистые известняки, актинолитовые сланцы	»	Прослои	»
Кристаллические известняки и сланцы	Мусковитово-флогопитово-гранатовые скарны	»	[Григоров, Григорова, 1968]
Мраморизованные карбонатные породы	Кальцифиры, форстеритово-гумитовые скарны, слюдисто-диопсидовые породы, анортоклазово-диопсидово-гранатовые породы	»	[Петров, 1978]
Мраморы, пачки амфиболитов и кристаллических сланцев	Диопсидово-плагиоклазовые породы, переслаивающиеся с кальцифирами, линзующиеся шпинелево-магнетитовые породы	Мощность 0,1 — до десятков метров, протяженность от сотен метров до 7—8 км	[Фалькин, Фалькина, 1982]
Мраморы, кристаллические сланцы и амфиболиты	Кальцит, форстерит (до 40 %), диопсид (до 10 %), бледно-голубая шпинель (до 1 %), флогопит, брусит, скаполит, графит, сфен		То же
Меланократовые двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, подчиненные прослои гнейсов, линзы мраморов в провисах кровли разновозрастных гранитоидов	Кальцифиры, связанные переходами с диопсидовыми породами с флогопитом		[Давыдов и др., 1981]
Кристаллические сланцы, амфиболиты, амфиболово-биотитовые плагиогнейсы	Кальцифиры, диопсидовые бластолиты	Мощность от 0,3 м до первых метров	[Трянин, Борисов, 1984]
Биотитовые гнейсы и плагиогнейсы	Диопсидовые и диопсидово-плагиоклазовые бластолиты		То же

1	2	3
шуругинская свита	Междуречье верховьев ручьев Закдакан-1 и Закдакан-2	Архейский
октокитская свита	Удино-Витимская зона, бассейн р. Тундак (между устьями рек Турик и Чащевитая)	»
Китойкинская серия	Саяно-Байкальская складчатая область, нижняя часть разреза, с юго-запада Главного Саянского разлома	Нижнепротерозойский
Малханский комплекс	Селенгино-Становая область, Малханский, Заганский, Яблоновый хребты	»
Гаргинская толща	Южное обрамление Байкальской глыбы, Витимское плоскогорье, Икатский хребет (бассейн р. Гарги, истоки р. Турокчи) Муйская зона, Росомо-Кутимский водораздел	» »
Муйская серия, верхняя часть	Ковоктинская синклиналь в правобережье р. Ковокты, правобережье р. Муякан, зоны воздействия конкудеро-мамаканского гранитоидного комплекса	»
Сюльбанская серия	Кодаро-Удоканская зона, бассейн р. Сюльбан, западнее р. Джоронкан Верховья Джоронкан	» »
Таллаинская свита	Бассейн рек Сюльбан, Таллаи	»
Олошкинский массив	Селенгино-Становая	»
Тундакская и солокитская свиты (по В.И. Шулике и А.Ф. Озерскому)	Междуречье Калакана и Тундака, бассейн р. Илокой	»
Талалинская свита	Удино-Витимская зона, водораздел рек Чокчокачи и Эльдонги Правый склон долины р. Воймакан, в долине кл. Грандокан	»
Талалинская свита (ранее суванихинская), хойготская свита	Витимское плоскогорье, междуречье Большого и Малого Амалатов, рек Верхняя и Нижняя Ципа, Няндонь, Намама, Уакит	»

4	5	6	7
Между пластами амфиболовых плагиогнейсов и кварцитов	Кальцифиры с псевдоморфозами эпидота и серпентина по оливину и пироксену. Диопсидовые бластолиты	Мощность 2—3 м	[Трянин, Борисов, 1984]
Кальцитовые среднезернистые мраморы	Кальцифиры серо-зеленые, состоят из кальцита (60—45 %), диопсида (5—40 %), флогопита Диопсидовые породы яблочно-зеленые, содержат шпинель, серпентинизированы	Мощность выходов до 30 м	[Шулика и др., 1974]
Пироксеново-гранатово-биотитовые, пироксеново-амфиболовые и пироксеновые гнейсы, амфиболиты, мраморы	Кальцифиры	—	[Давыдов и др., 1981]
Гнейсово-сланцевые толщи	Мраморы скарнированные	Прослои, линзы, пласты	То же
Роговообманково-биотитовые, роговообманково-пироксеновые гнейсы	Скарнированные доломиты и известняки	—	»
Известняки	Известняки с диопсидом, тремолитом, пиритом, пирротином, флогопитом	Протяженность до 10 км	[Демин, Демина, 1973]
Кристаллические известняки и доломиты	Скаполитово-диопсидовая, гранатово-диопсидово-цоизитовая порода	—	[Зайцев, 1979]
Мраморы	Кальцифиры, содержащие 10—15 % диопсида, 5—7 % оливина и графита	—	[Алешко, Столбина, 1978]
Мраморы и мономинеральные кварциты среди кристаллических сланцев	Диопсидовые мраморы (до 15 % диопсида)	—	То же
Мраморы	Диопсид, калиевый полевой шпат. Диопсида — до 10 %	Мощность диопсидовых мраморов до 250 м	»
Габброиды, известняки	Кальцифиры с оливином	Мелкие тела	[Геологическое строение..., 1997]
Графитизированные мраморы	Ритмичное переслаивание мраморов с флогопитом и диопсидом	—	[Шулика и др., 1974]
Мраморы, кристаллические сланцы	Кальцифиры с флогопитом, мусковитом, диопсидом, скаполитом, тремолитом, гранатом	—	[Осокин, 1971]
Контакты с гранитоидами	В приконтактовых частях — интенсивность тремолитизации и диопсидизации возрастает		
Роговообманково-диопсидовые сланцы, гнейсы, амфиболиты	Скарнированные кристаллические известняки	Прослои	[Давыдов и др., 1981]

1	2	3
Могочинская серия (амазарская свита)	Удино-Витимская зона, бассейн нижнего течения р. Конды	Нижнепротерозойский
Улелейская толща	Хэнтэй-Даурская зона	»
Борщовочная серия	Монголо-Охотская, левобережье Унды, стрелка Унды и Онона	»
	Район Андрюшкинского месторождения золота	»
Нарынская свита	Восточно-Саянская зона, хр. Хамар-Дабан, долина верхнего течения рек Иркут, Темник	Средне-верхнепротерозойский
Цагатуйская и хангарульская свиты	Восточно-Саянская зона, Западный Хамар-Дабан между истоками р. Джида и долиной р. Иркут, бассейн р. Снежная и в верховье р. Темник, верховье р. Зун-Мурин (левый приток р. Иркут)	»
Келянская толща, витимская свита	Муйская зона, водораздел рек Чарво-Богодикта, бассейны рек Тукулах, Дерасо, водораздел рек Монюкан и Левый Алокмочак	»
Верхнебамбуйская свита	Муйская зона, бассейн р. Бамбуйки	»
Даурская серия, включая ларгинскую, аркиинскую, нортуйскую и кактолгинскую свиты	Аргунская зона	Средне-верхнепротерозойский (рифейский?)
Кулиндинская свита	Агинская зона, северо-восточная часть	То же
Бондихинская и глубокинская свиты	Верхнеамурская зона, в низовье р. Шилка	»
Иркутная свита	Восточно-Саянская зона	Верхний протерозой

них корунда детально не изучались. П.Ф. Зайцев [1979] приводит сведения о скаполитово-диопсидовых кальцифирах с гранатом и цоизитом в Ковоктинской синклинали в правобережье р. Муякан, в зоне воздействия конкудеро-мамаканского гранитного комплекса. Эти данные могут быть использованы для изучения образований с позиций наличия корунда, так как в подобных породах в Танзании, по данным Г. Банка, известны находки рубинов в цоизитовых рубашках. На водоразделе рек Чарво и Богодикта, Монюкан —

4	5	6	7
Биотитовые гнейсы, биотитово-кварцевые кристаллические сланцы	Полевошпатово-диопсидово-скаполитовые, кварцево-скаполитово-диопсидовые породы	—	[Давыдов и др., 1981]
Диопсидово-амфиболовые гнейсы	Известняки со скарновыми минералами	Мелкие тела и пласты	[Геологическое строение..., 1997]
Амфиболиты, гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы	Кальцифиры	Мелкие тела	То же
То же	Кальцифиры с форстеритом	Тела до десятков метров в длину при мощности до 5 м	Наши данные
Кристаллические известняки с прослоями и линзами карбонатно-силикатных пород, гнейсов, амфиболитов	Кальцифиры	—	[Давыдов и др., 1981]
То же	Кальцифиры, скарнированные мраморы	—	То же
Цоизитово-актинолитовые, альбитово-актинолитово-эпидотовые, эпидотово-хлоритовые сланцы, кристаллические известняки	Кальцифиры, содержат кальцит (80—90 %), диопсид (2—5 %), кварц (5 %), плагиоклаз (6 %), флогопит, скаполит, рудные; известны переходы к диопсид-скаполитовым скарнам	—	[Артемьев и др., 1984]
Кристаллические сланцы, метапесчаники, метаконгломераты, кварциты	Скарнированные известняки и доломиты	—	[Давыдов и др., 1981]
Мраморы, амфиболиты, кристаллические сланцы	Известняки и доломиты со скарновыми минералами	Мелкие тела и пласты	[Геологическое строение..., 1997]
Сланцы, метапесчаники	Мраморизованные известняки и доломиты со скарновыми минералами	Прослои мощностью до 50 м	То же
Эффузивно-терригенные породы	Мраморизованные, скарнированные известняки	Прослои	»
Мраморы	Мраморизованные известняки	—	[Артемьев и др., 1984]

Левый Алокмочак, в бассейнах рек Тукулах и Дерасо в отложениях витимской свиты (по: [Государственная геологическая карта..., 1984]), известны кристаллические известняки, слагающие пачки мощностью 10—200 м среди гранатово-дистеново-слюдяных сланцев. Известняки содержат (%): диопсид (2—5), кварц (5), плагиоклаз (6), а также флогопит и скаполит. Содержание последних в отдельных случаях достигает существенных количеств. В истоках р. Ильгидяка, левого притока р. Большой Чуи, в 4 км севернее высоты с

отметкой 1165,0 м среди пачки кристаллических известняков и сланцев залегает Ильгидякское пегматитовое тело мусковитовых пегматитов мощностью около 1 м, прослеженное по простиранию до 100 м. На контакте с ним могут быть скарны с корундом.

Мусковитово-флогопитовые скарны с гранатом известны в кальцитовых мраморах и сланцах илеирской свиты в бассейне руч. Нижний Орлов и в левобережье р. Витим [Григоров, Григорова, 1968]. Кальцифиры и форстеритово-гумитовые, слюдисто-диопсидовые и анортоклазово-диопсидово-гранатовые скарны закартированы в бассейнах рек Ималык, Кебекта в породах борсалинской серии [Петров, 1978]. По данным Е.М. Фалькина и Н.А. Фалькиной [1982], в витимской серии в пределах Оглюрской антиклинали, в бассейне р. Кападякал, по берегам р. Калар, в мраморах среди пачек амфиболитов и кристаллических сланцев развиты тела кальцифиров со шпинелью, в которых при детальном обследовании могут быть обнаружены и корунды.

В ***Кодаро-Удоканской зоне*** в мраморах сюльбанской серии (таллаинская свита) Ю.Б. Алешко и И.В. Столбина [1978] закартировали диопсидово-форстеритовые кальцифиры с графитом; близки к ним образования в бассейне р. Сюльбан, западнее р. Джоронкан и в верховьях этого ручья, а также в бассейне р. Таллаи. В Селенгино-Становой зоне, в междуречье Калакана и Тундака, в бассейне р. Илокой, по данным В.И. Шулики и др. [1974], развиты мраморы с флогопитом, диопсидом среди кристаллических сланцев.

В ***Удино-Витимской зоне*** в отложениях талалинской свиты П.В. Осокиным [1971] на водоразделах рек Чокчокачи и Эльдонги, на правом склоне долины р. Воймакан, в долине ключа Грандокан закартированы кальцифиры с флогопитом, мусковитом, диопсидом, скаполитом, гранатом. В приконтактовых зонах с гранодиоритами интенсивность изменений возрастает. В талалинской (в частях ее, ранее относившихся к суванихинской свите) и хойготской свитах (по: [Давыдов и др., 1981]), в междуречье Большого Амалата и Малого Амалата, рекам Верхняя Ципа и Нижняя Ципа, Няндонь, Намама, Уакит (Витимское плоскогорье), среди роговообманково-диопсидовых сланцев, гнейсов и амфиболитов широко развиты скарнированные кристаллические известняки, с которыми в специфических условиях могут быть связаны проявления корунда. Аналогичные образования известны в составе могочинской серии (в амазарской свите) в бассейне нижнего течения Конды, где полевошпатово-диопсидово-скаполитовые, кварцево-скаполитово-диопсидовые породы развиты в биотитовых гнейсах, биотитово-кварцевых кристаллических сланцах. По данным Ю.П. Трянина и др. [1984], в отложениях могочинской серии развиты диопсидовые кальцифиры, диопсидовые бластолиты (бассейн р. Верхней Моклы, в полосе СЗ направления от верховьев р. Амунакты до верховий р. Бушучи, иминская свита), диопсидовые и диопсидово-плагиоклазовые бластолиты (верховья рек Кагдакачи и Сайбочи, чадорская свита) и кальцифиры с псевдоморфозами эпидота и серпентина по оливину и пироксену (междуречье верховьев ручьев Закдакан-1 и Закдакан-2, шуругинская свита). При детализации ГРР здесь могут быть обнаружены и корундосодержащие кальцифиры и мраморы. В октокитской свите, по данным В.И. Шулики и др. [1974], в бассейне р. Тундак (между устьями рек Турик и Чащевитая) среди кальцитовых мраморов

развиты шпинельсодержащие флогопитово-диопсидовые яблочно-зеленые кальфициры.

В *Хэнтэй-Даурской зоне* в составе улелейской толщи, как свидетельствуют результаты геологических съемок, мраморы с типичными минералами кальцифиров в виде мелких тел и пластов широко распространены среди диопсидово-амфиболовых гнейсов.

В образованиях, относимых к нижнепротерозойскому времени, кальцифиры, с которыми могут быть связаны ювелирные корунды, широко распространены в малханском комплексе в Малханском, Заганском и Яблоновом хребтах. Наиболее интересны с точки зрения ювелирной корундоносности кальцифиры и мраморы Малханского хребта (район Малханского пегматитового поля), в районе левобережья р. Мензы, где распространены миароловые пегматиты (Водораздельное, Еловское поля). Небезынтересны в этом смысле поля развития мраморов в гнейсово-сланцевой толще (ключ Якова, Жиндойское, Читканское). Здесь следует провести ревизионное обследование преимущественно приконтактовых частей мраморов с учетом признаков рубиноносности, изложенных выше. Особый интерес могут представить участки, где линзы и пласты мраморов развиты среди диорито-гнейсов, так как в этих условиях возможны находки не только корунда, но и хризоберилла, и изумрудов.

В борщовочной серии, кроме перечисленных выше перспективных участков, В.И. Сороченко и др. (1979 г.), Е.А. Беляковым и др. (1980 г.), в левобережье Унды, на стрелке Унды и Онона установлены различные кальцифиры, в виде небольших тел распространенные среди амфиболовых гнейсов, кварцитов и кристаллических сланцев [Геологическое строение..., 1997]. Наиболее перспективными из них могут быть участки, где зоны развития кальцифиров сопряжены с юрским магматизмом.

В *Агинской зоне,* в ее северо-восточной части, в породах кулиндинской свиты среди кристаллических сланцев и глубокометаморфизованных песчаников развиты мраморизованные известняки со скарновыми минералами [Геологическое строение..., 1997]. Мощность прослоев до 50 м. Следует проанализировать возможность нахождения в них корунда в участках, сопряженных с магматическими телами, сопровождающимися пегматитами. Это же относится к мраморам аркиинской, нортуйской и кактолгинской свит в *Аргунской зоне,* особенно в Нерчинском хребте, где известны редкометалльные пегматиты, прорывающие их, а также к скарнированным мраморам бондихинской и глубокинской свит в Верхнеамурской зоне.

Естественно, далеко не во всех из указанных мест, где известны мраморы с полями кальцифиров или скарнирования, можно обнаружить корундовую, тем более рубиновую или сапфировую минерализацию. Но, учитывая очень слабую изученность этих образований, безусловно, следует обратить на них внимание с точки зрения возможной рубиноносности.

Формация апобазитовых плагиоклазитов и слюдитов

По Е.Я. Киевленко [1980а], к рассматриваемой формации относятся корундовые плагиоклазиты (кыштымиты, плюмазиты) и их слюдистые разновидности, залегающие обычно в ультраосновных породах и про-

дуктах их изменений. Корундовая минерализация обычно приурочена к контактам плагиоклазитов или пегматоидных базитовых либо ультрабазитовых жил с вмещающими их ультрабазитами или продуктами их изменений — серпентинитами. Зоны плагиоклазитов слагаются андезином либо плагиоклазом, редко лабрадором с включениями благородного корунда. Затем следует зона слюдита (флогопитовая либо вермикулитовая с кристаллами корунда, достигающими, по данным Ф. Соулсбари [Киевленко, 1980а], 15 см в поперечнике. Далее (как на месторождении Макар-Рузь на Урале [Щербакова, Сутурин, 1990]) может следовать зона актинолита, также содержащая некоторое количество корунда. Актинолитовая зона сменяется тальковой, которая переходит в серпентинит, а затем в измененные гарцбургиты.

В Танзании, по данным Дж. Амштутца и Г. Банка (1980 г.) [Bank, Gubelin, 1976], в районе оз. Маньяра находятся биотитовые рубиноносные слюдиты в кристаллических сланцах и гнейсах на контакте их с пегматитами. Рубин здесь встречается с порфиробластами ярко-зеленого изумруда, александритом в биотитовом слюдите. Вмещающие пегматитовые тела сланцы, по Э. Гюбелину, состоят из актинолита, энстатита, железистого оливина, хондродита, хризолита и плеонаста; изредка присутствует гранат [Gubelin, 1976]. Г. Банк и Э. Гюбелин указывают также на присутствие желтого хризоберилла, апатита, граната, шпинели, оливина, клинопироксена, хондродита, фенакита, желтого турмалина, светлого берилла и синего корунда [Bank, Gubelin, 1976]. Плагиоклазиты и слюдиты с корундом, как считают Ф. Соулсбари (по: [Киевленко и др., 1982]), С.В. Щербакова и А.Н. Сутурин [1990], представляют собой результат деанортизации анортозитов и лейкогаббро. Корунд образуется в результате высвобождения избытка глинозема, а слюдистые силикаты — за счет преобразований калийсодержащих минералов, включая биотит. В тех случаях, когда базиты и ультрабазиты оказываются прорванными редкометалльными пегматитами, возникает хризоберилл (александрит), избыток бериллия связывается с кремнием с образованием фенакита, частью обогащенного магнием, хромом и алюминием изумруда.

Отдаленным аналогом корундоносных слюдитов является находка Г.Б. Гиммельфарбом и др. [1979] голубого корунда на левобережье р. Эльгер. Здесь голубой корунд находится в коренном проявлении флогопита, связанном с гидротермальным изменением пироксенитов, образующих согласное тело среди биотитовых гнейсов ортуряхской свиты. Мощность тела пироксенитов несколько десятков метров. Оно имеет зональное строение. Неизмененные пироксениты по мере приближения к гнейсам замещаются биотитово-хлоритовым слюдитом (сланцем, по Г.Б. Гиммельфарбу), содержащим чечевицеобразные линзы (до 1 м) пироксенитового субстрата, который почти нацело замещен флогопитом в ассоциации с редкими кристалликами голубого корунда. Таблицы флогопита имеют размеры 3 × 4 см. Мощность этой зоны до 5 м. Далее следует зона хлоритово-биотитового слюдита с мелким флогопитом. Мощность ее 8—10 м. Эта зона контактирует с почти неизмененными гнейсами. Г.Б. Гиммельфарб и др. оценивают проявление флогопита как бесперспективное. В данном случае практический интерес может представлять синий корунд, и поэтому рекомендуется проведение

специальных работ на благородный корунд и сопровождающие его самоцветы в полях развития пироксенитов района. Аналогичные образования могут быть обнаружены в бассейне р. Тарын, где тела пироксенитов развиты в биотитовых гнейсах и мраморах, а также в слюдитах в связи с мусковитовыми пегматитами.

По данным П.Б. Дедюхина и др. [1971], в пределах гольцов Йоко-Довырен находится одноименный габбро-перидотитовый массив, в котором среди перидотитов присутствуют гарцбургиты. Среди пород жильной фации установлены тела габбро-пегматитов длиной 20—150 м, состоящие из диопсида, лабрадора и сульфидов, а также жилы пироксенит-пегматита. Эти породы, особенно их контактовые зоны, небезынтересно обследовать на корундовые слюдиты и плагиоклазиты, которые могут присутствовать по аналогии с корундовыми плагиоклазитами и слюдитами массива Рай-Из на Полярном Урале, описанном С.В. Щербаковой и А.Н. Сутуриным [1990].

А.Ф. Петровым [1978] в бассейне р. Ималык отмечены мелкие тела серпентинитов нижнепротерозойского возраста, локализованные в приразломных прогибах борсалинской свиты, с которыми связаны ореолы хрома. Как и развитые в районе кальцифиры с форстеритом, гумитом и диопсидом, их следует, вероятно, обследовать на корунд. Перспективными на корунды типа апобазитовых плагиоклазитов и слюдитов могут быть контакты габброидов и габбро-пегматитов с гнейсами, развитыми в бассейне р. Мензы в Хэнтэй-Даурской зоне. В связи с Чуйско-Кодарским комплексом М.З. Глуховским [1978] описаны поля редкометалльных пегматитов, в том числе и Читкандинское, где в зоне экзоконтакта пегматитовых жил обнаружены корунд, топаз и андалузит. Поэтому целесообразно обратить внимание на необходимость ревизии контактовых зон пегматитов в плане возможности обнаружения ювелирных разновидностей корунда. В Кодаро-Удоканской зоне, где развиты кордиеритовые, дистеновые гнейсы и сланцы, а также антофиллитовые породы, не исключены находки рубина в связи с этими высокоглиноземистыми породами. Обоснованием этим предположениям являются следующие факты.

К.П. Лал сообщил, что рубин обнаружен в кордиеритовых породах, бедных кварцем, в виде вкрапленников в сланцах Аравали (Индия), прорванных аплитами и пегматитами [Lal, 1976]. В этом смысле несомненный интерес для ревизии на ювелирный корунд должны представлять биотито-во-кордиеритовые сланцы икабийской свиты на востоке Бурпалинских гольцов в зоне контакта с гранитами куандинского комплекса, где известны кристаллы кордиерита до 4,5 м в длину, описанные В.С. Федоровским и др. [1978].

Ювелирный корунд разнообразной окраски известен также в силлиманитовых сланцах, переслаивающихся с амфиболитами и гранито-гнейсами в Мадья Прадеш около Пипра в округе Сидхи (Индия). В аналогичной ситуации находят корунд в Ассаме вблизи Сопафаар. Учитывая широкое развитие силлиманитовых сланцев в бассейне р. Мензы, в районе Кяхты и других местах Хэнтэй-Даурской зоны целесообразно провести работу по оценке вероятностной корундоносности гнейсово-сланцевых толщ этого региона.

Группа шпинели

Шпинель наряду с рубином и сапфиром является одним из популярных красных (лал) и синих самоцветов, увлечение которыми на Востоке (Юго-Восточной Азии) уходит в глубь веков. Только в XIII—XV вв. она появляется в Европе [Пыляев, 1896]. Несмотря на довольно широкое распространение в роговиках, магнезиальных скарнах, кристаллических сланцах и гнейсах, основных и ультраосновных породах, драгоценные разности шпинели встречаются относительно редко.

Среди ювелирных шпинелей традиционно выделяют кроваво-красную рубиновую (лал), розово-красную балэ-шпинель, фиолетово-красную альмандиновую или желтую — рубицелл, голубую — сапфировую, или кандит, синюю — ганношпинель, травяно-зеленую хлорошпинель, темно-зеленую — плеонаст, или цейлонит. Красная и розовая шпинель связана с замещением алюминия в октаэдрических позициях трехвалентным хромом, зеленая и бурая — двухвалентным железом, а фиолетовые и красно-бурые тона обусловлены сочетанием хрома и железа, замещающих алюминий.

Коренные месторождения ювелирной шпинели связаны главным образом с магнезиальными скарнами, развивающимися на контактах доломитов и магнезитов с мигматизированными гнейсами, пегматитами и другими алюмосиликатными породами [Комаров, 1960; Лицарев, Платонов, 1980; Киевленко и др., 1982; Дроздов и др., 1984; Россовский, Бабаев, 1988]. В скарнах (кальцифирах) шпинель сопровождает флогопит, форстерит, хондродит, рубин. Из минералов-индикаторов обычен черный рутил — нигрин. Типичные представители шпинели этого формационного типа — месторождения в Бирме (Могок), Кух-и-Лал на Памире, Джекдалек в Афганистане и др. К этому же типу относится проявление шпинели на месторождении мраморов Перевальном (район р. Слюдянки на Байкале).

Кондиционная шпинель обычно находится в рыхлых, обогащенных серпентином, бруситом либо манассеитом, гнездах, откуда она относительно легко извлекается. Шпинеленосные скарны и кальцифиры являются источниками шпинельсодержащих россыпей — основных промышленных месторождений ювелирных разностей этого камня.

На изучаемой территории, по данным В.И. Беляевского (1992 г.), в ***Восточно-Саянской зоне*** известны шлиховые ореолы шпинели в бассейнах рек Зэгэн-Гол, Дзэн-Гол и Урик (ее притоки Ехэ-Шинга и Ара-Шинга). Наибольший интерес представляет ореол шпинели по р. Шинге, где она может быть связана с кальцифирами распространенного здесь карбонатно-гнейсового комплекса. Содержание шпинели достигает 0,3 кг/т, величина зерен — 0,5—1,0 мм, цвет бледно-розоватый, розовато-сиреневый, зеленовато-синий. В ассоциации с ней в редких знаках присутствуют уваровит и хромдиопсид.

В связи с Сыннырским массивом на контактах с карбонатными породами кооктинской свиты широко развиты форстеритово-диопсидово-флогопитовые, реже шпинелево-форстеритовые скарны [Артемьев и др., 1984], которые не обследовались на ювелирную шпинель. Особый интерес в смысле находок ювелирной шпинели и корунда могут иметь зоны контактов нефелиновых пегматитов с карбонатными породами, поиски которых могут оказаться плодотворными. Шпинеленосными могут быть доломитизирован-

ные известняки ондокской свиты в контактовых зонах с Довыренской интрузией, а также в зонах смятия по р. Уокиту Тыйскому и на водоразделе Абчады и Олокита [Геологическая карта..., 1971]. Следует обратить внимание на возможность комплексного развития самоцветов (шпинель, александрит, изумруд, рубин) в участках контактов бериллоносных пегматитов и карбонатных пород по аналогии с месторождениями Шри-Ланки.

В ***Муйской зоне***, по данным Е.М. Фалькина и Н.А. Фалькиной [1982], в кальцифирах, развитых в октокитской свите, известны гнезда, обогащенные шпинелью (*Талакитское проявление*). Размер гнезд и конкреций со шпинелью достигает 3—30 см по длинной оси. Внешняя зона конкреций сложена флогопитом, внутренняя — кальцитом в ассоциации со шпинелью. Содержания шпинели в кальцифирах не превышают 1 %, а в конкрециях — 30—40 %. Кристаллы темно-голубого и синего цвета, реже слабоокрашенные, полупрозрачные, с поверхности трещиноватые, имеют размеры от 3—4 мм до 1,5 см в поперечнике. Проявление перспективно. В последние годы на нем проводились ревизионно-оценочные работы, прекращенные из-за отсутствия финансирования. Шпинеленосные кальцифиры развиты также среди мраморов, амфиболитов и кристаллических сланцев витимской серии и давачанской свиты (см. табл. 24). Бледно-голубая шпинель известна в верховьях ручьев Губикон и Каширкачи в ассоциации с форстеритом, диопсидом, флогопитом, бруситом, скаполитом и сфеном. Перспективными на шпинель могут быть также форстеритовые кальцифиры с гумитом и флогопитом, описанные А.Ф. Петровым [1978] в породах борсалинской свиты в бассейне рек Ималык и Кебекта.

В связи с магматическими телами витимского интрузивного комплекса в карбонатных породах известны зоны скарнирования [Осокин, 1971] и образования родингитов. По аналогии со Слюдянским (Перевальным) месторождением красной шпинели в подобной ситуации возможны находки шпинели в кальцитовых мраморах, а также лавровита и других цветных разновидностей диопсида на участках, где присутствуют хром- и ванадийсодержащие алюмосиликатные прослои.

В ***Удино-Витимской зоне*** кальцифиры со шпинелью описаны В.И. Шуликой и др. [1974] в отложениях октокитской свиты могочинской серии (лист №-50-X), распространенных в бассейне р. Тундак (между устьями рек Турик и Чащевитая). В этой же зоне находится *Юмурченское месторождение* флогопита, разведывавшееся в 1945 г. Н.К. Дорошенко. Им указывалось на шпинельсодержащие "зелено-диопсидовые породы", состоящие из роговой обманки, диопсида, плагиоклаза, цоизита и флогопита, скаполита и шпинели. Особенность породы — ее друзоватость и наличие в друзовых полостях диопсида (от 1—3 мм и более), скаполита (3—4 см), шпинели (0,5—0,7 см). Шпинель черная; в друзовых полостях со скаполитом не встречается. О присутствии шпинели во флогопитовых жилах указаний нет. Эти "зелено-диопсидовые породы" со шпинелью пространственно обособлены от флогопитовых жил и образуют две полосы шириной 10—60 м; по простиранию не прослежены. Лишь изредка в них присутствуют линзочки и мелкие жилы пегматитов и гранитоподобных пород. Объектом ревизионного обследования на шпинель различных цветовых разновидностей должны быть как указанные выше "зелено-диопсидовые породы", особенно их друзоватые

разности, так и приконтактовые части флогопитовых жил. Следует обратить внимание на возможность нахождения шпинели в рыхлых отложениях, делювии и руслах ручьев.

При рассмотрении возможной корундоносности скарнированных мраморов и кальцифиров в Хэнтэй-Даурской зоне (улелейская толща), а также в борщовочной серии (вмещающие породы массивов борщовочных гранитов), указывались конкретные объекты и площади, которые представляются перспективными на рубин и сапфир. Учитывая факт присутствия в околопегматитовых скарнах горы Ланцова сиреневой шпинели (26 122—288 860 г/т) наряду с корундом, следует провести обследование всех указанных участков развития кальцифиров и на шпинель. На шпинель перспективны кальцифиры, распространенные в отложениях нарынской, цагатуйской и хангарульской (Хамар-Дабан) свит, келянской толщи (Муйская зона), аркиинской, нортуйской и кактолгинской свит (Аргунская зона), кулиндинской (Агинская зона), бондихинской и глубокинской свит (Верхнеамурская зона). Привязки и основные параметры участков приведены в табл. 24. Так, по данным П.В. Комарова [1960], в магнезиальных скарнах Железного кряжа присутствуют крупные кристаллы шпинели. Кристаллы до 5 мм темно-зеленой шпинели наблюдались нами в 1961 г. в скарнах у совхоза "Красный Великан" в Юго-Восточном Забайкалье. У пос. Усть-Наринзор, по данным В.Ю. Шенфиля и И.Д. Чацкиса [1970], залегают мелкозернистые биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, содержащие линзы мраморов и биотитово-амфиболовых и амфиболовых кристаллических сланцев. В мраморах могут присутствовать шпинель и сопутствующие ей минералы. Это же относится и к пачке мраморов мощностью до 200 м у пос. Адома. В Баргузинском районе, в бассейне р. Ины, в поле развития карбонатных пород с горизонтами биотитово-роговообманковых, биотитовых, графитовых сланцев тилимской свиты, по данным В.И. Беляевского (1992 г.), известны шлиховые ореолы корунда и шпинели. Аномальное содержание шпинели в пробе делювия известняков достигает 708 г. Цвет минерала желтовато-бурый, бутылочно-зеленый, голубой. Величина зерен до 1 мм.

Одним из возможных источников шпинели могут быть гипербазиты и продукты их изменений — флогопитово-биотитовые слюдиты, серпентиниты. В.С. Шульгиной и др. [1984] в линзовидных телах метагипербазитов архея, имеющих субсогласное залегание среди гранито-гнейсов куандинского комплекса, описаны зоны серпентинитов и флогопитово-биотитовых слюдитов с акцессорной шпинелью. Промышленные скопления ювелирной шпинели могут быть связаны и со щелочными оливиновыми базальтами. Во всяком случае, В.И. Беляевским в 1992 г. розовая, сиренево-розовая, сиреневая и красная шпинель с размером зерен 1 × 1 × 1 мм установлена в россыпях, связанных с оливиновыми базальтами в Урик-Бельском вулканическом районе. Не исключена возможность находок ювелирной шпинели и в базальтах Удоканского вулканического плато.

Группа оливина

Среди оливинов к числу драгоценных камней традиционно относят хризолит — золотисто-зеленую и зеленую благородную разновидность оливина, отличающуюся преобладанием форстеритового (магнезиального)

компонента (80 % и более Mg_2SiO_4). Среди оливинов указанного состава по условиям образования выделяются две группы — магматогенная и метаморфогенная [Киевленко, 1980а; Методические указания..., вып. 9, 1976]. Первая связана с кимберлитами и щелочными базальтами, вторая — с альпинотипными гипербазитами (серпентинизированные перидотиты, гарцбургиты и дуниты) и ультраосновными щелочными интрузиями центрального типа (дуниты, оливиниты). Обе группы эндогенных месторождений хризолита являются источниками для образования элювиальных и элювиально-делювиальных россыпей.

Хризолит относится к тем камням, которые были известны человеку и использовались для ритуальных изделий и украшений в древности: известны ювелирные изделия с ним в качестве вставок работы античных греческих мастеров. Цвет хризолита зеленый с различными оттенками — желтоватым, фисташковым, золотистым, травяным, бурым, табачным. Окраска обусловлена различными формами железа, что подтверждено новейшими исследованиями А.Н. Платонова, М.Н. Тарана, которые показали, что "...интенсивность и тональность окраски ювелирных хризолитов определяется как общим содержанием в них примеси железа, так и соотношением содержаний примесей FeO и Fe_2O_3" [Платонов и др., 1984, с.148]. Особенность хризолита — его неустойчивость при эпигенетических процессах, определяющих относительную редкость кондиционных кристаллов.

В кимберлитах, одним из основных компонентов которых является оливин, известны две его генерации. Ранний протомагматический оливин образует относительно крупные выделения (от единиц миллиметров до 5—7 см), иногда бывает прозрачен и может использоваться как ювелирный камень. Поздний оливин, выполняющий роль составной части цемента кимберлита, тонко- и мелкозернист. В коренном залегании в зоне гипергенеза свежие, неизмененные хризолиты встречаются редко. В трубке Мир, например, до глубины 50 м свежие хризолиты вообще не встречались. Хризолиты из кимберлитов в коренном залегании отрабатывать выгодно только совместно с алмазами. На территории Забайкалья до настоящего времени не выявлены кимберлиты, но возможность их обнаружения не исключена в зонах кайнотипного вулканизма.

Другой промышленно-важный формационный тип месторождений хризолита — щелочные оливиновые базальты, в которых хризолит находится в ксенолитах лерцолитов, вынесенных магмой из глубин. Месторождения ювелирного хризолита в базальтах отрабатываются совместно со связанными с ними элювиально-делювиальными россыпями, в США, в частности, из базальтов лавового поля Датил, расположенного в восточной части штата Аризона и на западе штата Нью-Мексико [Киевленко и др., 1982; Методические указания..., вып. 9, 1976]. Лавовые покровы слагают столовые горы, являющиеся останцами крупного лавового плато, главная фаза формирования которого относится к плиоцену. Месторождения хризолита находятся как непосредственно в базальтах лавового потока (Сан-Карлос), так и в жерлах вулканов (Буэлл-Парк и Килбоурн Хоул).

Хризолит, содержание которого в базальтах составляет 25—40 %, присутствует в двух формах — в качестве вкрапленников, которые можно извлечь только взрывным способом, и грубозернистых скоплений, окруженных ноздреватым шлакоподобным базальтом. Эти обособления хризоли-

та являются, вероятно, фрагментами глубинных агрегатов. В зоне структурного элювия они сравнительно легко разрушаются. Величина зернистых агрегатов достигает 70 см, в среднем составляя 7—20 см. Размер зерен зеленого с желтыми или бурыми оттенками хризолита 6—16 мм. Камень хорошего качества. Наряду с хризолитом встречаются пироп, диопсид, энстатит, ильменит, авгит и др.

В Забайкалье типичными аналогами описанных образований являются минералогические находки хризолита в *Удоканском лавовом плато*, где, по наблюдениям Ф.М. Ступака [1987], в окрестностях голоценовых вулканов Аку, иногда Чепе и Долинного, встречаются вулканические бомбы до 30 см в поперечнике или их фрагменты, сложенные агрегатами оливина (хризолита), клинопироксена, керсутита, плагиоклаза. В базанитах плиоценового возраста наблюдаются участки с содержанием оливиновых и шпинелевых лерцолитов (3—20 см в поперечнике), а также крупных (5—10 мм) вкрапленников хризолита. В базанитах и гавайитах плейстоцен-голоценового возраста также присутствуют включения шпинелевых лерцолитов. В окрестностях вулканов Аку, Чепе и Долинного, исходя из генетического типа, устанавливаемого в данном случае для оливина, мы имеем обнадеживающие предпосылки для обнаружения россыпей с хризолитом. Возможность промышленно важных находок ювелирного хризолита в полях развития Удоканского лавового плато предполагал и Ф.П. Кренделев [1985].

В результате прогнозно-поисковых работ ГГПП "Байкалкварцсамоцветы" В.И. Беляевским в 1992 г. охарактеризована хризолитоносность кайнозойских вулканических образований Джилиндинской группы вулканитов, развитых в бассейне р. Витим (***Удино-Витимская зона***), в частности по р. Джилинде, правому притоку р. Большой Амалат. Здесь известны многочисленные проявления и минералогические находки хризолита (нижнее течение р. Верея, по р. Булыхта, правый приток р. Джилинда и др.). Хризолит присутствует в лерцолитовых обособлениях, где он ассоциирует с энстатитом, анортоклазом, реже с пиропом. Например, в пролювиальных и делювиальных отложениях (мощность 0,8—1,0 м) хризолит присутствует в весовых количествах (до 300 г/м^3). Преобладающий размер зерен 2—3 мм; сортовой (3—5 мм) хризолит встречается преимущественно в знаковых количествах, изредка достигает 30 г/м^3. На *Булыхтинском проявлении* хризолит в ассоциации с пиропом является составной частью лерцолитсодержащих базанитов. Хризолит в шпинелевых лерцолитах образует зерна 6—8 мм, в одном случае — 40 × 30 × 15 мм. В участках структурного элювия и развития коротких делювиально-пролювиальных россыпей возможна в ограниченных количествах добыча хризолита (В.И. Беляевский, 1922 г.). Нами наблюдались шпинелевые лерцолиты с хризолитом и санидином в структурном элювии влк. Кадидушка, расположенного у дороги по долине р. Джилинды. Продуктивная часть базальтоидов отработана и увезена на отсыпку автодороги.

В ***Хамар-Дабанской зоне***, в связи с вулканическими постройками кайнозойского возраста (в частности, с вулканами Бартойской группы плейстоценового возраста), хризолитовая минерализация широко развита. На *Бартойском проявлении* известны шесть бескратерных шлаковых конусов трахибазальтов высотой 40—60 м, содержащих шпинелевые лерцолиты, в состав которых входят хризолит, шпинель, хромдиопсид. Основной практический

интерес представляют продукты выветривания трахибазальтов, в которых содержание хризолита составляет 300—350 г/т. Зерна хризолита имеют размеры от 2 до 9 мм. Хризолит оливково-зеленый, лимонно-желтый, яркий; относится ко II сорту, принимает зеркальную полировку. Пригоден для изготовления ограненых вставок. По данным А.В. Татаринова (1980 г.), ресурсы по P_1 — 28,5 т. Практическое значение имеют также образующиеся при разрушении трахибазальтов с включениями перидотитов пироп, санидин и энстатит. Увеличение перспектив возможно за счет доизучения озерных отложений. Аллювиальные отложения с сортовыми зернами хризолита установлены В.И. Беляевским (1992 г.) в отложениях р. Цаган-Морин.

С Хобольской группой вулканов связаны *проявления* хризолита *Болдосокское-I, Болдосокское-II* и *Нарын-Гольское* в аллювиальных и пролювиально-делювиально-солифлюкционных отложениях. Опробование их показало высокое содержание хризолита. Встречаются также сапфир и пироп. По данным В.И. Беляевского (1992 г.), на Болдосокском-I проявлении хризолита, пиропа и сапфира площадь выхода вулканических пород на влк. Болдосок (Вершинный) 1 км^2. На периферии в основном развиты породы лавовых покровов — массивные, плотные, чаще пористые базальты с мелкими (до нескольких сантиметров) включениями коровых и мантийных пород (чаще шпинелевых лерцолитов) и мегакристаллов клинопироксена, реже оливина, анортоклаза. В центральной части выхода наблюдаются предположительно пористые мелкообломочные туфобрекчии. Шлиховое опробование элювия туфобрекчий установило неравномерное содержание зерен пиропа, хризолита и других минералов. Рыхлые отложения представляют практический интерес. Мощность элювия и элювиально-делювиальных отложений от 0,3 до 1,2 м на предвершинном участке и 0,8—1,8 м на низких уровнях лавового поля. Делювиальные отложения достигают 1,5—2,0 м по мощности. Аллювий образован валунно-галечно-гравийным материалом, валуны представляют собой массивные оливиновые базальты. Установлено повышенное содержание хризолита (до 39,5 г/м^3) в пролювиально-делювиальных образованиях р. Болдосок, у подножия вулканической постройки. Здесь же, в шлиховых пробах, встречаются редкие знаки корунда. Поверхность лавового поля перекрыта делювиально-солифлюкционными отложениями, продуктивность которых не выяснена.

Отмечается наличие сортового хризолита. Корунд (размер 1,5 мм) угловатый, пятнистый, полупрозрачный, голубых тонов. Находки хризолита известны на водоразделе рек Цакирка и Оронгодой и в истоках р. Салбартуй.

В юго-западной части ***Селенгино-Становой зоны*** в правобережье р. Чикой, на склонах горы Малый Кумын, в пробах рыхлых образований за счет оливиновых трахидолеритов В.И. Беляевским и др. (1989 г.) обнаружены зерна хризолита размером 2—3 мм и корунд.

В ***Хэнтэй-Даурской зоне*** перспективными на хризолит, по данным А.В. Татаринова и др. (1980 г.), являются поля развития базальтов в бассейне верхнего течения р. Буркал (долина р. Харчевка, левый приток Буркала и его левобережье выше и ниже устья Харчевки), где известны находки крупных обломков оливина. Проявление медово-желтых хризолитов известно также в верховьях р. Харчевка. Предлагается хризолитоносность всей

площади распространения кайнозойских базальтов в верховьях Буркала и в междуречье Буркал—Большая в их верхнем течении.

В *Агинской зоне* в Кыра-Алтанской депрессии развиты кайнозойские оливиновые трахибазальты, в которых встречаются вкрапленники оливина до 1—2 см. Цвет оливина светло-зеленый. Возможно поступление его в россыпи. В поле оливиновых базальтов возможны участки развития жерловых и шлаковых фаций, содержащих шпинелевые лерцолиты и хризолит. Предполагаются россыпи с хризолитом, с корундом и пиропом в рыхлых образованиях в полях развития шпинелевых лерцолитов.

По указаниям П.Л. Драверта (1923 г.), в Аргунской зоне известны находки хризолита в базальтах долины р. Аргунь.

К числу наиболее важных относятся месторождения хризолита, связанные с ультрабазитами. Среди них выделяют месторождения, локализованные в альпинотипных гипербазитах и в интрузивах щелочных гипербазитов центрального типа. Альпинотипные гипербазиты, среди которых преобладают дуниты и гарцбургиты, обычно интенсивно серпентинизированы. Серпентин может быть представлен антигоритом (классическое месторождение на о. Зебергет в Красном море) либо хризотил-сепиолитовой волокнистой породой (Улан-Ходинское и Дибинское в Хара-Нурском массиве в Восточном Саяне).

В *Хара-Нурском массиве* хризолит находится в прожилках и жилах. Хризолитоносные жилы локализованы в различной степени серпентинизированных и катаклазированных дунитах. Границы жил нечеткие. Хризолит рассеян в них неравномерно в виде зерен и их скоплений от 0,1 до 3—5 см. Содержание его в жилах достигает 50 %. Цвет оливково-зеленый. На Хара-Нурском (Холбын-Хайрханском) проявлении, согласно [Методические указания..., вып. 9, 1976], И.С. Якшиным и др. в 1973 г. было вскрыто шесть линз, из которых три содержали хризолитовую минерализацию. Характерно, что каждый кристалл находился в тонковолокнистой серпентиновой массе. Кристаллы не имели четких границ, обладали веретенообразной формой и были ориентированы под углами 30—45° к стенкам трещин. Наибольшее число кристаллов отмечается в осевых частях линзообразных тел.

Хризолит и алмаз впервые (в 1939 г.) описаны М.Ф. Шестопаловым и А.С. Ивановым в районе Оспинского и Графитового гольцов среди графитизированных ультрабазитов и вмещающих их метаморфических пород. Хризолит, пироп и алмаз содержатся в зонах обуглероженных разностей указанных выше пород. Мощность зон и линз 0,1—20,0 м, протяженность 10—800 м. Хризолит наблюдается в рассланцованных серпентинитах в виде микропрожилков до 2 мм; в микробрекчиях по дуниту — произвольно ориентированные крупные зерна хризолита. Эти находки представляют несомненный интерес для дальнейших исследований.

Хризолит в аллювиальных отложениях, по-видимому, неустойчив. П.Л. Драверт в 1923 г. указывал, что на притоках Оки в Восточном Саяне добывались желтовато-зеленые ювелирные хризолиты величиной до 3—4 мм. Есть сведения о добыче хризолита в дореволюционное время из аллювия р. Диби; возможным источником его мог быть массив трахибазальтов значительной протяженности, картирующийся на левобережье реки (В.И. Сизых и др., 1980 г.).

Циркон

Циркон — один из популярных ювелирных камней, ценность которого определяется прежде всего его ярким алмазоподобным блеском. Природные кристаллы циркона, пригодные для огранки, редко бывают прозрачны. Обычно они окрашены в густой оранжево-красный, густо-фиолетовый, буро-красный цвета. Для уменьшения густоты окраски и придания необходимой для ограночного камня прозрачности кристаллы циркона облагораживают нагреванием.

Коренные месторождения циркона связаны со щелочными гранитоидами и пегматитами, с миаскитовыми сиенитами и их пегматитами. Встречается он также в цирконовых и циркон-пирохлоровых альбититах, мариуполитах. Ювелирные цирконы преимущественно связаны с кимберлитами и сапфироносными щелочными базальтами.

Коренные месторождения являются источниками циркононосных россыпей, откуда добывается основная масса ювелирного циркона. Поэтому возможные территории распространения циркононосных россыпей в регионе — районы распространения щелочных гранитоидов и альбититов. В этом отношении определенный интерес представляют россыпи на территории Катугинского месторождения Ta, Nb, Zr, редких земель и криолита в ***Кодаро-Удоканской зоне***, где могут встречаться зерна циркона, пригодные для огранки. Известно, что для огранки пригодны кристаллы циркона и их фрагменты размером более 2 мм.

Циркон широко развит в щелочных гранитоидах III фазы алданского комплекса. В протолочках проб, отобранных в 1981—1985 гг. Е.А. Зайковым и др. по рекам Джемку, Джелинде, присутствуют обломки прозрачного сиреневого циркона до 0,3 мм.

В ***Удино-Витимской зоне*** в бассейне р. Курбы (р. Нелега, Кика) Л.Н. Малышевой и др. в 1956—1958 гг. установлено широкое распространение россыпей с высоким содержанием циркона (0,9—4,176 кг/м^3). Вероятность нахождения циркона ювелирного качества, особенно по р. Саналей, не исключена.

В Селенгинской подзоне ***Селенгино-Становой зоны,*** по данным А.С. Монякина (1957 г.), циркононосные россыпи известны в бассейне р. Нижний Убукун. Содержание циркона 0,2—2,4 кг/м^3. Возможны находки циркона ювелирного качества.

Высокие содержания циркона известны в золотоносных россыпях по р. Кручине. Отдельные фрагменты серо-сиреневых кристаллов достигают 2 мм. Они очень слабо просвечивают, трещиноваты. Тем не менее сам факт находки зерен циркона (гиацинта) величиной до 2 мм свидетельствует о возможности находок более крупных кристаллов ювелирного качества.

С целью поисков возможных источников ювелирного циркона следует провести ревизию отвалов золотоносных россыпей после анализа архивных и фондовых данных по россыпной золотоносности. Необходимо также сделать анализ вероятности россыпеобразования в связи с площадями развития щелочных высокоглиноземистых базальтов и щелочных гранитов, сиенитов и редкометалльных циркониево-ниобиевых альбититов.

В пределах Удоканского лавового плато в междуречье Лурбуна и Верхнего Ингамакита, по Ф.М. Ступаку (устное сообщение), среди базальтов

известна находка довольно крупного (до 0,8 см) кристалла розового циркона. Этот факт представляет значительный интерес: подобного размера розовый циркон может оказаться пригодным для использования в ювелирном деле. Поэтому есть все основания для поисков циркона в структурном элювии и делювиально-пролювиальных отложениях на указанной площади развития щелочных базальтов.

Группа граната

Гранат, особенно его красные разновидности, на протяжении тысячелетий относился к числу популярных самоцветов. Среди гранатов ювелирного качества выделяют красные (пироп, альмандин, родолит, спессартин), желто-оранжевые (гессонит, некоторые разности спессартина), желтые, медово-золотистые и золотисто-желтые (топазолит, гроссуляр), зеленые, желто-зеленые (демантоид, уваровит и гроссуляр). К числу наиболее ценных относятся демантоид и родолит.

Гранаты распространены широко, но ювелирного качества кристаллы относительно редки. Они образуются в различных геологических ситуациях, но в основном это минералы метаморфических процессов. Источниками ювелирных их сортов являются и магматические породы. Большое значение имеют месторождения пиропа, связанные с ультраосновными (кимберлиты, гранатовые перидотиты, пироксениты) и основными (эруптивные брекчии щелочных базальтов) породами. В первом случае пироп ассоциирует с оливином, алмазом, феррошпинелидами, во втором — с пироксеном, ильменитом, рутилом, цирконом.

Указанные формационные типы являются источниками гранатосодержащих россыпей, из которых извлекают алмазы, пиропы, хризолит, циркон, благородные разновидности корунда.

Ювелирный альмандин происходит из эффузивов среднего и кислого состава, где он ассоциирует с рутилом, магнетитом, шпинелью и кварцем, а также из микроклиновых мусковитово-берилловых пегматитов, нередко со сподуменом. Из пегматитов происходят в основном пиральспитовые, обогащенные спессартиновой молекулой, альмандины. Кроме того, важным источником ювелирных альмандинов, родолитов в том числе, являются кристаллические сланцы и гнейсы, относящиеся к фациям эпидотовых амфиболитов и кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Добыча граната ведется преимущественно из связанных с ними россыпей и кор выветривания. К таким россыпям относятся знаменитые гранатосодержащие россыпи Индии и Шри-Ланки (Дунбара, Ратнапура и др.).

Коренные месторождения демантоида связаны с процессами гидротермальной переработки (серпентинизации, отальковання, асбестизации) дунитов, перидотитов, пироксенитов. Особенность демантоида — присутствие даже в кристаллах самого лучшего качества тончайших вростков — игл асбеста. Это важнейший диагностический признак природного происхождения камня. Как и хризолит, он находится в тонкодисперсной массе, состоящей из серпентина либо талька.

На изучаемой территории известны проявления граната четырех рудных формаций: гранитных пегматитов, апокарбонатных метасоматитов,

кристаллических сланцев и гнейсов и связанных с ними россыпей, щелочных базальтов с включениями глубинных пород и связанных с ними россыпей.

Формация гранитных пегматитов

Гранат альмандин-спессартинового ряда развит в гранитных пегматитах как минерал, сопутствующий бериллу, топазу, турмалину и горному хрусталю. На изучаемой территории известны многие десятки минералогических находок граната, но абсолютное их большинство бесперспективно по причине малых размеров кристаллов, их трещиноватости, трудности извлечения и удаленности от обжитых районов. Здесь рассмотрим лишь объекты, в которых гранат можно извлекать попутно при добыче берилла, топаза либо турмалина и горного хрусталя. Таких объектов известно около десятка.

В ***Восточно-Саянской зоне*** спессартиновая минерализация известна в Урикском и других полях редкометалльных пегматитов. Размеры кристаллов достигают 10—15 мм, реже более. Необходимо малообъемное технологическое опробование на гранат делювиально-пролювиальных отложений в долинах, рассекающих пегматитовые поля.

В западной части ***Селенгино-Становой зоны***, в среднем течении р. Чикой, известен ряд пегматитовых полей с гранитными пегматитами (Малханское и др.), содержащими кристаллы граната 0,5—15 мм в диаметре. Поэтому целесообразно обратить внимание на гранаты в россыпях, связанных с гранитными пегматитами. Гранатоносными по аналогии с Каменским полем мусковитовых пегматитов могут быть широко развитые в северной части Селенгино-Становой области керамические и редкоземельные мусковитовые пегматиты, связанные с формированием позднестанового плутонического комплекса.

В ***Муйской зоне***, в баргузинском комплексе, в бассейне р. Янгуды распространены гранитные пегматиты с турмалином и иризирующим полевым шпатом (Г.Л. Митрованов, В.Н. Белокопытов, 1969 г.). Они содержат гранат альмандин-спессартинового ряда в кристаллах до 15 мм в поперечнике. Отрепарированные зерна граната могут быть в аллювии р. Янгуды ниже устьев ручьев Люнку и Илеир.

В пределах ***Прибайкальской зоны*** в полях развития берилловых пегматитов Абчадской структуры известен ряд мест с находками граната. В частности, по данным А.А. Брензей и др. (1981 г.), на *Северном* проявлении, находящемся в Чуйской структурно-формационной зоне, среди сланцев, гнейсов и амфиболитов протерозойского возраста развиты зональные альбитово-микроклиновые пегматиты, содержащие кристаллы темно-красного, вишневого и темно-вишневого граната от 1 мм до 5 см в диаметре, на сколах просвечивающие на глубину до 2 мм; в некоторых кристаллах прозрачные участки достигают 1,5 см. Кристаллы величиной до 1 см хорошо ограны.

В ***Удино-Витимской зоне***, в левобережье р. Аракит, в 4,5 км от устья, в массивах порфировидных гранитов раннепротерозойского возраста закартированы пегматитовые жилы, содержащие кристаллы граната 0,5—3,0 мм, редко до 1 см (В.Ф. Рукавец, В.М. Ладаева, 1983 г.). В рыхлых отложениях возможны гранатоносные россыпи.

В ***Кодаро-Удоканской зоне*** в пегматитах, связанных с гранитами Чуйско-Кодарского комплекса, в верховьях р. Мучукачи и на левобережье рек Аяна и Дороса, в ассоциации с амазонитом, турмалином и касситеритом присутствует гранат [Федоровский и др., 1978]. Учитывая значительные размеры жил (при мощности 10 м прослежены по простиранию до 10 км), следует оценить накопление дезинтегрированных кристаллов граната в рыхлых отложениях.

В Пришилкинской подзоне ***Селенгино-Становой зоны*** Ю.Ф. Мисником [1970] в левобережье р. Шилки (бассейны р. Боты, руч. Мангадайский) в лейкократовых гранитах описаны крупные буровато-красные кристаллы тетрагон-триоктаэдрического габитуса спессартинового граната.

В ***Хэнтэй-Даурской зоне*** розовые гранаты известны в Улурийском трубчатом пегматитовом теле в ассоциации с полихромным турмалином, клевеландитом и лепидолитом. Качество граната в источниках информации не указано. Может иметь практическое значение лишь в россыпи. Нашими маршрутными наблюдениями (1957 г.) масштаба 1 : 100 000, исследованиями Н.П. Костякова (1973 и 1984 гг.), В.Л. Яковлева (1979 г.) и других [Геологическое строение..., 1997] на юго-восточном крыле Асакан-Шумиловского антиклинория (бассейны рек Убур-Катанца, Менза; Курепинский и другие водораздельные гольцы) в гнейсовой части улелейской толщи выявлены турмалиново-мусковитовые и хрусталеносные пегматиты с гранатом (0,5—1,5 см в поперечнике). С ними могут быть связаны гранатосодержащие россыпи, в которых альмандин может попутно извлекаться при отработке россыпей на золото и олово.

В ***Аргунской зоне*** в Нерчинском, Урюмканском, Газимурском хребтах, на северо-востоке Борщовочного хребта (в Восточно-Борщовочной зоне), в низовьях Урова известны пегматиты с гранатом и турмалином. В низовьях Урова и Урюмкана они описаны А.М. Лейтесом в 1953 г. и связаны с полями развития ультраметаморфических гранитоидов, относимых К.К. Анашкиной и др. [Геологическое строение..., 1997] к позднерифейским образованиям.

Особое значение как возможный источник ювелирных гранатов могут иметь пегматиты Борщовочного кряжа, в которых альмандин-спессартиновая разновидность этого минерала широко распространена. Например, на проявлении Моховом, по наблюдениям А.В. Татаринова, зональные кристаллы граната, внешние зоны которых сложены буро-красным альмандином, а центральные — оранжевым спессартином, имеют диаметр до 2 см. Аналогичное строение и размеры имеют кристаллы граната на Киберевских и других пегматитовых телах лепидолитово-рубеллитового типа. В телах мусковитово-бериллового типа преобладают гранаты спессартин-альмандинового ряда красных и буро-красных тонов. Добыча граната, естественно, не может иметь самостоятельного значения. В коренном залегании в составе штуфов он представляет собой преимущественно коллекционный материал. Ювелирные его разности могут быть получены из сопутствующих пегматитам россыпей. При оценке на гранат пегматитовых тел, залегающих в слюдяных гнейсах и сланцах, следует обращать внимание на возможность обнаружения ювелирных и коллекционных кристаллов в зонах мусковитовых слюдитов в приконтактовых частях пегматитовых жил. На Друмгальском

пегматитовом поле в Афганистане (Нуристан) в 1977 г. нами извлечены кристаллы спессартина, ограненные комбинацией граней ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра, до 4 см в диаметре, с ювелирными монообластями до 2 см. Опытная фасетная огранка граната дала хорошие результаты. Именно из слюдитовых зон возможно извлечение кондиционных кристаллов в коренном залегании. Надежным признаком возможности образования ювелирных разностей гранатов альмандин-спессартинового ряда служит наличие во вмещающих сланцах и гнейсах кристаллов граната, ограненных комбинациями указанных выше граней [Юргенсон, Савкевич, 1989].

Формация базальтов с включениями глубинных пород и связанных с ними россыпей

Рассматриваемая формация перспективна на пироп и связана в регионе с кайнозойским вулканизмом, развитым преимущественно в Хамар-Дабанской зоне, где гранат присутствует в тех же вулканических постройках, что и хризолит.

Наибольший практический интерес представляет Бартойское проявление пиропа, где в результате работ ГГПП "Байкалкварцсамоцветы" (В.И. Беляевский, 1992 г.) обнаружено перспективное проявление с запасами по категории P_1: I сорта — 17,16 т и II сорта — 7,08 т. Наибольшая концентрация пиропсодержащих обломков и крупных зерен пиропа находится на южном фланге внешней стенки вулканического конуса Большого. Вблизи него найдены изометричные зерна пиропа до 1,5 см в поперечнике. Размер наибольшего из найденных обломков пиропа составил 2,5 × 3,5 × 7,0 см. Продуктивными образованиями, имеющими практическое значение, являются структурный элювий и продукты его переотложения. Содержание пиропа в рыхлых отложениях 30—40 г/т. Зерна пиропа изометричные, несколько уплощенные, удлиненные. Крупные зерна трещиноваты. Бездефектные и слаботрещиноватые окрашены в темно-красный цвет, хорошо просвечивают. Камень пригоден для галтовки и производства граненых вставок. На проявлении проведены поисково-разведочные работы, сопровождавшиеся малообъемным бороздовым опробованием и минералогическими исследованиями, показавшими значительные перспективы объекта.

Находки пиропа отмечены В.И. Беляевским также в продуктах разрушения оливиновых базальтов вулканов Хобольской группы, в частности влк. Вершинный, где он находится в ассоциации с хризолитом и корундом. Кроме того, В.И. Беляевским обнаружены пиропы в покровах кайнозойских базальтов Джилиндинской группы (Удино-Витимская зона) в бассейне нижнего течения р. Булыхта. Пироп оранжево-красный. В связи с этим вулканические постройки Джилиндинской группы могут быть перспективны на пироп, а именно те из них, где развиты базаниты с включениями ксенолитов глубинных пород.

В пределах Удоканского лавового плато при детальных работах, учитывая наличие базальтов и их аналогов с включениями глубинных пород (в частности, с включениями шпинелевых лерцолитов, описанными Ф.М. Ступаком [1987], возможны находки пиропа.

Формация апокарбонатных метасоматитов

К этой формации относятся гранатосодержащие скарны и другие метасоматиты, развивающиеся по породам, содержащим карбонатные минералы. С ними связаны преимущественно гранаты ряда уграндита (гроссуляр, андрадит, гессонит, шорломит). Среди них редко встречаются индивиды ювелирного сорта, но тем не менее, изредка в скарнах, особенно в приконтактовых зонах пегматитовых тел, залегающих в карбонатных породах, встречаются кристаллы, пригодные для галтовки, изготовления кабошонов и для фасетной огранки. В Пакистане и Афганистане (пегматиты в окрестностях кишлака Варадеш) известны ювелирные разности зеленого гроссуляра, так называемого "пакистанского изумруда". Камень имеет яркий блеск, светло-, желтовато-зеленую окраску и похож на демантоид. Показатель преломления (1,730—1,742) и порошкограмма свидетельствуют о принадлежности его к гроссуляру. Великолепные красно-оранжевые ограночные гессониты были обнаружены в крупнокристаллических известняках на контакте с пегматитами в Друмгальском пегматитовом поле Нуристана (Афганистан). В 1970-х годах в Кении и Танзании в скарнированных мраморах Лалатема, Миралани, Луаленья, Тсаво и др. были обнаружены ювелирные гроссуляры высокого качества, получившие название тсаворитов [Киевленко и др., 1982]. Известны также ювелирные разности андрадита медово- и золотисто-желтого цвета, имеющие специальное (по сходству с желтым топазом) название — топазолит, который обнаружен в Италии, Швейцарии и в Африке. Изредка желтые топазолиты встречаются в скарнах Соколовско-Сарбайского месторождения.

Сведения о ювелирном качестве гранатов в скарнах на территории Забайкалья крайне скудны. По В.И. Беляевскому, гессонит медово-желтого цвета в кристалле величиной $4 \times 3{,}5$ мм найден в россыпи, связанной с размывом мраморов, содержащих прослои гранатово-силлиманитово-биотитовых сланцев, развитых в бассейне верхнего течения р. Баргузин.

Перспективными на возможность нахождения ювелирного граната, прежде всего в связи с продуктами разрушения коренных пород, могут быть перечисленные ниже площади и поля распространения гранатосодержащих скарнов и апокарбонатных метасоматитов.

В ***Хамар-Дабанской зоне*** известна Верхнеджидинская полоса гранатовых скарнов, внутри которой развита зона кварцево-турмалиновых скарнов с гроссуляром темно-зеленого цвета, имеющая субширотное простирание и мощность 0,2—2,0 м при длине 8 м.

В ***Удино-Витимской зоне*** в долине р. Салбули среди мраморов талалинской свиты нижнего протерозоя в связи с гранитоидами витимканского комплекса (по В.Ф. Руковец и В.М. Ладаева, 1983 г.) развиты линзовидные тела гранатово-пироксеновых скарнов, среди которых в настоящее время ювелирных разностей граната не установлено. По данным П.В. Осокина [1971], в карбонатных породах этой же свиты широко развиты скарны с гранатом на водоразделах рек Чокчокачи и Эльдонги. Это же относится и к карбонатным породам якшинской свиты по р. Дипкоше, где закартированы гранатово-скаполитово-эпидотовые породы. В случае наличия в скарнированных породах кондиционных индивидов граната не исключена возможность их препарирования в процессе выветривания и формирования россы-

пей. Среди скаполитов, отмечаемых в скарнах, могут быть их ювелирные разности, особенно в полях развития контактов с пегматитами витимканского и угольканского комплексов. Примеры образования фиолетовых ювелирных скаполитов известны на Памире.

В ***Селенгино-Становой области*** (Западно-Становая подзона) в объеме тунгирского метаморфогенного комплекса А.Ф. Озерским выделен карбонатный подкомплекс (бывшие тундакская и асынканская свиты), слагающий ядра купольных структур и содержащий линзующиеся прослои сильно скарнированных мраморов, среди которых при геологическом доизучении могут быть выявлены гранатовые скарны. Все они должны быть рассмотрены с позиций требований к камнесамоцветному сырью.

В ***Баргузинской зоне***, согласно сводке В.Ф. Рукавца и В.М. Лебедевой (1983 г.), в бассейне р. Аргада известно *Иликчинское проявление* исландского шпата и граната, связанного со скарнами, образовавшимися на контакте мраморов шаманской свиты протерозоя с гранитами и диоритами витимканского комплекса. В зоне скарнов присутствуют крупные кристаллы и гнезда граната, реже пироксена и эпидота, крупные скопления исландского шпата. На проявлении добывался исландский шпат, на ограночный гранат указаний нет. Тем не менее рассмотренный пример указывает на возможность нахождения граната для галтовки и кабошонов, а также коллекционного сырья. С учетом нахождения проявления в обжитом районе, целесообразна разборка отвала и коренной части его на коллекционный, кабошонный и галтовочный гранат. По данным А.Н. Булгатова, в верховьях р. Турокчи и междуречье Маректы и Муясына выявлено Турокчинское проявление гроссуляра, находящееся в пироксеново-скаполитово-гранатовых скарнах. Содержание граната достигает 15 %. Оценка качества гроссуляра не проводилась. Возможен материал для галтовки и кабошонирования. Н.И. Фомин и С.А. Гурулев в 1951—1955 гг. в Баргузинском хребте (водораздел р. Октоит и ключа Большой) среди кембрийских доломитов и известняков выявили зону дробления и скарнирования с гематитовой минерализацией. В скарновых залежах гематитовых руд присутствует темно-зеленый, реже розовый гранат с размерами кристаллов до 3—4 см. Гранатосодержащие скарны имеют форму залежи мощностью до 1,0 м при простирании 200—300 м. Судя по окраске и величине кристаллов, среди них могут быть кондиционные разности.

В ***Прибайкальской зоне*** гранатоносные скарны развиты в сланцах олокитской свиты и локализованы в полях развития гематитовых руд. Гранат — составная часть гранатово-актинолитовых метасоматитов, в которых образуются хорошо ограненные розовато-коричневые кристаллы до 3 см в поперечнике. Диопсидово-гранатовые скарны отмечаются, по сведениям В.Ф. Рукавца и В.М. Лебедевой (1983 г.), в верховье р. Средний Амнундакан на водоразделе его с руч. Олений. Зоны скарнирования находятся среди гранатово-кордиеритовых сланцев. Кристаллы граната имеют размеры 0,5—1,5 см, хорошо ограничены.

В ***Муйской зоне***, по данным В.Т. Григорова и П.М. Григоровой [1968], в чилигринской свите верхнего протерозоя в бассейнах рек Чаяндры, Куикты и руч. Нижний Орлов широко развиты известняки с мусковитом, биотитом (флогопитом? — *Г.Ю.*), гранатом. Наиболее интенсивно гранатообразование развито в кальцитовых известняках в зонах контактов их с гранитоидами

конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса. Специального изучения на возможность обнаружения ювелирного граната не проводилось. С известняками кедровской (самокутской), шаманской (булундинской) и усть-тулдунской свит в участках скарнирования могут быть обнаружены гранатовые скарны с разностями граната, соответствующими требованиям к камнесамоцветному сырью. По В.А. Кривенко, среди пород борсалинского метаморфического комплекса встречаются скарноиды (эвлизиты), содержащие в своем составе гранат.

В *Хэнтэй-Даурской зоне* в ксенолитах улелейской толщи, как установлено в 1973, 1984 гг. Н.П. Костяковым, в 1972, 1975, 1976 гг. В.Г. Борисовым, в 1979 г. В.Л. Яковлевым на северо-западном крыле Даурского свода закартированы амфиболово-биотитовые сланцы с линзами и горизонтами известняков в полях раннепалеозойских гранитоидов. В местах скарнирования возможно развитие гранатовых скарнов с кондиционным материалом.

В *Аргунской зоне* в полях развития урулюнгуевской (гнейсы, кристаллосланцы, мраморы субстрата гранитогнейсовых Урюмканского и Ишагинского куполов, а также западной части Борщовочного хребта), нортуйской и кактолгинской свит в зонах контактов с палеозойскими гранитоидами вероятны зоны гранатосодержащих метасоматитов и скарнов. Учитывая наличие линз мраморов в метаморфических породах, вмещающих борщовочные граниты и связанные с ними редкометалльные и миароловые пегматиты с драгоценными камнями, следует обратить пристальное внимание на те из них, которые контактируют с мраморами, с целью поисков ювелирных гранатов. При поисках зон скарнирования в этом районе следует иметь в виду, что всякие проявления с гранатами могут представлять практический интерес, так как, по нашим данным, гранат альмандин-спессартинового ряда из Киберевских пегматитовых жил содержит высокие концентрации иттрия, иттербия, лантана. Эта особенность представляется нормальной для условий залегания борщовочных гранитов и связанных с ними пегматитов, так как вмещающие их породы обогащены указанными элементами.

Среди желтовато-зеленых гроссуляров скарнов Быстринского поля (например, Малый Медный Чайник) также изредка встречаются кристаллы ювелирного качества. В Аргунской зоне гранатовые скарны наиболее широко развиты в породах быстринской свиты на контактах с палео- и мезозойскими гранитоидами. Скарны полиметаллических месторождений изучались С.С. Смирновым, К.С. Талдыкиной, В.В. Архангельской, М.З. Кантором и др. Скарновый процесс — один из пред- и синрудных на многих полиметаллических месторождениях Кличкинского узла (Савинское № 5 и Почекуевское), где гранатовые (иногда с аксинитом) скарны развиваются на контактах известняков с диоритами. Кроме того, гранатовые скарны известны на Благодатском, Октябрьском, Донинском и многих других месторождениях. Известны они также на Аркиинском олово-редкометалльном месторождении. При изучении этих месторождений не обращалось внимание на возможность находок ювелирного граната, а если в друзовых полостях они и обнаруживались, то либо не извлекались, либо попадали в частные коллекции. Гранатовые скарны развиты в бассейне Урюмкана на участках ниже устья Алентуя в известняках быстринской свиты на контактах с ундинскими гранитами.

Вероятно, при геологическом доизучении региона следут обратить внимание на возможность обнаружения кондиционного граната, имея в виду находки в подобных ситуациях, особенно при условии широкого развития слюд, высококачественных гроссуляров в Кении и Танзании.

Один из источников ювелирного и поделочного тонкозернистого гроссуляра и гидрогроссуляра — своеобразные апогипербазитовые и апокарбонатные гидротермально-метасоматические породы тремолитово-везувианово-гроссулярового состава. Они возникают в краевых частях существенно диопсидовых (с гранатом, амфиболом, хлоритом) зон в относительно малоглубинных апогипербазитовых метасоматитах либо входят в состав зональных или субмономинеральных гроссуляровых, гидрогроссуляровых, везувиановых жил, относящихся к родингитам. Возможно их образование и по карбонатным породам в зонах контактов с гранитоидами либо в участках переслаивания кальцитовых известняков и алюмосиликатных пород в зонах термального воздействия магматических тел.

В ***Восточно-Саянской области*** в Иркутно-Окинской структурно-формационной зоне в пределах Оспинско-Китойского гипербазитового массива, в истоках рек Саган Сайр и Змеевиковый среди серпентинитов ильчирского комплекса известны тела гранатово-диопсидово-хлоритовых и амфиболово-диопсидовых пород длиной до 17 м при мощности 1,8—3,5 м [Колесник, 1966, 1976]. Везувианово-, хлоритово-гроссуляровые породы слагают периферические части тел. Иногда тела гроссулярово-везувианового состава находятся в центральной части. Гроссуляр зеленый, светло-зеленый, мелкозернистый, хорошо полируется. Предполагается наличие демантоида. В этой же зоне на водоразделе истоков рек Горлык — Дабан — Жалгай и руч. Змеевиковый М.Ф. Шестопаловым описаны линзообразные ксенолиты метаморфических пород, залегающие в гипербазитах. Длина линз 120—150 м при мощности 60—70 м. Ядра линз сложены гроссулярово-диопсидовыми или гроссулярово-везувиановыми породами, реже гроссулярово-актинолитовыми. Вокруг них — оторочки опаловидного серпентинита, в которых присутствуют скопления мелкозернистого гроссуляра и крупных (3,5 × 2,5 см) кристаллов диопсида и гроссуляра, включающего диопсид. В серпентините нередки включения везувиана, иногда в виде хорошо образованных кристаллов. Гроссулярсодержащие породы монолитны, вязки, тверды и хорошо полируются. Подобные образования, в которых зеленый везувиан формирует нефритоподобные тонкозернистые агрегаты (идокразитит), просвечивающие на глубину до 0,5 см, известны, например, на Верхней Индигирке. Как и на Саган-Сайрском проявлении, где гроссуляр ассоциирует с нефритом, целесообразна оценка на демантоид в участках серпентинизации и отальковання.

Формация кристаллических сланцев и гнейсов

Рассматриваемая формация месторождений граната представляет собой основной источник альмандина и его наиболее ценной разности — родолита [Киевленко и др., 1982]. Обычные носители альмандина — двуслюдяные кварцево-полевошпатовые сланцы и гнейсы, содержащие альмандин, силлиманит либо дистен. Типичным представителем таких месторождений является Кительское на северном берегу Ладожского озера. Со-

держание граната составляет в среднем 2 %. При этом наибольшая концентрация его связана с сильноплойчатыми сланцами, богатыми силлиманитом и биотитом. Диаметр зерен альмандина достигает 70 мм, но крупные (> 8—10 мм) обычно замутнены и трещиноваты. По качеству выделяются кабошонный и ограночные сорта. Подобные месторождения известны в Индии (районы Хазарибаг, Аравелли, Кишенгарх и др.), в Шри-Ланка, в США (штаты Айдахо, Каролина), в Гренландии, Афганистане (Друмгальское пегматитовое поле) [Юргенсон, Савкевич, 1989] и других странах. Метаморфогенные месторождения граната являются основным источником россыпей. При этом большое значение имеют месторождения кор выветривания на сланцах.

В Забайкалье гранатовые сланцы и гнейсы распространены достаточно широко, но к настоящему времени промышленные месторождения не выявлены. Тем не менее о возможности их открытия в полях развития гранатово-ставролитовых сланцев в "Олекмо-Витимской системе золотых приисков", где встречаются кристаллы до дюйма (2,54 см), писал еще в 1910 г. известный исследователь Сибири П.Л. Драверт в статье "К вопросу о драгоценных камнях Якутской области", опубликованной в газете "Сибирская жизнь" (№ 77, с. 2). Гранатоносные толщи связаны с докембрийскими метаморфическими комплексами, выходящими на дневную поверхность в пределах региональных орогенных структур сиалической коры, обрамляющих крупные батолитоподобные гранитные тела. Они представлены главным образом двуслюдяными гнейсами и гранатово-дистеновыми и гранатово-силлиманитовыми слюдяными кристаллическими сланцами и реже гранатово-ставролитовыми сланцами и гранатовыми амфиболитами. Последние тяготеют к линзам амфиболитов в гнейсах и сланцах, гранатообразование (преимущественно альмандиново-спессартинового ряда) в которых связано со становлением среднеглубинных редкометалльных пегматитов и гипабиссальных штоков.

В ***Восточно-Саянской зоне*** гранатово-дистеновые сланцы развиты в основании и кровле иркутной свиты. Одна из минералогических находок граната в поле ее развития известна в правом борту долины руч. Барун-Богдашка. Мощность пластов 10—20 м, содержание альмандина достигает 20—50 %. Гранат красновато-коричневый, иногда темно-красный, среди кристаллов встречаются нетрещиноватые полупрозрачные индивиды.

Относительно широкое развитие гранатоносные гнейсы и сланцы имеют в ***Селенгино-Становой области.*** В частности, в Селенгинской подзоне, в полях развития битуджидинской толщи, на водоразделе рек Тальная и Бузиха Г.Е. Викуловым в 1961 г. при работах на алюминий выявлено пластообразное тело силлиманитово-гранатовых сланцев мощностью 10—12 м, протяженностью до 1 км. Содержание граната до 30 %.

В Хилок-Ингодинской подзоне в пределах Яблонового, Черского и Даурского хребтов, по данным И.Н. Фомина и В.И. Бурбы [1965], Е.И. Барабашева, Н.А. Трущевой [1963], Е.А. Белякова, Н.Н. Чабана [1963] и др., широко развиты докембрийские — нижнепалеозойские (?) гранатосодержащие сланцы и гнейсы, которые могут быть источниками гранатоносных россыпей. В частности, они известны во вмещающих породах Каменско-Черновского пегматитового поля в Яблоновом хребте, в Читино-Кондинском и Хилок-Ингодинском междуречьях. По Е.В. Барабашеву и Н.А. Труще-

вой [1963], гранатово-силлиманитовые гнейсы и сланцы развиты в виде различной величины ксенолитов в нижнепалеозойских гранитоидах в Оленгуй-Ингодинском междуречье. Интенсивность гранатообразования, сопровождающегося ставролитом, возрастает в зонах контактов с юрскими гранитоидами в купольных структурах. Гранатоносные останцы гнейсов, с которыми связаны известные россыпи с гранатом, распространены в бассейнах рек Чернушка, Маланга, Маэльта и др.

В северо-восточной части Селенгино-Становой области (Каларская и Западно-Становая подзоны) среди пород верхнеолекминского метаморфогенного комплекса в глиноземистом подкомплексе, сопоставимом с борсалинским комплексом, развиты охристо-бурые глиноземистые сланцы с биотитом, силлиманитом, гранатом, кордиеритом, с пачками и линзами гранатовых гнейсов. В участках, где они насыщены пегматоидным аляскитовым материалом и перекристаллизованы в крупнозернистые мигматиты с гранатом, могут быть россыпи, содержащие гранат альмандин-спессартинового ряда, аналогичные Чернушкинской, описанной ниже. Подобные образования Г.А. Шевчуком установлены в гнейсовом подкомплексе никитинского метаморфического комплекса [Геологическое строение..., 1997].

В Пришилкинской подзоне среди пород джорольского метаморфогенного комплекса архея в пределах Уктычинской глыбы, по Ю.Ф. Миснику и В.В. Шевчуку, известны прослои и линзы мраморов и биотитово-роговообманковых гнейсов с гранатом. Во внутреннем сегменте глыбы П.С. Шмарлиным и др. в 1964 г. отмечены биотитово-силлиманитово-гранатовые кристаллические сланцы.

В ***Баргузинской зоне*** гранатоносные кристаллические сланцы известны в няндонинской и других свитах котерской серии. В междуречье Баргузина и Донгодеи в гранатово-биотитовых сланцах альмандин темно-вишневого цвета отмечается в кристаллах до 1,5 см в диаметре. В бассейне верхнего течения р. Баргузин, включая левые притоки Ловоктон и Безымянный, по данным В.И. Беляевского (1992 г.), в гранатово-силлиманитово-биотитовых сланцах присутствует розовый, нередко малиновый прозрачный и полупрозрачный гранат, отнесенный к родолиту. Со сланцами связаны россыпи с родолитом, описанные ниже.

В ***Прибайкальской зоне*** гранатосодержащие сланцы и гнейсы распространены на больших площадях. По Л.Е. Иванову [1975], гранатово-биотитово-амфиболовые сланцы, гнейсы и амфиболиты закартированы в составе нюрундуканской свиты нижнего протерозоя. По р. Гасан-Дякиту [Геологическая карта..., 1971] развиты гранатово-актинолитово-биотитово-кварцевые сланцы; гранат представлен родолитом в кристаллах 3—4 см в диаметре; содержание достигает 5 %. К юго-западу П.Б. Дедюхиным в 1958—1960 гг. закартирована широкая полоса гранатово-дистеново-слюдистых сланцев в составе харгитуйской свиты нижнепротерозойского возраста в бассейнах рек Тыя, Нюрундукан, Горбылак, Гоуджекит и др. На водоразделе рек Тыя — Нюрундукан в гранатово-дистеново-слюдистых сланцах гранат образует кристаллы красновато-розового цвета до 1 см в диаметре; на *Тыйском проявлении* в полосе сланцев шириной до 1 км и длиной до 18,5 км изучавшиеся кристаллы граната трещиноваты, но обследованию подвергалась лишь их незначительная часть; по правому склону долины р. Гоуджекит пласты гра-

натоносных сланцев имеют протяженность 12 км при мощности 10—100 м и содержат до 10 % альмандина, качество которого не изучалось. На водоразделе рек Тыя и Гоуджекит, в поле распространения дистеновых сланцев и гнейсов соответственно харгитуйской и иликтинской свит П.Б. Дедюхиным выявлен участок Маректа, в пределах его развиты альмандиноносные сланцы, в которых альмандин присутствует в форме крупных порфиробласт. В долине р. Нюрундукан в кристаллических сланцах харгитуйской и очковых гнейсах унгдарской свит широко развит гранат альмандинового ряда. Диаметр кристаллов достигает 1 см, содержание граната — 20 %. Окраска красновато-розовая. На водоразделе рек Иманда и Гула сланцы унгдарской свиты на контакте с плагиогранитами муйского комплекса содержат до 20 % альмандина. По р. Бира в трех изолированных друг от друга (на расстоянии 1,5—2,5 км) пластах кристаллических сланцев мощностью 0,8—1,0 м, как следует из сводки В.Ф. Рукавца и В.М. Ладаевой (1983 г.), развиты гранатоносные тела длиной 15—20 м, содержащие 30—50 % граната. Кристаллы его легко отделяются от вмещающих минералов, хорошо огранены, темно-коричневого цвета. Диаметр их варьирует от 5 до 20 см, в среднем составляя 5—6 см. В верховьях руч. Севиликон в результате геолого-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 среди сланцев, гнейсов и амфиболитов харгитуйской свиты протерозоя выделяются горизонты мощностью 100—150 м при протяженности до 10 км и пласты мощностью 0,2—1,0 м дистеново-силлиманитово-гранатовых сланцев, содержащих от 8 до 60 % граната в виде рассеянной вкрапленности и линзообразных скоплений. Кристаллы вишнево-красного цвета имеют размеры 4—12 мм. На предмет ювелирного сырья гранаты не изучались.

Альмандиноносные кристаллические сланцы в виде трех согласных горизонтов протяженностью до 3,5 км, средней мощностью 50 м выделены в нижней части харгитуйской свиты в районе оз. Круглое. Содержание граната изменяется от 1 до 40 %. Альмандин имеет красно-бурый цвет и диаметр кристаллов 2,0—2,5 см. В процессе геолого-съемочных работ И.Н. Кузнецовым в 1966 г. подсчитаны прогнозные ресурсы технического граната в объеме 1 млн т. На участке следует провести ревизионное обследование на ювелирный гранат. На левом борту долины р. Горбылак в осевой части антиклинальной структуры среди гнейсово-сланцевой толщи харгитуйской свиты В.П. Сафроновым, А.И. Трепалиным при геолого-съемочных работах масштаба 1 : 50 000 в 1967—1968 гг. закартированы пласты гранатово-силлиманитово-дистеново-слюдистых сланцев мощностью 10—100 м при протяженности до 12 км, содержащие до 10 % граната.

Следовательно, область распространения пород харгитуйской свиты представляет собой один из наиболее перспективных районов на гранат формации высокоглиноземистых метаморфитов и прежде всего связанных с ними гранатосодержащих россыпей. Сами по себе вряд ли они могут представлять промышленный интерес, за исключением особо богатых, с сырьем высокого качества. Целесообразно оценить на россыпной гранат золотоносные россыпи с целью его попутного извлечения. Тем не менее ряд участков, несомненно, необходимо подвергнуть ревизии и оценке.

В ***Муйской зоне*** среди метаморфических образований талалинского комплекса нижнего протерозоя, как следует из материалов Ф.М. Ступака [Гео-

логическое строение..., 1997], развиты слюдистые, эпидотово-плагиоклазово-кварцевые сланцы, содержащие гранат. Возможны россыпи, связанные с разрушением этих пород.

В ***Кодаро-Удоканской зоне***, согласно данным Л.И. Салопа [1964], В.С. Федоровского и др. [1978] и др., мраморы, кварциты, кристаллические сланцы и гнейсы кодарской свиты содержат крупные порфиробласты кордиерита, граната, андалузита. Гранатово-кордиеритово-биотитовые сланцы известны также в разрезе усувкаунского метаморфического комплекса. Анализ "Металлогенической карты Кодаро-Удоканского прогиба и его обрамления масштаба 1:200 000" [Богданов и др., 1989] обнаруживает широкое развитие гранатосодержащих кристаллических сланцев и гнейсов в разрезах борсалинской (бассейны рек Сулумат, Нижний Сакукан, Калакан и др.), давачанской (бассейны рек Сукуканныр, Эбгах, нижнего течения Калакана, среднего течения Калара, нижнего течения Катугина, Южного Сакукана, нижнего течения Луча и др.) и олекминской свит. Особенностью граната в амфиболитах, гнейсах и сланцах Кодаро-Удоканской зоны является наличие в них прозрачных ярко-малиновых монообластей.

В ***Аргунской зоне***, по данным И.А. Томбасова, в низовьях р. Газимур широко распространены гранатово- и гиперстеново-гранатово-слюдяные кварцитосланцы общей мощностью 1800—2000 м. Гранат содержат и инъецирующие их граниты. С этими породами могут быть связаны гранатосодержащие россыпи.

Формация гранатоносных россыпей

Уже указывалось, что основное промышленное значение имеют россыпные и остаточные месторождения граната. Чаще всего гранат добывается в качестве попутного компонента, так как цены его на мировом рынке невысоки. Главные источники аллювиальных и морских россыпей — метаморфогенные месторождения, а остаточные и элювиальные россыпи связаны также и с пиропоносными эффузивами.

На территории Забайкалья промышленные россыпи граната не известны. В.И. Беляевским в 1992 г. описаны минералогические находки граната-родолита в аллювиальных отложениях в левых притоках рек Баргузин, Ловоктон и Безымянный. Зерна родолита величиной 2—7 мм яркой розовой, до пурпурной, окраски образуют незначительные концентрации (до 10 знаков в 1 м^3). Здесь же найден кристалл гессонита, медово-желтого цвета, размером 4 × 3 × 5 мм. Эти находки, не имея утилитарного значения, тем не менее свидетельствуют о возможности обнаружения промышленных концентраций россыпного граната в Баргузинской зоне.

В Хилок-Ингодинской подзоне ***Удино-Витимской зоны*** в связи с гнейсами и кристаллическими сланцами в процессе отработки золотоносной *Чернушкинской россыпи* геологами артели "Унда" выявлена ее обогащенность альмандином. Россыпь имеет длину около 1 км. Размеры лишенных трещин обломков граната варьируют от 1 до 10 мм (в среднем 3—6 мм). Цвет альмандина фиолетово-розовый. Зерна прозрачны при толщине 3—5 мм. Опытная галтовка пробы из 100 обломков граната, смешанных с аквамарином Шерловогорского месторождения, дала 67 галтованных камней удовлетворитель-

ного качества, практически бездефектных и пригодных для изготовления бус либо вставок в серьги. Размеры камней 3—8 мм, в среднем 4—6 мм. Содержание кондиционных обломков граната в россыпи не известно.

В аллювиальных отложениях Мензы и ее притоков, по ее левобережью, в местах развития гранатосодержащих пегматитов (Курепинский голец, реки Дончиха, Сестры, Кострючиха, район Игнатьевского (Водораздельного) поля и др.), постоянно встречаются альмандин и спессартин-альмандин в зернах 1—6 мм. Отмечались гранаты и в золотоносных россыпях прииска Дражный. Однако специального изучения гранатоносности указанных отложений не проводилось. Поэтому при изучении и отработке россыпей на золото, олово, тантал следует учитывать вероятную их гранатоносность с целью возможного попутного извлечения граната. Сказанное относится к бассейнам Катанцы, Куналея, Чикокона и других притоков р. Чикой.

В аллювиально-пролювиальных отложениях руч. Каменка и Черновка, дренирующих Каменско-Черновское пегматитовое поле, отмечаются ярко-красные альмандины в зернах 1—6 мм. Источниками граната здесь являются не только пегматиты, но и вмещающие их сланцы и гнейсы. Характерны гранаты для рыхлых отложений водотоков, дренирующих пегматиты Борщовочного кряжа, прежде всего рек Ургучан, Пешкова, Киберева (встречаются преимущественно спессартиновые разности), а также Кангинского и Шивкинского полей. Альмандиновые разности типичны для бериллсодержащих шерлово-мусковитово-микроклиновых пегматитов.

К числу элювиально-делювиальных или остаточных россыпей можно отнести проявления и находки пиропа, коренными источниками которых являются кайнозойские базальты с включениями глубинных пород. Они рассмотрены в параграфе 3.7.2. Фактический материал по распространенности граната на территории Забайкалья свидетельствует о возможности формирования россыпей, связанных с пегматитами, апокарбонатными и апобазитовыми метасоматитами и кристаллическими сланцами и гнейсами.

Сподумен

Ювелирные разновидности сподумена — относительно редко встречающиеся кунцит (розовый до фиолетового), гидденит (зеленый до изумрудно-зеленого) и трифан (бесцветный, соломенно-желтый до желтовато-зеленого). Они в ассоциации с клевеландитом, воробьевитом, поллуцитом, кварцем, лепидолитом находятся в миаролах в верхних частях тел сподуменовых пегматитов либо в их висячих боках и представляют собой продукты кристаллизации остаточных растворов-расплавов.

Окраска кунцита обусловлена примесями ионов Mn^{3+}, гидденита — ионов V^{3+}, а желтые оттенки — ионами железа. Особенностями кунцита и гидденита являются дихроизм и плеохроизм. Кунцит по Np (при рассматривании кристалла с торца) — темно-фиолетовый или темно-сиреневый, по Ng — бесцветный, а по Nm — фиолетовый или сиреневый. Гидденит по Np — изумрудно-зеленый, по Nm — голубовато-зеленый до аквамаринового, по Ng — бесцветный. Окраска кунцита нередко неустойчива, и бледноокрашенные кристаллы обесцвечиваются при длительном воздействии света.

Крупные месторождения ювелирного сподумена связывают с миароловыми микроклиново-альбитовыми пегматитами, в которых присутствуют кварцево-сподуменовые зоны, являющиеся аналогами кварцево-микроклиновых. Пегматитовые линзы с кунцитом обычно зональны. В блоковой кварцево-сподуменовой зоне крупные кристаллы породообразующего сподумена находятся в блоковом кварце, являясь по отношению к нему более ранними. Этот сподумен обычно серовато-зеленый, зеленовато-желтый, непрозрачный. Досчатые кристаллы его могут иметь гигантские размеры — до нескольких метров в длину. Кунцит в миароловых полостях образует досчатые, реже столбчатые кристаллы. Они могут быть продолжением породообразующего сподумена блоковой зоны либо новообразованиями, нарастающими на блоковый кварц и сподумен. На кристаллах кунцита нередки нарастания корок кристаллов светло-дымчатого кварца, клевеландита, поздних генераций бесцветного или бледноокрашенного водяно-прозрачного сподумена, воробьевита. В миароловых кунцитсодержащих пегматитах находятся также цветные ювелирные турмалины.

К числу наиболее крупных месторождений кунцита относятся пегматиты района Пала в округе Сан-Диего в Калифорнии, в штате Минас-Жерайс в бассейне р. Риу Доси (Бразилия), на Мадагаскаре, в Афганистане (пегматитовое поле Кулам) и др. В 1973—1975 гг. на месторождении Кулам было добыто 1200 кг кунцита, в районе Пала за 1904—1929 гг. — 600 кг кунцита на сумму 152 тыс. дол.

Несмотря на широкое развитие сподуменовых пегматитов в Забайкалье, месторождения кунцита не известны. В одном из крупнейших Завитинском пегматитовом поле сподуменовых пегматитов в Восточном Забайкалье отмечены лишь редкие находки дефектных кунцита и гидденита. Тем не менее нет оснований считать изучаемый регион бесперспективным на этот ювелирный камень.

В ***Восточно-Саянской зоне*** в бассейне Оки и Урика в ряду пегматитовых полей развиты редкометалльные сподуменовые бесполостные пегматиты. В *Урикском пегматитовом поле* известно 29 пегматитовых жил мощностью 1,5—50,0 м и протяженностью 170—1200 м, содержащих от 1 до 50 % сподумена. Сподумен, развивающийся в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом, бериллом, турмалином, распределен неравномерно в виде вкрапленности и гнездообразных скоплений (0,25—0,5 × 0,3—0,6 м). Размеры кристаллов широко варьируют от 0,5 × 0,5 × 1,0 до 4 × 8 × 30 см, реже до 1,5 м в длину и 35—40 см в поперечнике; цвет белый, серый с желтоватым и зеленоватым оттенком, голубовато-, яблочно-зеленый. Кристаллы часто раздроблены, перемяты. Прозрачных бездефектных индивидов не наблюдалось. Оценка на кунцит не проводилась, хотя находки его в зональных участках с раздувами и миаролами вполне вероятны. При отработке наиболее мощных и пологопадающих жил необходимо учитывать возможность обнаружения ювелирных разностей сподумена.

В поле распространения гранитоидов саянского комплекса известны Хэртэ-Жалгинское (правый борт долины р. Хэртэ-Жалга) и Зубкогонское (верховье долины р. Большой Зубкогон) поля редкометалльных пегматитов со сподуменом. Содержания сподумена в литиеносных пегматитах варьируют от 10 до 30 %. Пегматиты бесполостные, поэтому вероятность обнаружения ювелирных разностей сподумена невелика.

В ***Кодаро-Удоканской зоне*** в Олондинском прогибе в биотитово-амфиболовых сланцах борсалинской свиты закартированы послойные тела ортоамфиболитов, с которыми ассоциируют пегматитовые жилы микроклиново-альбитово-сподуменового состава [Глуховский, 1978]. Пегматиты изучались в 1971—1972 гг. на цезий и тантал И.Б. Орловым, Е.В. Субботиным и В.В. Архангельской. Ювелирные камни (цветные турмалины, берилл и сподумен) установлены в жилах № 3 и 57. Жилы зональны, наиболее развиты существенно альбитовые зоны. Сподумен образует досчатые кристаллы длиной до 5—15 см белого, зеленоватого, розового цвета. Интенсивность окраски слабая. Специализированных работ на ювелирный сподумен не проводилось. Жилы относятся к типичным бесполостным, перспективы которых невелики, хотя, как это имеет место на Канаканском месторождении в Афганистане, могут иметь промышленное значение в качестве комплексных на редкие металлы и драгоценные камни.

Литиеносные, сподуменовые в особенности, пегматиты локализуются в полях, где терригенные алюмосиликатные метаморфиты ассоциируют с амфиболитами различного генезиса. Как правило, литиеносные пегматиты одной из боковых пород имеют амфиболиты. Поэтому в тех пегматитовых полях, где развиты амфиболиты, следует искать сподуменовые пегматиты. Это относится к соответствующим участкам Борщовочного хребта, а также Яблонового, в частности в пределах Каменско-Черновского пегматитового поля, где именно в таких условиях известны лепидолитовые пегматиты, содержащие ювелирный воробьевит.

Андалузит

В ювелирном деле используются две разновидности андалузита. Наиболее важная — прозрачные, естественно ограненные кристаллы, из которых изготовляют граненые вставки. Вторая — "сигарообразные" (по выражению Дж. Синкенкеса) непрозрачные или просвечивающие кристаллы, нередко имеющие черные крестообразные включения углистого материала. В таком случае они называются хиастолитами. Цвет андалузита серо-розовый, серо-зеленый, розовый, коричневатый, оливково- до ярко-зеленого. Очень редко встречаются двуцветные или полихромные кристаллы. На мировой рынок поступают в основном бразильские андалузиты из россыпей. Добывается андалузит также из россыпей с драгоценными камнями в Шри-Ланке и Бирме. Хиастолиты относительно широко распространены в россыпях из контактовых зон андалузитовых сланцев и гранитов.

Андалузит является обычным породообразующим минералом слюдяных сланцев и гнейсов, возникающих в купольных структурах гипабиссальных гранитов; иногда образуется в приконтактовых зонах пегматитовых жил. Несмотря на широкую распространенность, андалузит редко образуется в кристаллах ювелирного качества. Некоторое исключение составляют хиастолиты, имеющие относительно более высокую частоту встречаемости. В отличие от дистена, являющегося триклинной модификацией минерала состава Al_2SiO_5, андалузит образует кристаллы с гранями ромбической призмы. Возникает андалузит в условиях сравнительно небольших давлений и высоких температур. Нередко он ассоциирует с кордиеритом, ставролитом. Андалузит —

типичный минерал метапелитов в условиях фации эпидотовых амфиболитов. Ювелирные его разности связаны с гранитными пегматитами и кварцевыми жилами в зонах развития контактового, реже регионального метаморфизма.

В Забайкалье ограночные разности андалузита не обнаружены, но в ряде мест для этого имеются предпосылки. Известно около десятка минералогических находок андалузита, которые могут представлять интерес для изучения.

В ***Восточно-Саянской зоне*** в бассейне рек Большой Ургэдэй и Малый Ургэдэй, среди биотитовых гнейсов протерозойского возраста кристаллы андалузита длиной 10—15 см обнаружены в зальбандах коротких кварцевых жил. А.А. Шафеев, детально изучавший в 1964—1967 гг. метаморфическую зональность Юго-Западного Прибайкалья и хр. Хамар-Дабан (между ядром Утуликского синклинория и Большим Саянским разломом), в направлении с юга на север выделяет пять метаморфических зон: граната, ставролита и андалузита, силлиманита, мигматизации, гиперстена [Добрецов и др., 1972]. Первые три могут представлять интерес с точки зрения поисков ювелирных разностей граната, ставролита, андалузита и силлиманита в участках контактового воздействия гранитоидов и связанных с ними пегматитов (рис. 22).

В ***Хэнтэй-Даурской зоне*** образование крупных кристаллов андалузита возможно в связи с прогрессивным метаморфизмом терригенных пород куналейской свиты, а также в контактовых зонах турмалиново-мусковитовых пегматитов, связанных с гранитами асакан-шумиловского комплекса. Широко развиты андалузитовые сланцы с кварцевыми жилами, содержащими андалузит, в верховьях р. Горначихи. Кристаллы андалузита розового цвета достигают 5 см в длину. Поля андалузитовых сланцев в связи с контактовыми воздействиями гранитов в бассейне р. Чикой описаны Н.П. Костяковым, а также А.Д. Канищевым, Е.Т. Бубновым и Д.Х. Мансуровым.

В ***Аргунской зоне*** также известны находки андалузита в связи с контактовым метаморфизмом метапелитов быркинской свиты. Андалузит представлен как собственно однородными его кристаллами (проявления Халтуйское, Старожила), так и кристаллами хиастолита (Богдатское, Халтуйское). В 1985 г. хиастолитовые сланцы были описаны А.Ф. Озерским и Е.Л. Винниченко в бассейне Урюмкана и Урова.

Халтуйское проявление андалузита. Проявление расположено в верховье левых притоков р. Урулюнгуй, Бырка и Алгача (Александрово-Заводский район). Изучалось в 1960 г. на высокоглиноземистое сырье Хен-Мон-Бланом. Зона развития андалузита-хиастолита связана с контактовым метаморфизмом нижнепермских песчаниково-глинистых пород под воздействием биотитовых гранитов и пегматитов кукульбейского комплекса. В результате метаморфизма образовались вторичные кварциты, андалузитовые сланцы и контактовые роговики. Продуктивный горизонт сложен андалузитовыми сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников и доломитовых мраморов. Мощность горизонта 300—600 м, по простиранию прослежен на 3 км при ширине полосы 0,5—2,0 км; общая площадь выхода около 5 км^2. В 1983 г. В.Н. Зиновьевым (ПГО "Читагеология") проявление обследовано с целью оценки на ювелирное сырье. После положительной оценки объект передан для изучения экспедиции "Байкалкварцсамоцветы". В 1987—1988 гг. Смоленским отрядом этой экспедиции (В.И. Беляевский, 1989 г.) проведены горно-опробовательские работы, канавами вскрыты две сближенные субпарал-

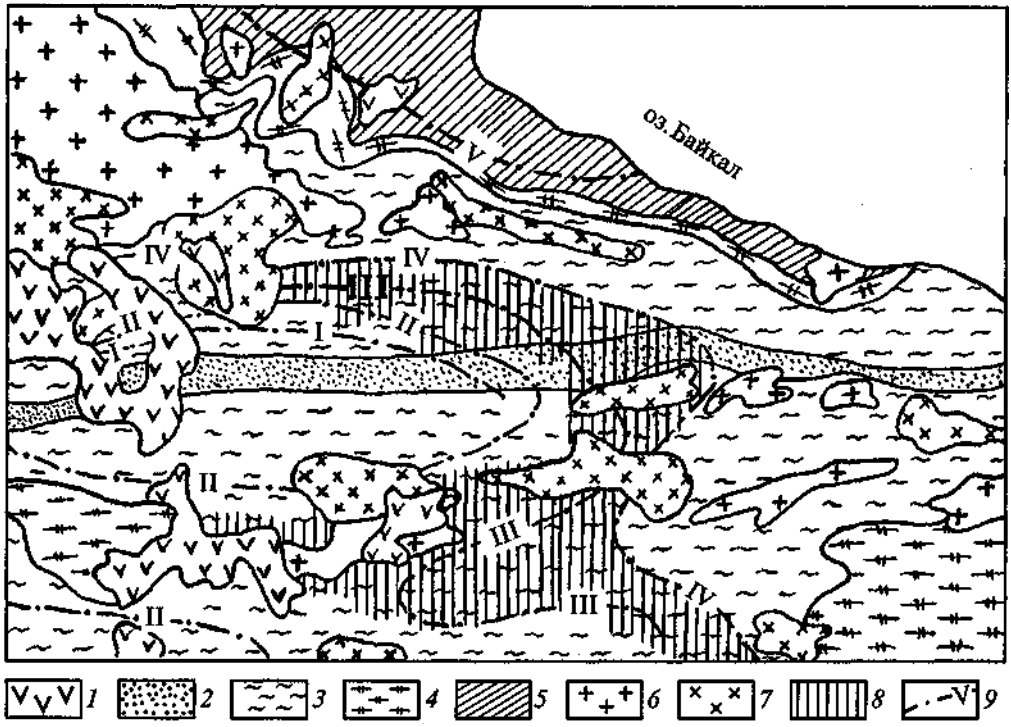


Рис. 22. Метаморфическая зональность Юго-Западного Прибайкалья (по А.А. Шафееву).

1 — неогеновые базальты; *2—5* — докембрийские образования: *2* — шубутуйская свита (филлиты, слюдисто-карбонатные сланцы, мраморы), *3* — корниловская и безымянская свиты (глиноземистые и биотитовые сланцы, мраморы), *4* — харагольская свита (известковистые гнейсы, мраморы и кальцифиры), *5* — перевальная и култукская свиты (мраморы, биотитово-гранатовые гнейсы); *6* — протерозойские гранитоиды; *7* — нижнепалеозойские гранитоиды; *8* — поля массового распространения пегматитов; *9* — изограды (I — граната, II — ставролита и андалузита, III — силлиманита, IV — калишпата в метапелитах, V — гиперстена).

лельные зоны с содержанием хиастолита-сырца в трех валовых пробах от 1,13 до 3,38 кг/т. Хиастолит был представлен в основном обломками кристаллов длиной 5—60 мм (в среднем 20—30 мм) и поперечным сечением со сторонами субквадрата 3—20 мм, реже от 5—8 до 10—14 мм. Хиастолит серый, розовый, голубой, иногда полихромный. Слабо просвечивает в тонких пластинках. В сечении, перпендикулярном оси *c*, наблюдается черный крест. Трещиноваты 60—70 % кристаллов. Выход сырца, пригодного для изготовления заготовок для кабошонов, 10—15 %. Выход заготовок из этого материала 65 %, а выход готовых кабошонов (из заготовок) 30—35 %. Выход готовой продукции (кабошон) составил 2,5—3,0 % от хиастолита-сырца.

Поверхность кабошонов зеркальная. Сырье пригодно как редкий коллекционный и поделочный камень для изготовления кабошонов и плоских таблитчатых вставок (фото 17). При площади прогноза 0,35 км на глубину 10 м, среднем содержании андалузита-сырца 2,26 кг/т, объемном весе 2,43 т/м^3 прогнозные ресурсы составляют 19 200 т. Содержание сортового камня 1,44 кг и/или 3,5 кг/м^3.

Исходя из значительных объемов минерализации и качества сырья, удовлетворяющего требованиям для изготовления товарных кабошонов и плоских таблитчатых вставок, Халтуйское проявление хиастолита рекомендуется для поисково-оценочных работ с опытной отработкой.

Аналогом *Халтуйского проявления* по качеству хиастолита может быть Богдатское, которое посещалось нами в 1961 г. Кристаллы имеют до 10 см в длину при 1—2 см в поперечнике и находятся в углистых сланцах в окрестностях одноименного оловянно-бериллиевого проявления. Хиастолит хорошо полируется и пригоден для изготовления кабошонов и плоских вставок розового и серо-розового цвета.

В целом Аргунская зона представляет собой один из перспективных регионов на ювелирный андалузит. Андалузит с дистеном, кордиеритом и гранатом широко развит в терригенных породах даурской и газимурской серий в участках их метаморфизма в условиях фации эпидотовых амфиболитов. Это же относится и к даурской серии нерасчлененной. Самые нижние горизонты даурской серии метаморфизованы гранитогнейсами урулюнгуевского комплекса с образованием пород, содержащих андалузит, кордиерит и гранат. Гранитогнейсы и метапороды даурской серии пересекаются дайками пегматитов, связанных с урулюнгуевским комплексом. В связи с ними в участках развития высокоглиноземистых метапелитов можно ожидать образование крупных кристаллов андалузита (в том числе хиастолита), кордиерита и граната. Крупнокристаллические образования андалузита, кордиерита и граната возможны в ксенолитах пород даурской серии, заключенных в позднерифейских ультраметаморфических гранитоидах, развитых в Нерчинском, Урюмканском, Газимурском хребтах, на северо-востоке Борщовочного хребта, в низовьях Урова в контурах полихронных гранитогнейсовых куполов, особенно в контактовых зонах с кварцевыми жилами и пегматитами. Наибольший интерес могут представлять места их взаимодействия с поздними гранитоидами.

В лубиинской свите борщовочной серии в обрамлении Аникинского плутона развиты глиноземисто-кварцевые сланцы, метаморфизованные в условиях фации эпидотовых амфиболитов [Геологическое строение..., 1997]. В участках контактового метаморфизма в них могут быть образованы крупные кристаллы андалузита и кордиерита. В юго-западном обрамлении Борщовочного хребта среди метаморфитов борщовочной серии развиты высокоглиноземистые сланцы (по Е.А. Белякову, С.П. Шубкину, 1991 г.). В результате их метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации в связи с воздействием Борщовочного плутона, особенно на контактах с мусковитовыми пегматитами, вполне могут образоваться зоны с крупными кристаллами андалузита, включая хиастолит. По аналогии с Богдатским проявлением андалузитовые (хиастолитовые) сланцы могут быть обнаружены в составе углисто-слюдистых сланцев богдатской и алтачинской свит аргунской серии в зонах контактового воздействия гранитоидов. Андалузитсодержащие сланцы с розовато-серыми кристаллами андалузита, достигающими 5—6 см, известны в зонах контактового метаморфизма нижнебыркинской подсвиты в районе с. Бырка (падь Сторожила).

В ***Селенгино-Становой зоне*** определенный интерес как возможный источник ювелирных андалузита и кордиерита может представлять малхан-

ский метаморфогенный комплекс, где развиты биотитовые, биотитово-роговообманковые плагиогнейсы, иногда содержащие гранат и кордиерит, а также глиноземистые сланцы и кварциты с андалузитом и силлиманитом. В связи с широким развитием пегматитов в полях малханского комплекса, а также купольных структур, обусловленных внедрением гранитоидов, в их контактовых зонах могут быть ювелирные андалузит и кордиерит в пределах Малханского, Заганского, Яблонового, Черского и других хребтов Западного и Центрального Забайкалья.

В ***Удино-Витимской и Хилок-Витимской*** **подзонах** в бассейне р. Каренга и в южной части Западно-Становой зоны, в бассейне рек Белый Урюм и Черный Урюм, в районе пос. Букачача, подобные образования с андалузитом могут быть в иргаинской свите. В отложениях тыпинской свиты известна Богоджейская находка андалузитовых сланцев, образующих пачки мощностью до 50 м, прослеживающиеся по простиранию на 500—3500 м. Андалузит отмечается в виде порфиробласт величиной до 5 см; как ювелирное сырье не оценивался. Среди пород этой же свиты в междуречье Витима и Нерчи, представляющих собой небольшие останцы кровли и тектонические блоки (50—120 км^2) в полях раннепалеозойских и более молодых гранитоидов, севернее Хулуглинской зоны разломов (реки Тыпа, Юмурчен, Укшакинда), известны пятнистые андалузитовые сланцы [Геологическое строение..., 1997].

В ***Кодаро-Удоканской зоне*** в борсалинском комплексе андалузитовые сланцы широко развиты. В пределах восточной части зоны (Удокано-Каларский прогиб, гольцы Бурпала, бассейн р. Калакан) С.П. Кориковским описана полоса прогрессивного метаморфизма шириной около 50 км [Добрецов и др., 1972]. В ней выделено пять сменяющихся зон метаморфизма (с СЗ на ЮВ): биотитовая (хлоритовая, по С.П. Кориковскому), гранатовая, андалузит-ставролитовая, андалузит-кордиеритовая и силлиманитовая (рис. 23). В указанном районе в отдельных местах встречаются крупные кристаллы граната, кордиерита, андалузита. Возможны находки их ювелирных разностей. Андалузит в ассоциации с кварцем, гранатом, мусковитом и биотитом, иногда ставролитом, известен в Итчилякской зоне [Кривенко, Пинаева, 1987]. В верховьях р. Олдонгдо столбчатые кристаллы розоватого андалузита длиной до 7 см и до 0,5 см в поперечнике описаны в мусковитово-андалузитово-турмалиновых пегматитах, находящихся в метаморфических породах икабийской свиты вблизи выхода мелкозернистых гранитов. Протяженность жил по простиранию достигает 20 м при мощности 5—10 м.

В ***Прибайкальской зоне*** в пределах Абчадской структуры перспективен на ювелирный андалузит водораздел рек Солоскит и Малый Акиткан, где на контактах бериллово-альбитово-микроклиновых пегматитов с диафторированными гнейсами в последних образуются крупные кристаллы прозрачного синего и голубого кордиерита (2—26 см по оси ***c*** и 1—3 см по осям ***a*** и ***b***), а также серовато-розовые до коричневого кристаллы андалузита (1—8 × 5—20 см). Кордиерит и андалузит пригодны для ювелирных работ. С ними ассоциирует аквамарин. Проявление перспективно на ограночное и коллекционное сырье. Рекомендуются поисково-оценочные работы. В хр. Унгдар (северный водораздел рек Аэлита и Мечта) в пределах Абчадской антиклинали известно пегматитовое проявление берилла *Мечта*. Вмещающие пегматиты диафторированные гнейсы рассечены кварцевыми жилами.

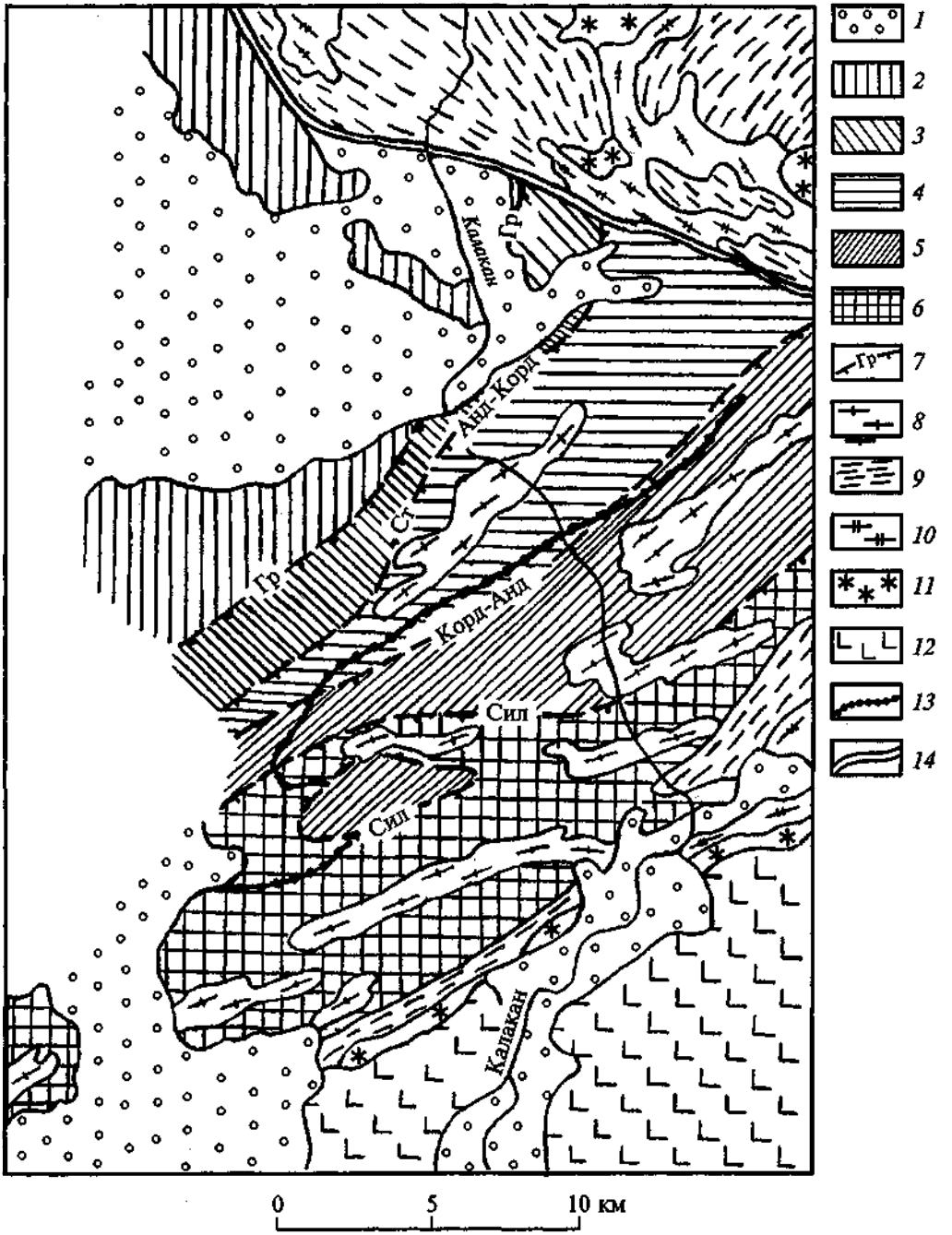


Рис. 23. Метаморфическая зональность района гольцов Бурпала (по С.П. Кориковскому).

1 — неметаморфизованные отложения; *2—6* — метаморфические зоны нижнепротерозойской удоканской серии: *2* — хлоритовая, *3* — гранатовая, *4* — ставролит-, *5* — кордиерит-андалузитовая (без ставролита), *6* — силлиманитовая; *7* — изограды, *8* — биотитовые гранитогнейсы, *9* — породы гранулитовой фации, неравномерно мигматизированные, *10* — биотит-гастингситовые и гастингситовые гранитогнейсы, *11* — чарнокиты, *12* — анортозиты и габбро, *13* — маркирующие горизонты амфиболитов и железистых кварцитов, *14* — важнейшие зоны разломов. Анд — андалузит, Гр — гранат, Корд — кордиерит, Сил — силлиманит, Ст — ставролит.

Диафториты и кварцевые жилы содержат кристаллы розового андалузита 1—2,5 см в поперечнике, а также васильково-синий кордиерит. Проявление перспективно на ювелирный и коллекционный андалузит и кордиерит. Территория обрамления Абчадского разлома представляется высокоперспективной на ювелирные андалузит и кордиерит в полях развития пегматитов и кварцевых жил в диафторированных гнейсах.

Оценивая территорию Забайкалья на андалузит и сопутствующий ему кордиерит ювелирного качества, можно сказать, что вероятность их находок, как уже указывалось, наиболее высока в местах развития мусковитсодержащих пегматитов среди высокоглиноземистых пород в купольных структурах, образованных вследствие внедрения тел гранитоидов на относительно небольших глубинах.

Группа горного хрусталя

Общие сведения

Кристаллосырье группы кварца издавна используется в различных областях человеческой деятельности в связи с тем, что кварц по сравнению с другими минералами значительно чаще образуется в виде совершенных кристаллов. Кристаллы кварца обладают широкой цветовой гаммой в сочетании с прозрачностью, сильным стеклянным блеском, достаточно высокой прочностью в комплексе с относительно хорошей технологичностью обработки, что в значительной мере и определило его популярность как ювелирного камня. Среди кристаллов кварца в зависимости от окраски принято выделять кварц бесцветный или собственно горный хрусталь; желтый различных оттенков цитрин, дымчатый (от серо-дымчатого до розовато- или сиреневато-дымчатого) или раухтопаз (термин устарел и его не рекомендуется использовать. — *Г.Ю.*), сиреневый до фиолетового и пурпурного аметист; розовый кварц двух видов — льдистый, матово-прозрачный из кварцевых ядер камерных пегматитов и светло-розовый в виде прозрачных кристаллов, образующихся на поздних стадиях формирования литиево-фосфатных пегматитов [Балицкий и др., 1996]. Кроме того, широко распространен черный непрозрачный кварц — морион. Природа окраски кварца относительно хорошо изучена. Все цветовые аналоги природных кристаллов кварца успешно выращиваются на специальных заводах. Сводка по природе окраски кристаллов кварца и условиям их образования дана в работах В.С. Балицкого, Е.Е. Лисицына [1981] и нами [Юргенсон, 1984] и представлена в табл. 25.

В связи с тем, что все цветовые разности кварца производятся в значительных объемах в России, Германии, Франции и США, цены на природные камни не высоки. Тем не менее, если природные камни точно диагностированы, они ценятся выше выращенных. Цены на ограненный цитрин составляют 1,0—10,0 дол. за карат, на дымчатый кварц — 0,25—2,00 дол. за карат. Аметист ценится значительно выше — 3—30 дол. за карат ограненного камня.

Забайкалье было одним из исторических центров добычи оптического и ювелирного кварца. Основные месторождения здесь связаны с камерными и миароловыми пегматитами Адун-Челона, Борщовочного кряжа и Мензин-

ской пегматитовой полосы. Но начиная с 50-х годов XX в. Забайкалье утрачивает свое былое значение в связи с открытием Полярно-Уральской хрусталеносной полосы, камерных пегматитов на Украине (Коростеньский гранитный массив), в Казахстане (Кент, Акджайляу и др.). Тем не менее, несмотря на истощение крупных камер ряда пегматитовых тел, перспективы для находок новых тел и новых камер и миарол в известных телах не исчерпаны. В целом же, по оценкам Е.Я. Киевленко [1980а], Н.И. Морозовой и др. [Методические указания..., вып. 21, 1979], месторождения горного хрусталя Забайкалья относятся к мелким. Но опыт изучения кварцевого кристаллосырья этих месторождений свидетельствует о высоком их качестве как ювелирного сырья, особенно это касается розово-дымчатых разновидностей.

Для территории Бурятии последняя сводка по кварцевому оптическому и ювелирному сырью была сделана В.Ф. Рукавцом и В.М. Ладаевой в 1983 г., составлена соответствующая карта масштаба 1 : 1 500 000. Авторами учтены все находки кристаллов кварца, могущие иметь поисковое значение. Общее их число — 93 точки. Нами учтен лишь 71 объект, имеющий какое-либо отношение к ювелирному или оптическому кварцу. Остальные объекты мы сочли незаслуживающими внимания с точки зрения пригодности в качестве возможных источников ювелирного сырья.

По территории Читинской области последняя специализированная на пьезооптический и ювелирный кварц сводка была составлена в 1954 г. А.М. Лейтесом. В целом по Забайкалью учтено 177 объектов; среди них в отдельную группу выделены аметист и аметистовидный кварц (36 объектов).

Формационная типизация объектов проведена с учетом методических указаний [Методические указания..., вып. 21, 1979]. Выделены формации гранитных пегматитов, апогранитных грейзенов (или миароловых гранитов), безрудных кварцевых жил, рудоносных кварцевых жил, миндалекаменных эффузивов, россыпей.

Аметист

На изучаемой территории не известно ни одного собственно аметистового месторождения. Весь небольшой объем добытых камней был попутно извлечен из пегматитов Киберевских Копей, Анги, Мулиной Горы. Тем не менее находки аметиста и аметистовидного кварца нередки: зафиксировано 36 находок и проявлений этого ценного самоцвета.

Некоторые особенности генезиса и формационная типизация

При оценке на аметист пегматитов следует иметь в виду, что аметистовая минерализация типична для тех из них, где развито позднее кварцеобразование с условиями, способствующими вхождению в кварц Fe^{3+} и Li в качестве компенсатора, а также возможности последующего облучения в недрах, так как само по себе вхождение Fe^{3+} и Li в структуру кварца без последующего облучения аметистовой окраски не дает.

Известно, что аметисты образуются в завершающую стадию гидротермального процесса при относительно низких (менее 200 °С) температурах и давлениях из силико-карбонатных водных растворов, обогащенных желе-

Природа окраски и условия образования природных разновидностей кварца

Разновидность	Окраска	Изоморфное замещение	Компенсатор заряда
Горный хрусталь	Отсутствует	Нет $Si^{4+} \leftarrow Al^{3+}$	Нет H^+
Дымчатый кварц	От бледно- до темно-коричневой, розово-, сиренево-дымчатая	$Si^{4+} \leftarrow Al^{3+}$, (Fe^{3+})	Na^+, Li^+
Аметист	От бледно- до темно-фиолетовой, сиреневая	$Si^{4+} \leftarrow Fe^{3+}$	Li^+
Цитрин	От светло- до золотисто-желтой Зеленовато-оранжево-желтая	$Si^{4+} \leftarrow Fe^{3+}$ $Si^{4+} \leftarrow Al^{3+}$	— Li^+ и H^+
Морион	Черная	Лишь частично $Si^{4+} \leftarrow Al^{3+}$	Na^+, Li^+
Розовый кварц	От бледно- до ярко-розовой, иногда полупрозрачный, прозрачный Об бледно- до ярко-розовой, прозрачный Светло-розовая	— $Si^{4+} \leftarrow Ti^{3+}$ и Fe^{3+} $2Si^{4+} \leftarrow P^{5+} + Al^{3+}$	— Na^+, Li^+ или H^+ —
Зеленый кварц	Светло-зеленая	—	—
Коричневый, бурый кварц	Коричневая, бурая, светло-голубая	—	—
Голубой кварц	Светло-голубая, полупрозрачный Голубая, сине-голубая, прозрачный	— —	— —

зом, литием, калием, имеющих pH не выше 6, с высокой активностью ионов железа. Этот процесс на практике выражается в широком развитии железистых карбонатов. Миндалины с аметистом, как правило, находятся в базальтах или андезитобазальтах, претерпевших интенсивное изменение, фиксирующееся обильным образованием железистых гидрослюд, ферригаллуазита и ферримонтмориллонита. Вмещающие породы разрыхлены, интенсивно обохрены и имеют рыжевато-бурую окраску. Как правило, это верхние части лавовых покровов. Лучшие аметисты образуются в минерализованных трещинах в кварцево-хлоритовых и кварцево-слюдистых сланцах, гранитоидах, обогащенных железом в подвижных формах. В них аметист ассоциирует с горным хрусталем, кальцитом, гематитом, анкеритом, сидеритом. Как и вся группа горного хрусталя, аметист образуется в достаточно широком диапазоне условий и процессов.

Таблица 25

(с учетом данных В.С. Балицкого и др. [1996; Балицкий, Лисицына, 1981])

Центр окраски	Влияние облучения	Условия образования
Нет »	Нет »	Широкий диапазон условий » » »
Парамагнитный AlO_4^{5-} или сочетание AlO_4^{5-} и FeO_4^{5-}	Усиливает интенсивность окраски	Широкий диапазон температур и давлений, pH > 7
Парамагнитный дырочный центр FeO_4^{5-}	Окраска возникает только при облучении	Близнейтральная среда, относительно низкие температуры и давления
То же AlO_4^{5-}	Усиливает интенсивность окраски Возникает только при облучении	Заключительные стадии кристаллизации В широком температурном диапазоне, pH > 7
Комбинация непримесных электронно-дырочных центров за счет вакансий кислорода или кремния и обычных центров дымчатой окраски	Усиливает интенсивность окраски	При высоких температурах в условиях дефицита кремния либо кислорода и недостатка алюминия, способного войти в структуру
За счет тонких игл рутила и дюмортьерита AlO_4^{5-} и $Fe^{3+}O_4^{5-}$ —	— — —	В магматическом и метаморфическом процессах 600—700 °С, 150—200 МПа в пегматитах Заключительные стадии образования Li—P-пегматитов, 220—300 °С, 10—30 МПа
За счет разрушения аметистовых центров	Возникает зеленая окраска — при облучении ультрафиолетом аметистов	При выцветании аметистов
За счет неструктурных примесей $Fe(OH)_3$	—	Избыток железа, высокие температуры; в камерных пегматитах
За счет тонких примесей игольчатого рутила За счет неструктурной примеси кобальтового стекла	— —	В магматическом и метаморфическом процессах высоких температур и давлений

Выделяются следующие формационные типы: 1) гранитных пегматитов с подтипами камерных (миароловых — камерных, по Е.Я. Киевленко и др. [1982]) и миароловых (миароловых — занорышевых, по Е.Я. Киевленко, Н.Н. Сенкевич [1983]); 2) безрудных кварцевых жил с выделением собственно хрусталеносных жил в метаморфических породах зеленосланцевой фации и минерализованных трещин в гранитоидах; 3) рудоносных кварцевых жил (малоглубинных золотосеребряной, золотополиметаллической и кварцево-флюоритовой формаций и формации железорудных метасоматитов); 4) вулканогенно-гидротермальный (миндалекаменных эффузивов); 5) экзогенный (россыпей).

Как особый вид аметистового сырья выделяют аметистовые щетки и аметистовидный кварц, которые могут присутствовать в месторождениях всех формаций.

Формация гранитных пегматитов. В ***Аргунской зоне*** аметист известен в пегматитах Борщовочного плутона (Киберева Гора, Буторихинское поле), где он добывался попутно в прошлом веке, Цаган-Олуевского массива (Белетуевские жилы, Яма Сабанцева).

В ***Хэнтэй-Даурской*** **зоне** в ассоциации с дымчатым кварцем аметист добывался в *Ангинских камерных пегматитах*, связанных с асакан-шумиловскими гранитами. Описание его дано в разделе о горном хрустале.

В западной части ***Селенгино-Становой зоны*** в Малханском пегматитовом поле (см. рис. 9), связанном с гранитами харалгинского комплекса, образующими Орешный и Большереченский массивы, на его восточной окраине известны жилы с аметистом. Проявления аметиста на участках Зимовейный и Скакунья открыты Чикойской ПРП экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" в 1985—1987 гг. Жилы участка Скакунья находятся в зоне экзоконтакта ранней фазы харалгинского комплекса, представленной биотитовыми порфировидными среднезернистыми, реже крупнозернистыми массивными, иногда гнейсовидными гранитами. На Зимовейном участке жилы с аметистом находятся в лейкократовой разности этих же гранитов. Пегматиты существенно микроклиновые, в отличие от олигоклазово-микроклиновых, продуктивных на цветной турмалин.

В ***Хамар-Дабанской зоне*** в граносиенитах протерозойского возраста известно Ключевское проявление шлировых и мелкокамерных пегматитов с полостями 10 × 10 × 20 см, иногда 30 × 35 × 60 см, содержащими друзы дымчатого кварца, ассоциирующего с аметистом, головки которого окрашены в бледно- до темно-фиолетового цвет. Кристаллы трещиноваты, покрыты корочкой халцедона, короткостолбчатые, величиной 1,0—3,5 см по оси ***a*** и 2,0—4,5 см по оси ***c***. Перспективы объекта не ясны, но вероятность находок полостей с кристаллами без позднего халцедона реальна. Это проявление отнесено к пегматитовому типу с неопределенной долей условности, так как оно имеет признаки и безрудных кварцевых жил, и минерализованных зон.

В ***Баргузинской зоне*** в бассейне р. Уро, в пределах *Уринского пегматитового поля*, связанного с витимканскими гранитами, широко развиты миароловые пегматиты (участок Гари). Аметист совместно с кристаллами других разновидностей кварца (горный хрусталь, дымчатый кварц, морион) встречается в занорышах размерами от 10 × 15 см до 1 × 1,5 м. Он образует как самостоятельные кристаллы 0,5—1,0 см по оси ***a*** и 2,0—2,5 см по оси ***c***, так и скипетровидные наросты на дымчатом кварце. Окраска — от бледно-сиреневой до густо-фиолетовой. О пригодности их для фасетной огранки сведений нет. Из девяти изученных В.И. Беляевским в 1992 г. кристаллов дымчатого кварца два имели бездефектные области I сорта для фасетной огранки; в части кристаллов отмечаются тонкоигольчатые включения шерла, создающие эффект "волосатиков" и обеспечивающие высокую декоративность при изготовлении кабошонов. Присутствует и розовый кварц. Наряду с кварцем практический интерес представляет и салатно-зеленый амазонит с крупной (до 30 см) блочностью.

Формация безрудных кварцевых жил представлена девятью объектами. Все они относятся к категории минералогических находок. Объекты с аме-

тистом, находящиеся в южной части Восточного Забайкалья, локализованы либо в гранитоидах кыринского комплекса (Онкоекское, Верхнеонкоекское, Нижнеонкоекское, Шугутуйское и Хапчерангинское), либо в осадочно-вулканогенных толщах юрского возраста (Тарбальджейское и Хадабулакское), либо в верхнепермских песчано-сланцевых толщах (Курултыкенское). Везде аметист или аметистовидный кварц находится в секущих трещинах, оперяющих относительно крупные тектонические структуры.

Нами посещены Онкоекское и *Хадабулакское проявления.* Последнее находится в Борзинском районе в 30 км к СВ от ж.-д. станции Борзя, в окрестностях с. Хадабулак. Открыто одним из местных жителей. Ю.И. Тулугуровым в 1975 г. в процессе проверки этой заявки установлено широкое развитие брекчирования и аргиллизации порфиритов. В отвалах старательских работ обнаружены обломки слабоокрашенного аметиста, молочного и розового кварца, синеватого халцедоновидного кварца, хорошо образованные кристаллы кварца, иногда аметистовидного, что указывает на наличие полостей с кристаллами. Участок рекомендован для проведения поисково-оценочных работ на камнесамоцветное сырье М.Г. Кычакевым в 1993 г.

Бургусутайское проявление аметиста и аметистовых щеток относится к формации безрудных жил, спецификой которых является локализация в верхнеюрских—нижнемеловых андезитобазальтах вне видимой связи с процессом заполнения миндалин. Проявление открыто автором при участии Т.Н. Юргенсон в 1992 г. в придорожном карьере на водоразделе падей Бургусутай и Бейлесутай в западном борту Тургино-Харанорской приразломной впадины (рис. 24) в 7 км южнее пос. Шерловая Гора. Оно представлено зоной тонких (2—7 см) крутопадающих ветвящихся кварцевых жил субмеридионального простирания. Строение жил зональное. Приконтактовые части сложены тонкозернистым тонкополосчатым, иногда халцедоновидным, кварцем, осевые части — шестоватым кварцем, часто представленным аметистом. По простиранию жилы прослежены на 6 м. Кристаллы имеют размеры 3—6 мм в длину, 2—4 мм в поперечнике. Цвет сиреневый до фиолетового. Сырье может быть отнесено к III сорту аметистовых щеток и коллекционному. На известном месторождении аметистовых щеток Мыс Корабль (Карелия), где отдельные щетки достигают 2 дм^2 [Киевленко и др., 1987], запасы измеряются в квадратных дециметрах площади. При предполагаемой длине жил до 50 м, глубине их распространения 10 м и выходе сырца 60 %, а сортового материала — 20 %, для трех жил прогнозные ресурсы категории P_2 по состоянию на 01.01.98 учтены в количестве 72 000 дм^2 сырых аместитовых щеток при выходе сортового материала 20 %.

Бургусутайское проявление представляется одним из фрагментов зоны окварцевания, проявления которой отмечал в 1829 г. А. Таскин при описании "долины Онон-Борзинской". Он обращал внимание на "...кварц белого и луково-зеленого цвета, похожий на праз (празем. — *Г. Ю.*), он образует незначительные прожилки, пересекающие породу по разным направлениям, особливо по долине Ариден-Кондую, или просто Ариде; но прожилки кварца зеленоцветного чаще всего встречаются при вершине долины Харгуйтуя, например в утесе Алтан-эмян и близ онаго" [Таскин, 1829]. Встречается он и "мелкими кристалликами, сидящими в пустотах" в сланце. Зеленую окраску при выветривании приобретает, как известно [Юргенсон,

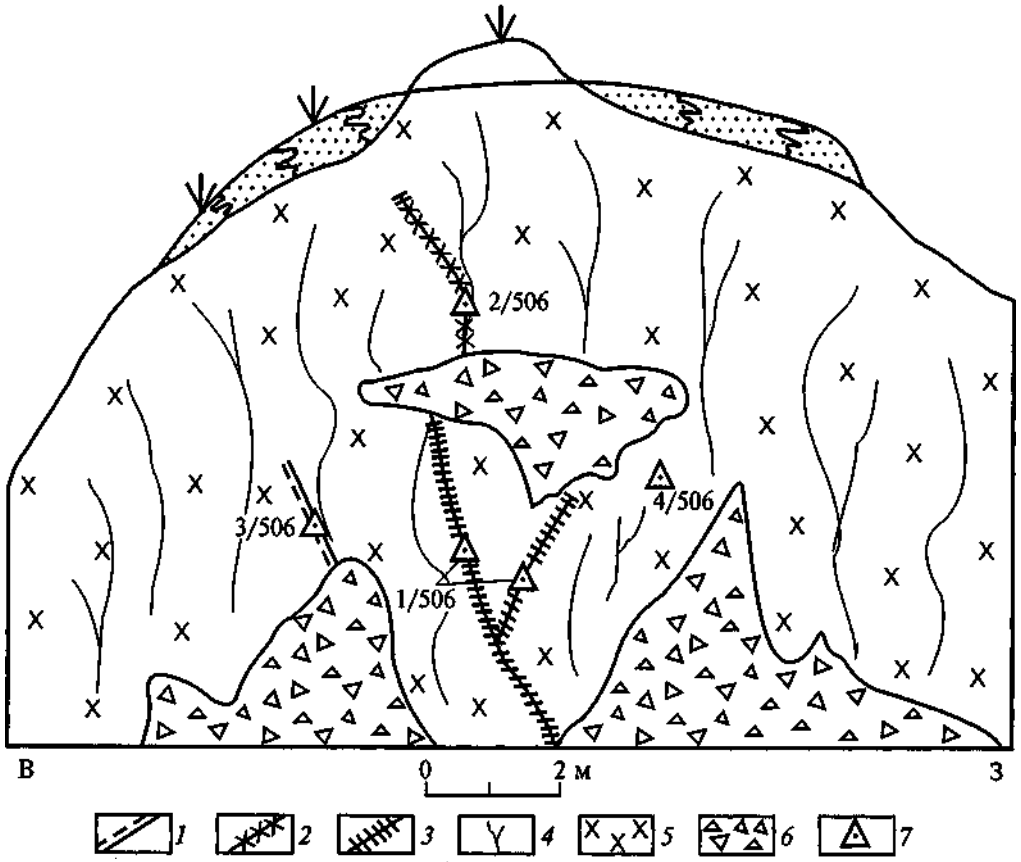


Рис. 24. Схема геологического строения Бургусутайского проявления аметистовидного кварца.

1 — трещины с гидроксидами железа; *2* — жила с аметистом; *3* — жилы халцедоновидного кварца; *4* — трещины; *5* — микродиорит; *6* — осыпь; *7* — место взятия образца и его номер.

1980], только аметист или аметистовидный кварц. Если учесть, что аметист развит в эффузивах по Бургусутаю (водораздел падей Бургусутай и Бейлесутай, входящих в ту же структуру, что и Ариден-Кондуй), то можно предположить продолжение Бургусутайской аметистоносной зоны на юг, в долину Кондуя, Харгайтуя.

Среди объектов рассматриваемой формации наиболее интересным представляется Тошальгольская группа проявлений аметиста в ***Прибайкальской зоне*** в гранитах витимканского комплекса в пределах полей развития оперяющих трещин Тошальгольского разлома. Здесь в брекчированных окварцованных гранитах в 1970—1971 гг. П.Ф. Зайцевым, В.Н. Бабанским и др. в верховьях р. Тошальго выявлены участки с густой сетью прожилков мощностью 8—10 см. Их плотность на 1 м^2 достигает 4—12 штук. Участки окварцевания имеют площади 70 × 200 — 300 м, а также 40 × 300 и 140 × 180 м. В раздувах прожилков развиты полости с размерами до 20 × 60 см, выполненные отдельными кристаллами, друзовыми сростками аметиста и дымчатого кварца. Аметист образует кристаллы от светло- до темно-фиолетового цве-

та, полупрозрачные, трещиноватые, в поперечнике 3—4 см (иногда до 6 см) и 3,5—6,0 см в длину, с преимущественным развитием граней ромбоэдра. Кристаллы дымчатого цвета имеют меньшие размеры.

Формация миндалекаменных эффузивов. К ней отнесено 17 объектов, связанных с позднемезозойским вулканизмом, широко представленным в бортах депрессий, трассирующих шовные зоны глубинного заложения, имеющие северо-восточное простирание. Основная масса проявлений аметистовой минерализации локализована в базальтах и андезитобазальтах верхних частей вулканических покровов вблизи от жерл и характеризует жерловую фацию с широко развитой гидротермальной деятельностью. Характерно, что покровы пузыристых базальтовых лав, извергавшихся на сушу (например, в долинах р. Джиды на юге Бурятии, Джилинды в Привитимье, на Удоканском лавовом плато), не содержат миндалин с агатом и кристаллами кварца, включая и аметист. Это свидетельствует, вероятно, о том, что застывание лав, содержащих миндалины, происходило в субаквальных условиях.

Практически повсеместно миндалекаменные базальты наряду с агатом, халцедоном, горным хрусталем и дымчатым кварцем содержат и аметист. Последний в большинстве случаев развит значительно менее интенсивно, чем остальные разновидности кварца. Для образования аметиста необходимо наличие некоагулирующей примеси трехвалентного железа в порции водосиликатного раствора-расплава, впрыснутой в полость, оставшуюся после дегазации пузырчатых лав. Миндалины, содержащие кристаллы кварца, отличаются относительной тонкостью халцедоновидной корки, коричневым цветом вмещающей массы базальта или андезитобазальта, как правило, рыхлой за счет растворения железистых силикатов и стекол, а также присутствием сине- или голубовато-зеленого селадонита. При этом концентрация трехвалентного железа должна быть невысокой. Это необходимо для того, чтобы оно не давало собственной минеральной фазы и накапливалось в растворе по мере кристаллизации основной части кремнезема. Для этого необходимо присутствие либо карбонат-иона, либо фтора для слабого подкисления раствора, так как железо входит в кварц преимущественно при pH менее 7, но не более 6.

Исходя из сказанного, поисковыми признаками аметистсодержащих миндалин являются: 1) обохренность вмещающих эффузивов, 2) наличие в них миндалин и прожилков карбоната, 3) преимущественное развитие тонкостенных миндалин, 4) наличие тонких прожилков аметистовидного кварца либо трещин, выполненных щетками аметиста.

Наиболее яркими примерами таких аметистоносных миндалекаменных эффузивов являются трапповые покровы в Бразилии и Уругвае в бассейне р. Параны. Здесь скопления кристаллов локализованы в верхних частях лавовых потоков, сложенных миндалекаменными витробазальтами (мандельштейнами). Повсеместно витробазальты аргиллизированы. Именно к этому типу относятся знаменитые месторождения Риу-Гранди-ду-Сул (Бразилия), Артигас, Такуарембо, Сальто и Пайсанду (Уругвай). Месторождения Армении и Мулина Гора в Забайкалье также относятся к этому типу. Однако указанные признаки аметистоносности характерны для аргиллизированных андезито- и трахибазальтов, имеющих относительно крупные миндалины, в

которых возможны находки кристаллов аметиста, содержащих монообласти для фасетной огранки, кабошонирования или галтовки. Такие миндалекаменные эффузивы изливались, возможно, как следует из материалов Ф.М. Ступака (1995 г.), в подводных озерных условиях.

Иной облик имеют аметистоносные базальты ичетуйской свиты в пределах Джидинской зоны (данные В.И. Беляевского и др., 1989 г.). Они содержат большое число относительно небольших плотных миндалин, сложенных дымчатым и аметистовидным кварцем. Основная масса черного базальта очень слабо изменена, и вся порода представляет собой довольно крепкий агрегат, пригодный для использования в качестве своеобразного декоративно-поделочного материала. В участках развития крупных (до 10 см) миндалин все признаки миндалекаменных аметистоносных мандельштейнов аналогичны описанным выше. В 1981 г. Е.Е. Зеленским и др. в левобережье р. Армак среди базальтов ичетуйской свиты закартированы аметистоносные миндалекаменные трахибазальты. Размеры кристаллов аметиста 1—10 мм в поперечнике. В 1986—1989 гг. В.И. Беляевским и др. на проявлении проведены прогнозно-поисковые работы. Особенности аметистовой минерализации позволили автору отнести ее к наиболее перспективному генетическому типу, связанному с эффузивными породами основного состава, подобно известным месторождениям в Бразилии, Уругвае и Австралии. В качестве перспективных В.И. Беляевским названы Алцакская и Санигинская площади.

Аметистоносность подобных эффузивов установлена нами и в верхнем течении р. Торей, левого притока р. Джиды. Число миндалин на 1 м^2 5—20 штук, размеры 1—10 см, головки аметиста 0,3—0,6 × 0,2—0,3 см.

В пределах *Хэнтэй-Даурской зоны*, в Алтан-Кыринской депрессии, в левобережье Онон широко развиты эффузивы среднего и основного состава верхнеюрского возраста, среди которых известны многочисленные проявления миндалекаменных базальтов и андезитобазальтов, с которыми связаны коренные, элювиально-делювиальные, пролювиально-коллювиальные россыпи миндалин халцедонового состава, содержащих жеоды с аметистом. К ним относится Переднеалтанское проявление миндалекаменных оливиновых базальтов, содержащих трубообразные полости с кристаллами кварца, редко имеющими аметистовые головки. Аметист известен также на *Шивычинском проявлении* агата и в приустьевой части р. Дальние Шивычи, где он изредка встречается в миндалинах и прожилках. Миндалины с аметистом обнаружены в 1974 г. Б.Г. Елдаковым и А.С. Виноградовым в приустьевой части р. Долонго, в междуречье Былыры и Тырина в базальтах джаргалантуйской свиты; диаметр миндалин достигает 10 см, кристаллы аметиста — 1 см. Оценка на ювелирное сырье не проводилась. Объект заслуживает дальнейшего изучения.

В пределах Курулга-Джаргалантуйской агатоносной площади аметист и аметистовидный кварц обнаружены нами на водоразделе падей Джаргалантуй и Анкаикта. Здесь коренные выходы базальтов с миндалинами, заключающими мелкие кристаллы аметиста, прослеживаются в полосе 1—1,2 км в субмеридиональном направлении. Миндалины с аметистом встречаются также и в россыпях в полосе СВ простирания шириной 0,5—0,7 км. Размеры миндалин 0,5—10 см, кристаллов аметиста — 0,2—1,0 см.

В *Агинской зоне* аметистовидный кварц известен в жеодах базальтов бырцинской свиты (падь Гашун), а также в открытом М.Г. Юргенсон *проявлении Марьино* в вулканических постройках в бассейне р. Хойто-Ага. Здесь на водоразделе ручьев Сахюрта и Хобдори в меловых миндалекаменных базальтах обнаружены миндалины (1—15 см), содержащие аметистовидный кварц в виде кристаллов 1—15 мм. Кроме того, найдены щетки и корки аметистовидного кварца, имеющие площадь до 5 × 6 × 6 — 5 × 6 × 8 см. Кристаллы бледно-сиреневой окраски, длина достигает 10 мм. Среди миндалекаменных базальтов Дурулгуевской впадины, в западных окрестностях оз. Цаган-Нур, в интенсивно обохренных их разностях встречаются зоны, обогащенные относительно крупными миндалинами (до 15 см по длинной оси), часто уплощенными, содержащими аметист и аметистовидный кварц. Аметистовые головки кристаллов достигают 0,5 см. Целесообразно провести поисково-оценочные работы для определения ценности сырья, площади распространения и закономерностей размещения миндалин с аметистом.

В *Аргунской зоне* аметистоносность юрских и меловых базальтов известна с XVIII в., но основные разработки их на аметист начались после открытия жеод с ним на *Мулиной Горе*. Мулина Гора, находящаяся в 1,5—2,5 км к западу от с. Мулино, представляет собой асимметричную возвышенность с отметкой 760,8 м, круто обрывающуюся к р. Калдыгатуй, огибающей ее с юга. Месторождение изучалось автором в 1991—1992 гг. Площадь месторождения сложена верхнеюрскими миндалекаменными базальтами и андезитобазальтами шадоронской серии. В краевой части покрова, обнаженного в обрывах долины реки, выходят интенсивно обохренные рыхлые пузырчатые и шаровые лавы; миндалинами заполнена лишь незначительная часть пузырей-пустот. Концентрация миндалин подчиняется положению линейных зон. В них же, по данным В. Титова [1855], "...шары, наполненные аметистами, идут в одной только выработке, как бы узким штоком". Коренные обнажения, частью представляющие собой следствие старинных "работ", длиной 18—30 м, прослеживаются на 1,5 км. Мощность миндалекаменного горизонта 2,5—3,0 м. Вероятно, он не единственный, так как на всхолмленном пологом склоне горы, на пашнях, встречаются участки элювиально-делювиальных россыпей агат-халцедоновых миндалин площадью 5 × 20 м и более до 30 × 60 м. Размеры миндалин от 1 до 25 см. В настоящее время крупные миндалины (до 10—12 см) встречаются редко. Они сложены в основном серым, голубовато-серым халцедоном.

Особенность миндалин Мулиной Горы — наличие в них кристаллов горного хрусталя, реже аметиста (фото 18). Содержание миндалин с аметистом не более 10 %. Диаметр шарообразных миндалин с аметистом достигает 20 см. Последний обычно окрашен в бледно- или светло-сиреневый цвет. Кристаллы густой окраски редки. Длина их 10 см, но бездефектные аметистовые участки редко превышают 2 см. Месторождение, судя по тому, что А. Таскин в 1828 г. вел разведку на горе Далан-Чолон к югу от Кулусутая в надежде, как он сообщал в 1829 г., найти здесь образования такие же, как на Мулиной Горе, отрабатывалось задолго до этого времени. Добыча шаров с аметистами была успешной, вплоть до 1855 г. В известном очерке о цветных камнях Нерчинского края В. Титов сообщал, что проводились "работы первоначально разносами и разрезами, потом чудскими выработками без

крепей, без целиков, которые могли бы поддерживать своды; длина выработок от 6 до 8 м, ширина от 10 до 13 м, высота от 0,75 до 2 м, причем масса миндального камня (более 100 м^2) толстым слоем висит над головой, но не было случая, чтобы она обрушилась, хотя и бывают небольшие обвалы" [Титов, 1855, с. 484—485]. В настоящее время все эти навесы обвалились и образовали огромные осыпи. Но старатели вновь вскрыли продуктивный горизонт, хотя миндалины с аметистом встречаются редко.

При поисках зон, обогащенных аметистоносными миндалинами, необходимы специализированные работы, которые следует проводить с учетом поисковых признаков, уже изложенных.

Оценка перспектив Мулиной Горы различными авторами неоднозначна. Тем не менее любые геологически грамотные работы приводили к добыче миндалин с аметистовидным кварцем. Аметист и аметистовидный кварц Мулиной Горы, по нашим данным (Г.А. Юргенсон, 1996 г.), хорошо галтуются и из них могут быть получены товарные бусы. Кроме того, жеоды с аметистом представляют собой ценный коллекционный материал. При мощности содержащего миндалины горизонта 2,5—3,0 м (в среднем 2,75 м), при ширине продуктивной зоны 18—30 м (в среднем 24 м) и протяженности 1,5 км объем продуктивной зоны составляет 99 000 м^3. При ориентировочном содержании миндалин 3 кг/м^3, выходе из них миндалин с аметистом около 10 % (0,3 кг/м^3) и коэффициенте надежности прогноза 0,5 оценка прогнозных ресурсов категории P_2 по состоянию на 01.01.98. составляет 14 850 кг аметистовидного кварца (Г.А. Юргенсон, 1998 г.).

С нижнемеловыми базальтами годымбойской свиты связана аметистовая минерализация в миндалекаменных их разностях в пади Жипкагуча и в пределах Уровской депрессии. Специальных работ по оценке этих находок аметиста не проводилось. С учетом крупных (до 10—20 см) миндалин с аметистами, по-видимому, целесообразно их обследовать. В СВ части Ундино-Даинской депрессии в бассейне р. Даи известны проявления аметистовых миндалин (Шивиинское или гора Бурунда) и небольших трубообразных тел с аметистами (Гора Кремлевка).

На *Шивиинском проявлении* миндалины с аметистом встречаются как на пашнях, на склонах горы Бурунды, так и в коренном залегании. Диаметр миндалин достигает 6 см, аметист в кристаллах до 1—2 см сиреневой и бледно-фиолетовой окраски. Проявление обследовано автором в 1972 г., изучалось с проходкой траншеи Шивиинской партией (С.П. Шубкиным, Е.А. Беляковым, И.П. Боляковым) в 1987—1990 гг. *Проявление Горы Кремлевки* отличается локальным сгущением аметистсодержащих миндалин, имеющих иногда форму небольших (15—30 см) трубообразных тел со щетками и мелкими друзами горного хрусталя, дымчатого и аметистового кварца. Они приурочены к водораздельной части горы. Имеется небольшой карьер, образованный старательскими отработками. Кристаллы имеют размеры до 1—1,5 см (в среднем 0,4—0,8 см) и могут быть использованы для галтовки и (не более 0,5—1,0 %) для изготовления кабошонов, а также как дешевое коллекционное сырье. Проявление посещалось автором в 1974 и 1989 гг. Специальных работ с проходкой горных выработок не проводилось. Оба проявления находятся вблизи от оживленной транспортной магистрали Сретенск — Балей и Балей — Шелопугино.

В ***Удино-Витимской зоне*** среди базальтов Инэлоктинского покрова хысехинской свиты в долинах рек Инэлокта и Кулурихта В.И. Пановым, В.М. Ладаевой и др. закартированы пять потоков шаровых лав, имеющих червеобразные каналы с раздувами, и замкнутые полости, размеры которых варьируют от 5 × 10 до 10 × 15 × 80 см. Полости составляют до 15 % объема покрова. В них присутствуют халцедон, агат, яшма, опал, а также аметист и исланский шпат. Наиболее насыщены аметистом и исланским шпатом верхние горизонты лав и перекрывающие их слои трахиандезитов. Аметист бледно-фиолетовый, размеры кристаллов 0,2 × 0,3 — 1,5 × 2,0 см. Специального изучения для оценки пригодности аметиста как ювелирного сырья не проводилось. Судя по имеющимся данным, здесь могут быть как ювелирные разности аметиста, так и аметистовые щетки. Аметисту сопутствует горный хрусталь. В этой же зоне, к югу, в междуречье Погромки и Поперечной, правых притоков р. Уды, среди трахитовых покровов встречаются миндалины с халцедоном и полостями (30 — 35 × 80 см) с кристаллами горного хрусталя длиной 0,5—1,5 см, у части которых головки сложены бледно-фиолетовым аметистом. При разрушении трахитов образуются элювиально-пролювиальные россыпи.

С аметистоносными миндалекаменными эффузивами связаны россыпи миндалин и их фрагментов, а также отдельных кристаллов аметиста, горного хрусталя и дымчатого кварца. В той или иной мере они присутствуют на всех упомянутых выше объектах. К числу собственно россыпных относятся *Аталангинское и Витимканское* (в Удино-Витимской зоне) *проявления* агата и сопутствующих аметиста и горного хрусталя. На Аталангинском проявлении, перспективном по качеству и запасам агатово-халцедоновой гальки, аметистовые жеоды могут, в случае их кондиционности, добываться попутно. Это же относится и к Витимканскому проявлению агата, где кристаллы бледно-фиолетового аметиста достигают 1,5 см. Изредка встречаются темно-окрашенные его индивиды.

Оценка перспектив

Анализ известных к настоящему времени проявлений аметистового сырья позволяет сделать выводы о том, что, во-первых, собственно аметистовых месторождений, за исключением в значительной мере отработанной в XIX в. Мулиной Горы и недостаточно изученных аметистовых пегматитовых жил Малханского поля, неизвестно; во-вторых, в пегматитах Ангинского, Киберевского (фото 19) и Адун-Челонского полей аметист извлекался лишь попутно без всякого учета, поэтому оценка доли этой разновидности кварца в них невозможна; в-третьих, все они изучены недостаточно, без применения необходимого объема горных и буровых работ.

Во всем мире, как уже указывалось, главными источниками высококачественного аметиста являются безрудные кварцевые жилы в кварцитах и сланцах фации зеленых сланцев (Хасаварка в России; Монтесумо, Гроту-де Кошо в Бразилии и др.), а также в минерализованных зонах трещин гранитоидных пород (Мвакамбико, Зимбабве; Ватиха, Обман, Россия). А миндалекаменные базальты являются источниками россыпей, из которых в субтропиках и умеренных широтах добывают основную массу ювелирного кам-

ня. Исходя из указанных особенностей, следует считать, что для открытия месторождений аметиста в Забайкалье предпосылки имеются. Они сводятся к тому, что здесь представлено большинство их формационных типов.

Среди объектов формации гранитных пегматитов следует признать первоочередными для проведения поисково-оценочных работ с опытной отработкой жилы участков Зимовейный и Скакунья на восточном фланге Малханского пегматитового поля. К объектам II очереди отнесены пегматитовые поля Ангинское и Уринское, а также Ключевское, целесообразность изучения структуры которого вытекает из особенностей строения, формы полостей и факта нахождения в граносиенитах, что более типично для формации безрудных кварцевых жил, которые ассоциируют с минерализованными зонами. Остальные пегматиты, в которых известны были находки аметиста (Адун-Челон, Соктуй, Цаган-Олуй, Киберева Гора, Сухолесная и др.), будучи перспективными прежде всего на топаз-берилловое сырье, дымчатый кварц и морион, и вследствие этого рекомендованные для дальнейшего изучения, могут представлять интерес и на попутное аметистовое сырье. В связи с крайне слабой изученностью объектов с аметистом, отнесенных к формации безрудных кварцевых жил, все они, кроме Тошальгольского и Бургусутайского, отнесены к малоперспективным. Из объектов формации миндалекаменных эффузивов наиболее перспективными представляются Мулина Гора, Армакское проявление базальтов с аметистом, Алцакская и Торейская площади, Инэлоктинское проявление, где возможно выявление участков развития линзо- и трубообразных полостей с аметистом, Марьино, Шивиинское проявление, Гора Кремлевка, Аталангинское, Витимканское.

Морион, цитрин, дымчатый кварц, горный хрусталь

Общие замечания

Дымчатый кварц и горный хрусталь встречаются во всех перечисленных выше хрусталеносных формациях. В связи с тем, что в Забайкалье широко развиты месторождения грейзеновой формации, прежде всего апогранитных грейзенов и связанных с ними кварцевых жил в гранитах и песчаникосланцевых толщах, вмещающих их апикальные части, здесь может быть выделена формация апогранитных грейзенов. Однако, как показано выше, это не типичные грейзены, а продукты кристаллизации миароловых гранитов. Самостоятельного значения как собственно хрусталеносные месторождения они в большинстве случаев не имеют, и кварц может в них добываться попутно с касситеритом, бериллом, топазом.

Наиболее крупные источники перечисленных в заглавии раздела разновидностей кварца — формация безрудных кварцевых жил и жильных зон в зеленых сланцах и кварцитах [Методические указания..., вып. 21, 1979]. Примерами являются месторождения хрусталеносной полосы Полярного Урала и Перекатное на Алдане. Цитрин попутно извлекается из месторождений тех же формаций, а также из пегматитов. Особенностью цитрина, как и других разновидностей кварца, за исключением мориона, является то, что он нередко слагает определенные части зонарных кристаллов и извлекается из них только при обогащении или разделке кристаллосырья. Морион добывается исключительно из пегматитов.

Согласно действующих ГОСТов, ОСТов и ТУ, кондиционным ограночным материалом могут быть бездефектные монообласти кристаллов кварца не менее 2 см, хотя по договоренности с потребителем предельный минимальный размер их может равняться 1 см. Допускаются единичные ГЖВ или их скопления только по краям приреберных частей заготовки. Для кварца с игольчатыми включениями (волосатиков) минимальные размеры те же.

Геологические предпосылки и изученность Забайкалья на горный хрусталь

Формация гранитных пегматитов. Основные предпосылки для месторождений кристаллосырья группы горного хрусталя формации гранитных пегматитов — крупные гранитные массивы, в апикальных частях которых развиты поля камерных и миароловых пегматитов. К ним относится Борщовочный плутон, гранитоиды самсальского, витимканского, кыринского, асакан-шумиловского, кукульбейского комплексов.

Максимальное число известных пегматитов связано с борщовочными гранитами, среди которых к хрусталеносным относятся внутригранитные камерные пегматиты — Золотая Гора (фото 20), Тулун, Душная, Черемуховое проявления и др. Хрусталеносные пегматиты кукульбейского комплекса, имевшие промышленное значение, известны в Адун-Челоне (фото 21*а*, *б*), Цаган-Олуевском и Соктуйском массивах, их потенциал еще не исчерпан; перспективы на дымчатый кварц, морион и цитрин имеются в Харанорском массиве. Имеются данные о пегматитах проявления Черные Березы на горе Жерноковке в бассейне р. Ишаги в связи с кукульбейскими гранитами. На проявлении наблюдаются следы старательских работ. В отвале найдены крупные кристаллы дымчатого кварца. Проявление очень слабо изучено, и не исключены находки новых жил. Не исчерпаны возможности находок пегматитов с дымчатым кварцем и морионом в Саханайском, Таптанайском и Дульдургинском массивах. Очень слабо изучена пегматитоносность Халзанского массива, где развиты миароловые пегматиты с бериллом и кристаллами кварца. Несмотря на находки относительно крупных камерных пегматитов и промышленную хрусталеносность Кыра-Былыринского поля (Догибкыл, Угдыри, Талача, пегматиты № 36, 49 и др.), оно изучено крайне недостаточно, прежде всего, вероятно, вследствие отдаленности и неразвитости инфраструктуры. Это же относится и к пегматитам асакан-шумиловского комплекса, например Ангинскому полю и Мензинскому пегматитовому поясу.

Симптоматична находка в правом борту р. Баляга своеобразного огромного пегматитового тела Кварцевая Гора, связанного с гранитоидами джидинского (гуджирского?) комплекса (А.К. Стельмахович, 1957 г.). Здесь, вероятно, вскрыто только кварцевое ядро (230 × 90 м), содержащее друзы бесцветного кварца 15 × 50 и 13 × 70 см. Кристаллы трещиноваты вследствие добычи кварца взрыванием для подшихтовки при металлургическом процессе на Петровск-Забайкальском металлургическом заводе. Под кварцевым ядром возможны хрусталеносные погреба, типичные для подобных пегматитов. Сам факт такого крупного тела свидетельствует о том, что оно может быть не единичным и целесообразны поиски подобных тел в окрестностях.

В ***Восточно-Саянской зоне*** в связи с самсальским гранитным комплексом известны находки миароловых пегматитов с дымчатым кварцем в кристаллах длиной 1,5—20 см, в поперечнике 1—15 см (по данным В.В. Лунькова, Ю.И. Темникова и др., 1978 г.). Было извлечено 150 кг кварца и кварцево-топазовых друз, из которых выбраны индивиды для огранки. Район относится, безусловно, к перспективным на кварцевое сырье, сопутствующее бериллу и топазу. В этой же зоне находится *Самсальское проявление*, связанное с гранитами огнитского комплекса (М.Ф. Шестопалов, А.С. Иванов, 1939 г.; А.П. Рихванов, А.Н. Артемьев, 1958 г.). Здесь выявлено 19 пегматитовых тел мощностью 2—4 м при длине 20—25 м, содержащих хрусталеносные полости и гнезда от 0,1 × 0,2 × 0,4 до 0,5 × 0,6 × 0,8 м. В них отмечаются густо-дымчатые призматические кристаллы массой 0,25—25,0 кг с размерами 2—70 см по оси ***c*** и 1—25 см по оси ***a***. Из 40 кг кристаллосырья выбраковано 1,85 кг моноблоков, отвечающих требованиям на пьезосырье. На месторождении проведены поисково-оценочные работы с попутной добычей. На ювелирное сырье объект не оценен; отработан частично с поверхности.

В этой же зоне известны орликские пегматиты, в которых отмечались пустоты 7 × 8 × 15 см с кристаллами дымчатого кварца и мориона. В результате ревизионных работ на пьезокварц, проведенных Г.С. Гуревичем и Я.К. Аношкиным в 1961 г., вопрос об их перспективах остался открытым. В связи с гранитоидами огнитского комплекса известны проявления Морион, Даялыкское и Рамочное. Они относятся к внутригранитным камерным хрусталеносным пегматитам; кристаллы мориона, дымчатого кварца 0,2—20 см по оси ***a*** и 4,5—76 см по оси ***c***. Масса кристаллов 0,25—25 кг. На ювелирное сырье изучено только проявление Морион, где установлены моноблоки I сорта для фасетной огранки. Все объекты могут быть отнесены к перспективным. Возможны находки новых тел.

Значительны предпосылки для обнаружения пегматитов с высококачественным ювелирным сырьем в ***Баргузинской зоне*** в связи с гранитоидами витимканского комплекса в бассейне р. Уро, подобных Уринскому пегматитовому полю и участку Гари.

С гранитоидами витимканского, конкудеро-мамаканского и других палеозойских комплексов связаны многие находки хрусталеносных пегматитов ***Селенгино-Становой*** (Кыджимитское, Бильчир, Она, Курба-Онинская группа, Контала) и ***Прибайкальской*** (Колдас и Смежное) ***зон.*** Определенный интерес на ювелирное сырье могут представлять пегматиты участка Кыджимит (кристаллы до 10—15 см в поперечнике при длине до 20 см), Бильчир (Могой), где присутствует типичная для хрусталеносных камерных пегматитов минеральная ассоциация (горный хрусталь в кристаллах до 10—15 см по оси ***c***, флюорит, исланский шпат), район водораздела рек Курба и Она, где кристаллы мориона достигали 10—15 см.

В Селенгинской подзоне Селенгино-Становой зоны в связи с гуджирским комплексом известны Надеинское и Верхнемангиртуйское проявления камерно-занорышевых хрусталеносных пегматитов. Размеры кристаллов дымчатого кварца и мориона достигают 8—13 см.

Не исключены находки кондиционного сырья в Абчадской зоне развития пегматитов.

Фото 1.
Кристалл винно-желтого топаза; Дорогой Утес. Один из трех самых крупных топазов, добытых в Борщовочном кряже; Горный музей.
а — снято со стороны ромбической призмы, *б* — со стороны ребра ромбической призмы.

Фото 2.
Рубеллит с коричневым оттенком; Малханское месторождение; ув. 2.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 3.
Ярко-розовый рубеллит; Малханское месторождение; ув.1,5.
Фото В.Г. Дианова.

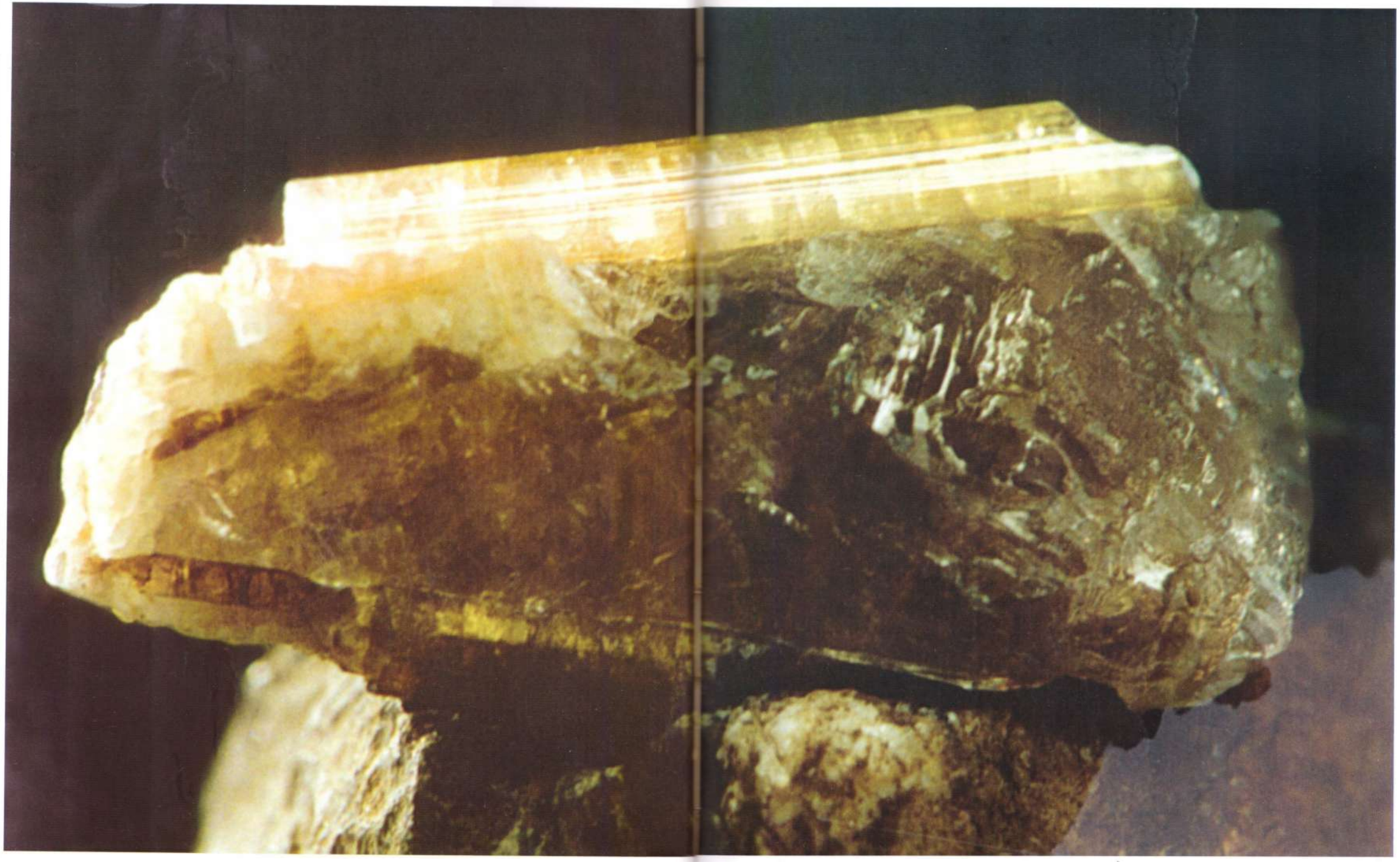


Фото 4.
Розовато-желтый турмалин в ассоциации с дымчатым кварцем и клевеландитом; Малханское месторождение.
Фото В.Г. Дианова.

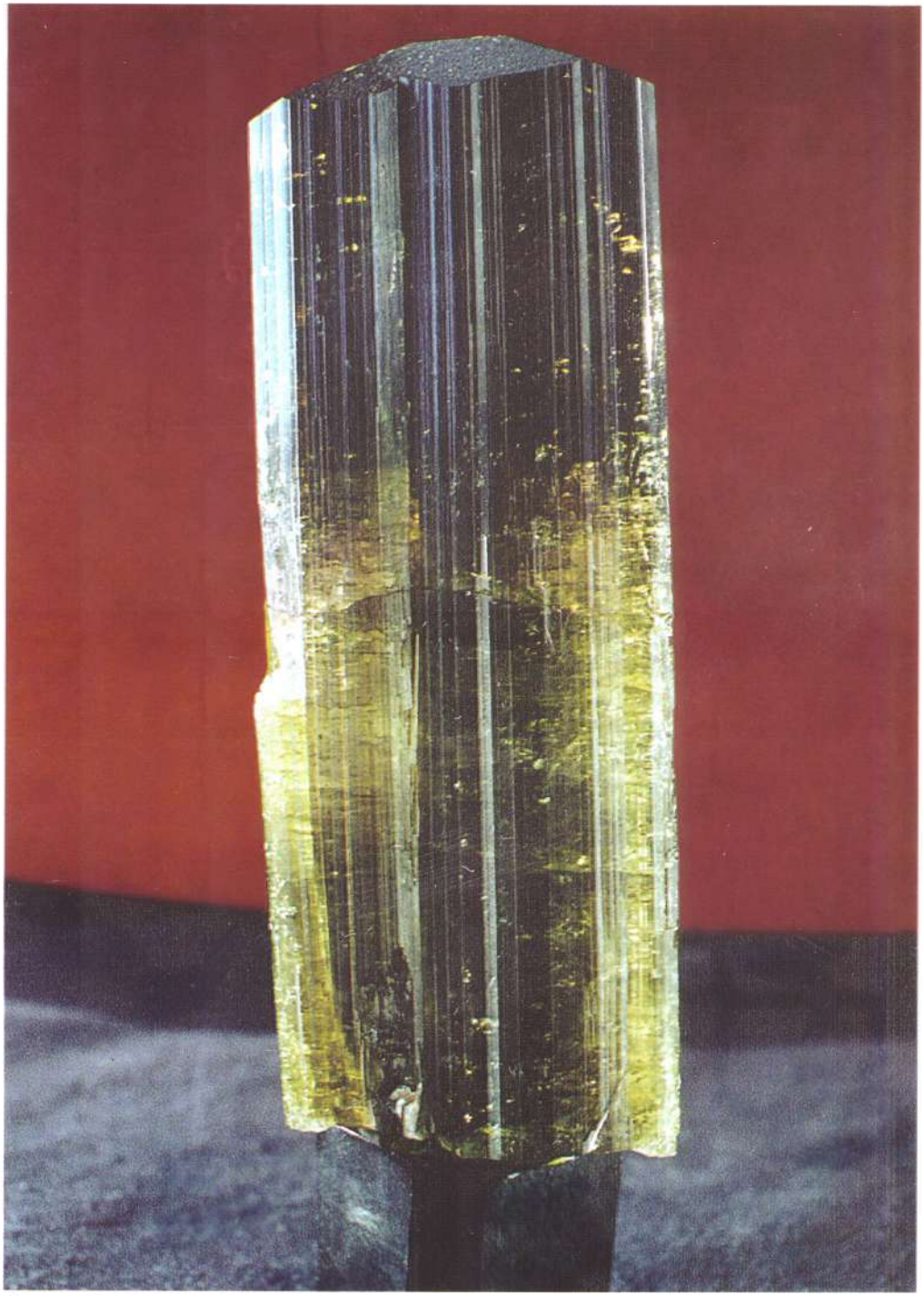


Фото 5.
Полихромный турмалин; Малханское месторождение; из коллекции М.И.Цалко.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 6.
«Арбузный» рубеллит; Малханское месторождение.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 7.
Ограненные топазы; голубые — Шерловая Гора, желто-дымчатый — Адун-Челон.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 8.
Аквамарины; Шерловая Гора.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 9.
Чистой воды аквамарин; жила Поднебесных-2, Шерловая Гора.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 10.
Полихромный берилл; копь Поднебесных, Шерловая Гора.
Фото В.Г. Дианова.

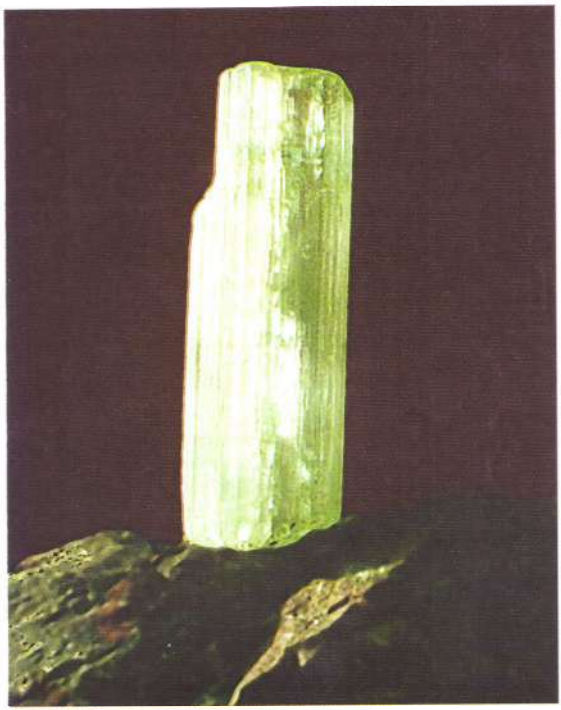


Фото 11.
Изумрудно-зеленый берилл; Шерловая Гора, жила Новикова.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 12.
Зеленовато-голубой аквамарин; Шерловая Гора; раскрыт галтовкой; ув. 1,2.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 13.
Берилловый кулон в золоте.
Изделие автора и ювелира В.Бородина.

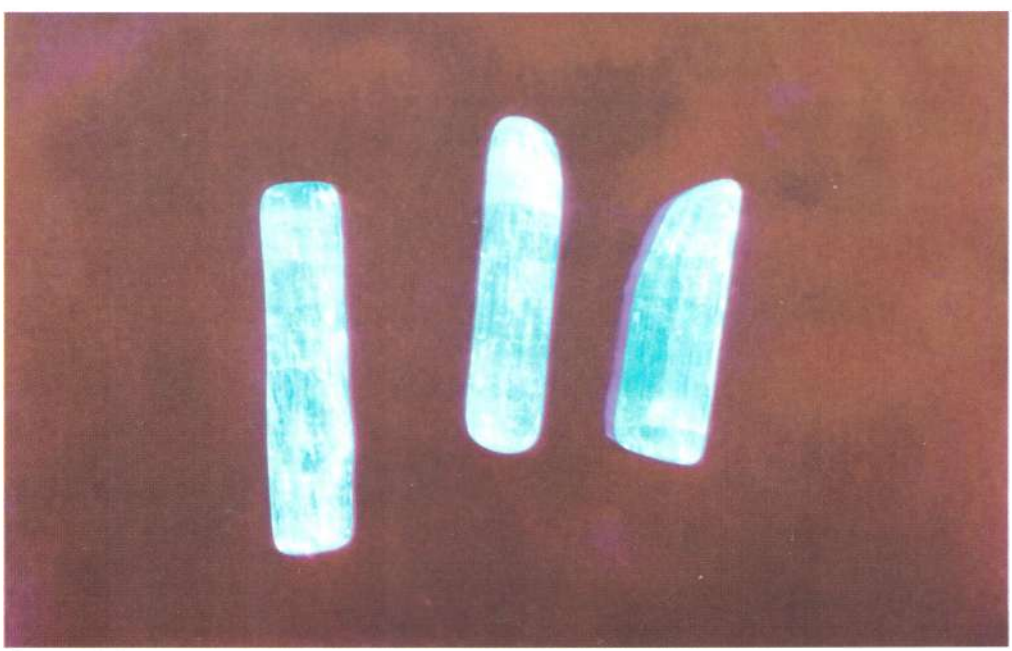


Фото 14.
Галтованные ярко-голубые аквамарины; Шерловая Гора.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 15.
Фрагменты длинностолбчатых кристаллов берилла из техногенно-делювиальной россыпи; Шерловая Гора.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 16.
Галтованные гелиодоры из техногенно-делювиальной россыпи копи Гелиодоровой; Шерловая Гора; ум. 1,3 .
Фото В.Г. Дианова.

Фото 17.
Хиастолит; Халтуйское месторождение.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 18.
Жеоды с аметистами; Мулина Гора; диаметр жеод 15—25 см; Горный музей.

Фото 19.
Аметист; Киберевские копи; Борщовочный кряж; ув. 1,8.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 20.
Кристалл мориона; месторождение Золотая Гора; длина 60 см, поперечник 28 см; музей «Читагеолкома».

Фото 21.
Кристаллы кварца, месторождение Адун-Челон.
а — в центре — раухтопаз, длина кристалла 30 см, справа — друза кристаллов морионa; *б* — морион, длина кристалла около 0,7 м; Горный музей.

Фото 22.
Нерюнгринский диамант.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 24.
Агат; Дунда-Ага.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 23.
Огненный опал; р.Витим.
а — сырье; *б* — кулон в золоте.
Работа автора и ювелира В.Бородина.

Фото 25.
Кулон и серьги; полуопал в мельхиоре; Дунда-Ага. Мастер О.П.Ткаченко.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 26.
Голубой ювелирный халцедон; Аргалейское месторождение; сырье и кабошон в серебряном перстне. Мастер В.Бояркин.
Фото В.Г. Дианова.

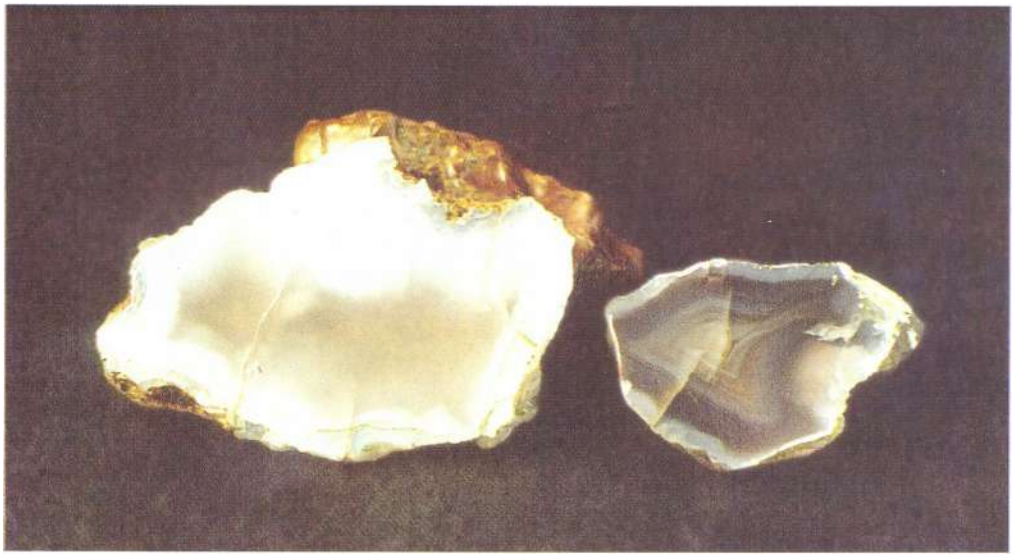


Фото 27.
Полихромные дымчатые агаты; Курулга-Джаргалантуйская площадь.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 28.
Цветной кремень; Три Осины.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 29.
Цветной халцедон Шивычи.
а — сосуд для благовоний старомонгольской работы.
Фото В.Г. Дианова;
б — шкатулка из цветного халцедона (работа В.Г.Котельникова) и хромодиопсидовые бусы Инагли.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 30.
Сердолик в липарите; Тарбальджей.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 31.
Облачный оникс; Приаргунье.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 32.
Фантазийный агат; Абагайтуй; из коллекции М.И.Цалко.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 33.
Сардониксовый агат с жеодой кварца; р.Средняя Борзя; из коллекции В.П.Бородина.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 34.
Подвески из сардониксового агата; р.Средняя Борзя. Мастер Б.Н.Абрамов.
Фото В.Г. Дианова.

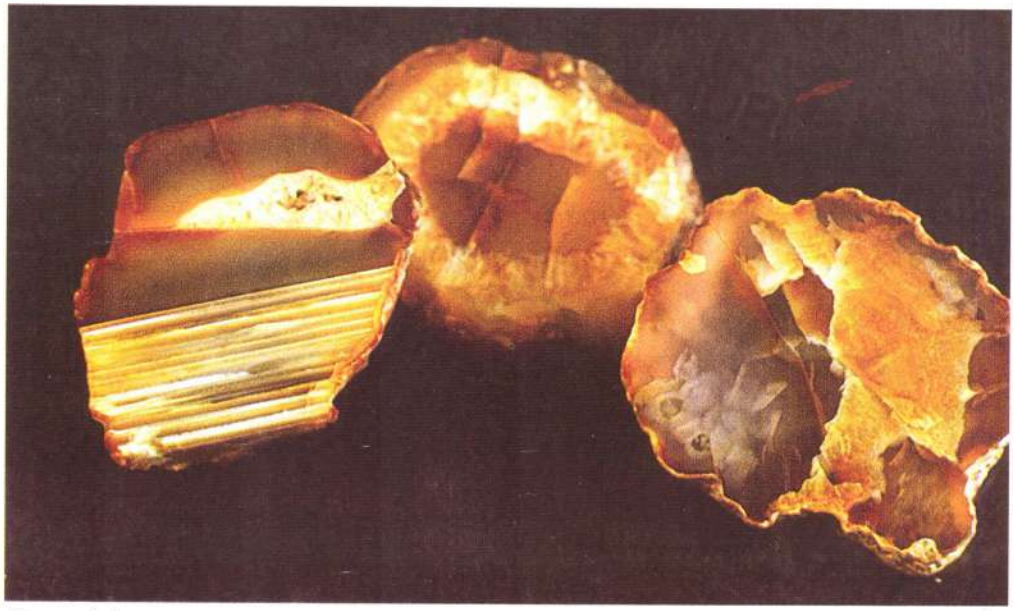


Фото 35.
Сердолики; Тулдунское месторождениея.
Фото В.Г. Дианова.

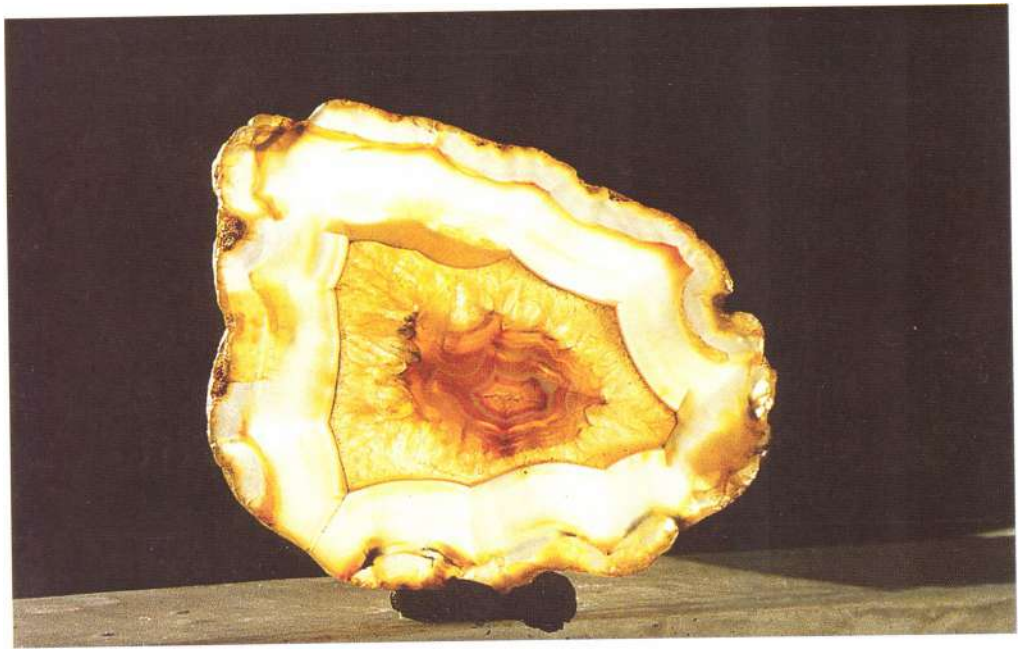


Фото 36.
Сердоликовый агат; Тулдунское месторождение.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 37.
Нефрит; один из исторических валунов, добытых Г.М.Пермикиным в Восточном Саяне в 50-х годах XIX в.; Горный музей.

Фото 38.
Нефрит Оспинского (зеленый) и Парамского (белый) месторождений; в центре — глыба серпентинита, р.Витим; музей «Читагеолкома».

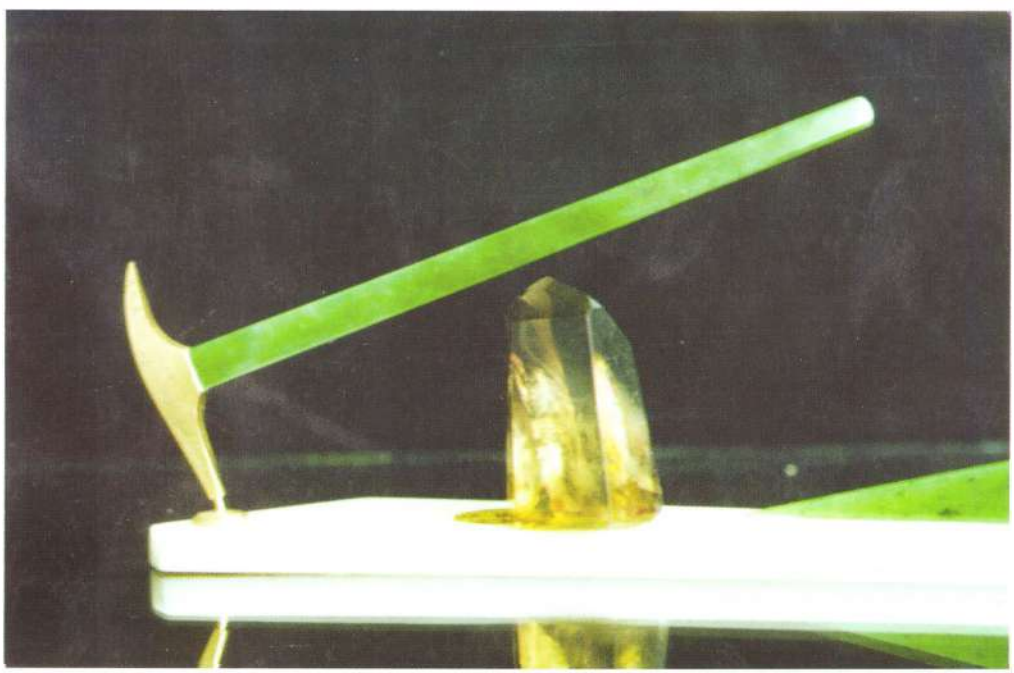


Фото 39.
Кайло и подставка соответственно из ярко-зеленого саянского и белого витимского нефрита; цитриновый горный хрусталь.
Фото В.Г. Дианова.

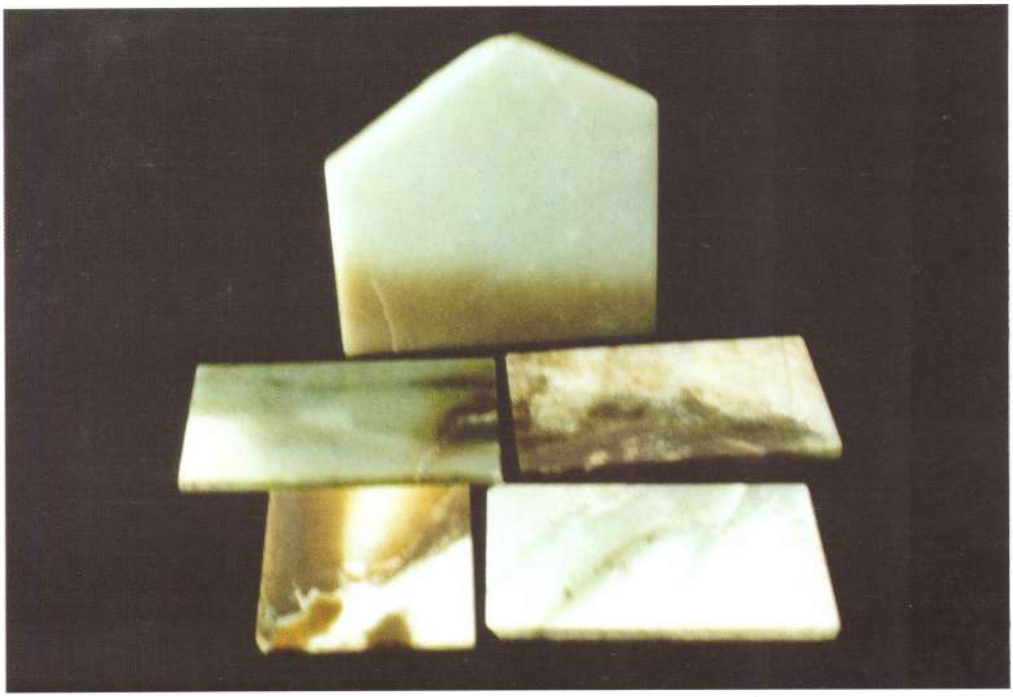


Фото 40.
Рисунчатые апокарбонатные нефриты редкой цветовой гаммы из витимских месторождений.
Фото В.Г. Дианова.

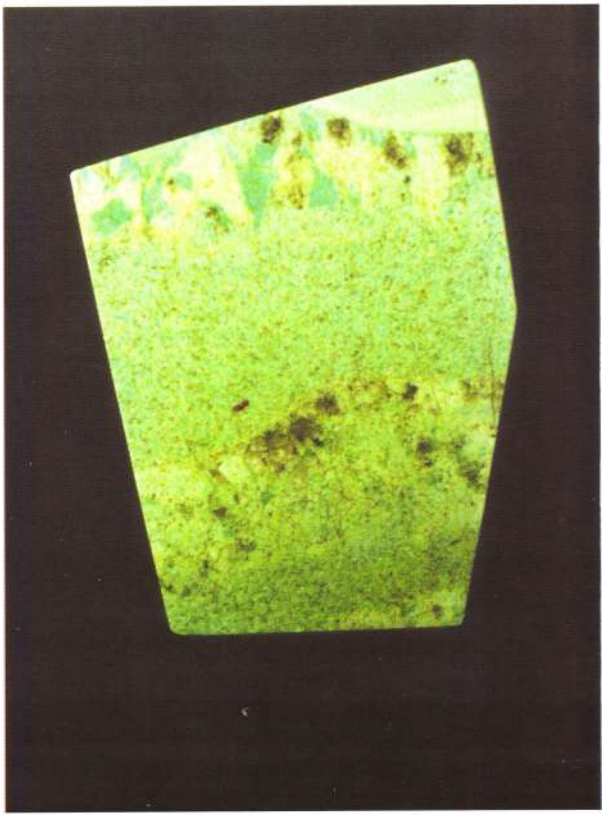


Фото 41.
Амазонитовый гранит; Этыкинское месторождение.

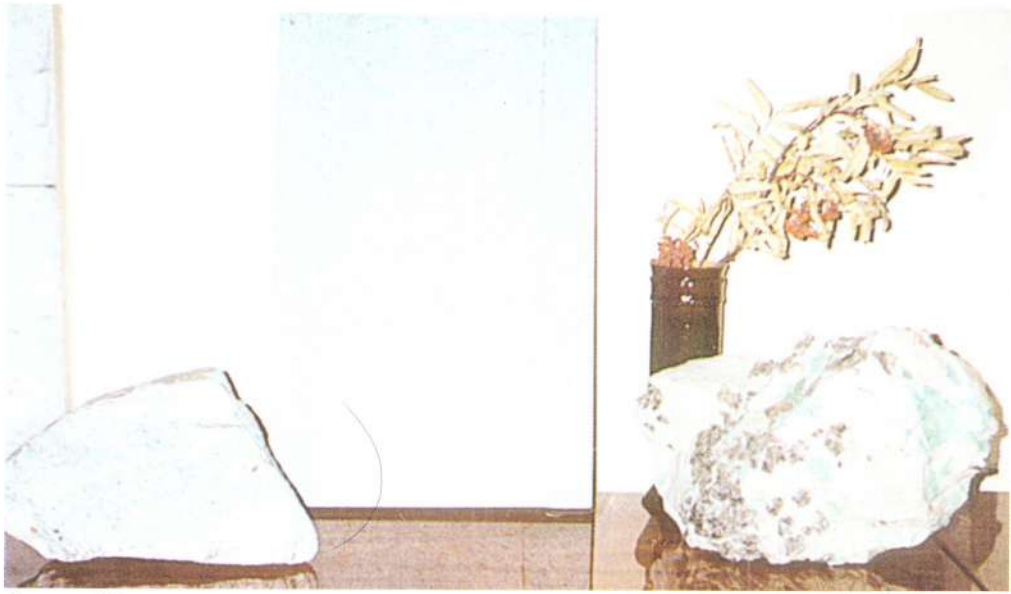


Фото 42.
Амазонитовый гранит; Этыкинское (плита размером 0,6 х 0,4м) и Орловское (штуфы) месторождения; музей «Читагеолкома».

Фото 43.
Шкатулка из дучарской яшмы (работа В.Г.Котельникова); запонки и клипсы из восточно-саянского нефрита; красная яшма Озернинского рудного поля; бусы из уральского малахита.
Фото В.Г. Дианова.

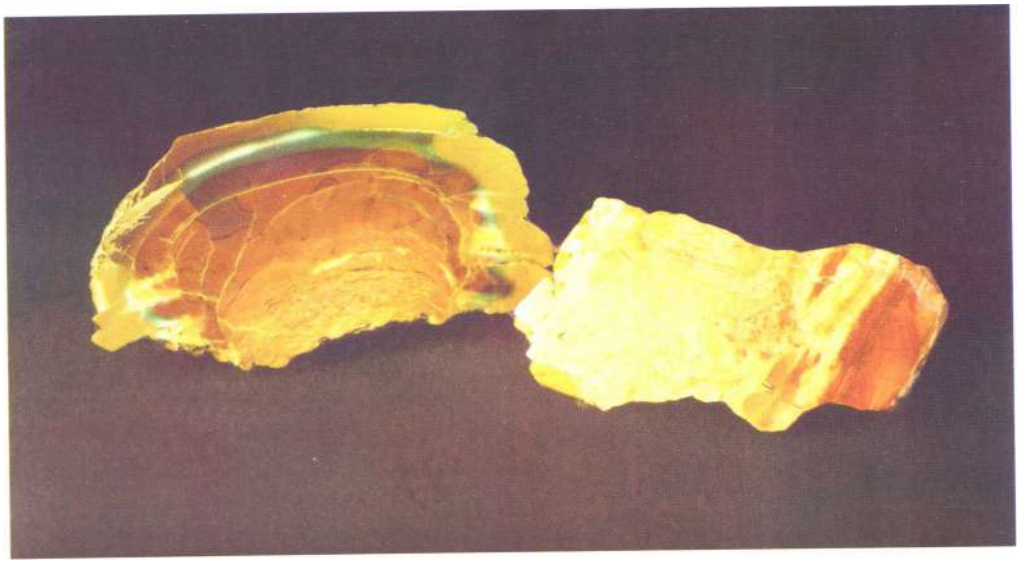


Фото 44.
Яшма; Террасовое месторождение; ум.3.
Фото В.Г. Дианова.

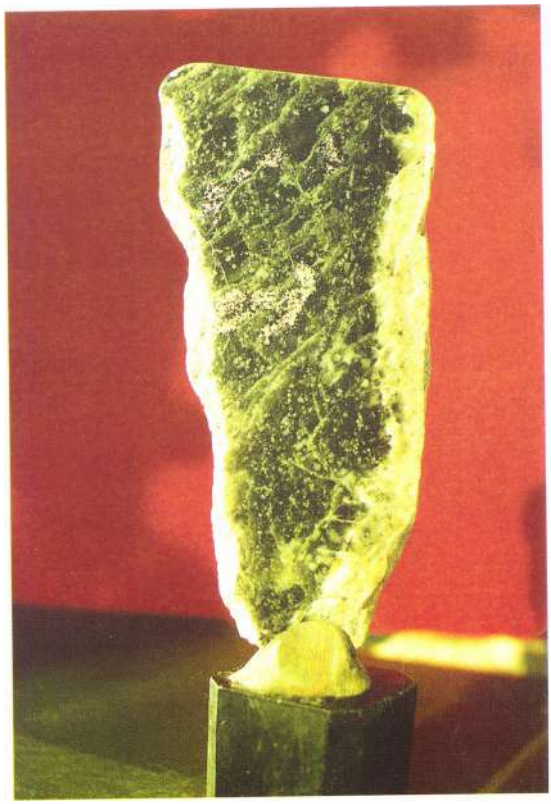


Фото 45.
Серпентинит; Харгантинское месторождение.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 46.
Офиокальцит; Балейский район.
Фото В.Г. Дианова.

Фото 47.
Фрагменты стволов окаменелого дерева.
а — в песчаных отложениях левого берега р.Холой; *б* — в аллювиальных отложениях р.Холой.

Фото 48.
Забайкальские флюориты. Слева — флюорит Начирского участка Гарсонуйского месторождения; справа — кристаллический агрегат флюорита Усуглинского месторождения.

Фото 49.
Флюорит Брикачанского месторождения; музей «Читагеолкома».

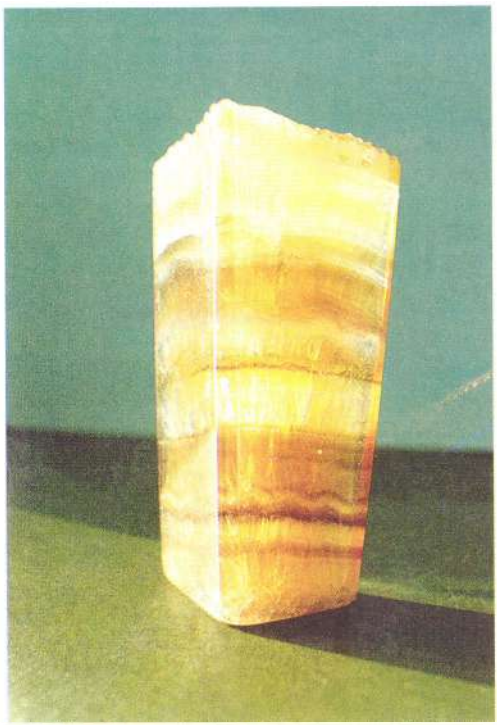


Фото 50.
Флюорит Начирского участка Гарсонуйского рудного поля.
Фото В.Г. Дианова.

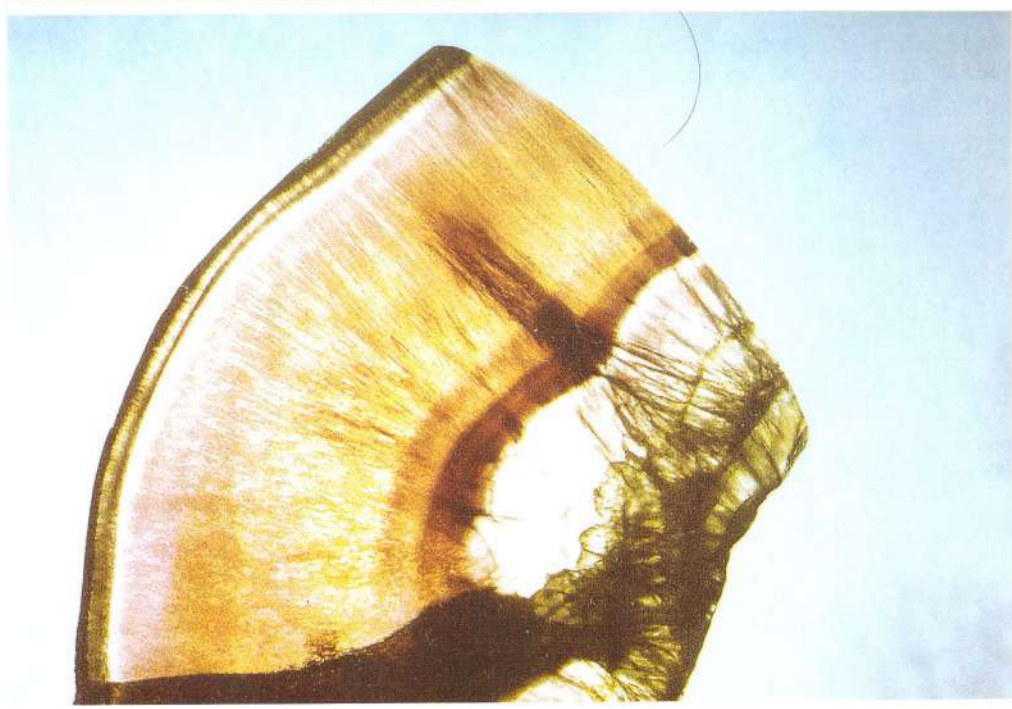


Фото 51.
Флюорит жилы Гаражной Калангуйского рудного поля.
Фото В.Г. Дианова.

В Хилок-Ингодинской подзоне Селенгино-Становой зоны в пределах Яблонового хребта имеются пегматитовые проявления с дымчатым кварцем и морионом, тесно ассоциирующих в ряде случаев с бериллом и воробьевитом. Морион и дымчатый кварц с кондиционными монообластями отмечены в пегматитах бассейна р. Кадалинки (урочище Дворцы, падь Красотун) в Каменско-Черновском пегматитовом поле. В хр. Черского известны пегматиты с дымчатым кварцем на его западном склоне, в пади Молоковка, к востоку от пос. Новая Кука. Кристаллы короткостолбчатые — до 4 см по оси *a* и 5 см по оси *c*.

На территории Бурятии расположены проявления дымчатого кварца и мориона в пегматитах, связанных с гранитоидами гуджирского и бичурского комплексов. В *Хамар-Дабанской зоне* — это *Хуртугинское проявление*, где в камерных пегматитах встречаются кристаллы мориона и дымчатого кварца 0,5—6,0 см по оси *a* и 1,5—15,0 см по оси *c*. Часть их совершенно прозрачна. Участок на ювелирное сырье не изучался.

Формация апогранитных грейзенов. Среди объектов этой формации выделяются Шерловая Гора, детально описанная выше, и Ушмунское проявление. Для шерловогорских кристаллов дымчатого кварца типично развитие прозрачных головок и примыкающих к ним верхних частей зоны призмы. Цвет варьирует от дымчато-серого, дымчато-коричневого и коричнево-розового до цитринового. Цитриновые разности встречаются редко, но они есть. Размеры бездефектных зон, пригодных для огранки, минимальные: от 1 и редко до 4 см. Около 40 % кристаллов кварца пригодно для галтовки и кабошонирования. Ограночные сорта составляют около 10 %. Они встречаются как в делювиально-техногенных россыпях, так и в жилах, в частности в жиле Новикова, на Миллионной копи, на участке Поднебесных, на Золотом Отроге и в других местах, и могут составить выгодную статью попутной добычи при проведении ГРР на Шерловогорском месторождении.

Формация рудоносных кварцевых жил. Среди объектов рудоносных кварцевых жил выделяются связанные с грейзенами жильные тела на месторождениях вольфрама и олова, содержащие кристаллы кварца. К ним относятся Белухинское, Букукинское, Антоновогорское, Шумиловское, Отхорское месторождения, где хорошо образованные кристаллы горного хрусталя и дымчатого кварца, достигающие 5—60 см по оси *c* и до 25 см в поперечнике, находятся в рудоносных жилах. В связи с тем, что в настоящее время все эти месторождения не разрабатываются, оценка кварцевого кристаллосырья для ювелирных целей откладывается на неопределенный срок. Это же относится и к хрусталеносным жилам на оловорудных месторождениях (Сохондинское, Былыринское, Гремучинское, Яурское и др.). Имеются отдельные находки кристаллов кварца на проявлениях молибдена (к примеру, на проявлениях Кудара и Ивановское в районе Кяхты, падь Оськина в Шилкинском районе, Малые Кули).

В золоторудных жилах кристаллы кварца, представляющие ограночное и коллекционное сырье, встречаются нередко (Березовское месторождение на Урале, Караль-Веемское на Чукотке и др.). К этой формации относятся проявления по р. Китемяхте, где кристаллы горного хрусталя встречались в золоторудных жилах и золотоносных россыпях; по р. Бургай, где он обнаружен в пологопадающих кварцевых жилах [Гиммельфарб и др., 1979]; на

Ирбинском проявлении золота. Все эти объекты специальному изучению не подвергались. На Апрелковском золоторудном месторождении в золотоносных жилах присутствуют многочисленные небольшие пустоты, выполненные кристаллами горного хрусталя длиной 5—6 см и до 2—2,5 см в поперечнике. Сырье частично пригодно для изготовления ювелирных вставок, частью может быть использовано как коллекционный материал. Возможна попутная добыча.

Формация безрудных кварцевых жил. На изучаемой территории очень широко представлены безрудные кварцевые жилы с кристаллами кварца. Большинство из них изучено плохо. Возможно поэтому промышленных объектов этой формации не выявлено. Наибольшее число находок кварцевого кристаллосырья приходится на древние метаморфические комплексы Муйской и Прибайкальской зон в связи с воздействием гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. Здесь выделяется *Келяно-Каралонская хрусталеносная полоса* протяженностью более 100 км, имеющая северо-восточное простирание и находящаяся в протерозойских породах муйского комплекса. Жилы и жильные зоны с горным хрусталем локализованы в гранитоидах, диоритах и габброидах и прорывающих их гибридных породах, гранодиоритах и гранитах конкудеро-мамаканского комплекса. Максимальная концентрация проявлений и находок горного хрусталя отмечается в бассейне рек Каралон (Каралонское, Кристальное и др.), Большой Падоры (Хрустальное), Челолека (Челолекское), Кичиги (Кичига-2).

Однако крупных объектов здесь в процессе специализированных работ В.А. Баранова, Ф.А. Кензина, В.П. Сафронова в 1950—1955 гг. не обнаружено. Лишь на Каралонском месторождении из 370 кг кристаллов 1,09 кг оказались кондиционными на пьезокварц. На Кристальном и Хрустальном проявлениях было добыто соответственно 30 и 20 кг кристаллов. Размеры кристаллов варьируют от 1 до 20 см по оси *c*. Кристаллы бесцветные и дымчатые. На ювелирное сырье объекты не оценивались. Основная масса кристаллов добыта из делювия. Разведка кварцевых жил не дала положительных результатов. Это связано, вероятно, с тем, что верхние половины жил, где обычно располагаются хрусталеносные полости, сэродированы. Поэтому следует искать не вскрытые эрозией жилы. Примером в этом случае служит Каральвеемское месторождение на Чукотке.

В связи с развертыванием ГРР в пределах уникальной хрусталеносной полосы на Алдане, а также с открытием хрусталеносных пегматитов в Казахстане (Акджайляу) и из-за отсутствия серьезных успехов при разведке на пьезосырье, работы на этих объектах были прекращены. Тем не менее в процессе геолого-съемочных исследований в пределах выделяемой Келяно-Каралонской хрусталеносной полосы были найдены Осиновское, жила Хрустальная, Падора-Батраканское, Среднемамаканское и другие проявления горного хрусталя.

Еще одна хрусталеносная полоса, связанная с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплеска, находится в Прибайкальской зоне в бассейне верховьев Чаи, Левой Мамы и Большой Чуи. Кварцевые жилы с горным хрусталем находятся среди песчаников холоднинской свиты (Нюсидек, Неручанда), известняков левомамской толщи (Соли), сланцев олокитской и ондокской свит (Амнундакан) и др.

Кроме охарактеризованных полос относительного сосредоточения хрусталеносных кварцевых жил, в ***Баргузинской зоне*** известны и отдельные их проявления, в частности в Баргузино-Котерском синклинории в карбонатных породах баргузинской свиты (Сининда, данные И.Г. Кременицкого и В.К. Хрусталева, 1980 г.), где в зонах окварцевания встречаются занорыши с горным хрусталем. Размеры кристаллов достигают 2—5 см по оси *c*. Возможны находки зон с кондиционными кристаллами, но сами по себе они могут иметь практическое значение при условии таких скоплений, которые было бы экономически целесообразно извлекать.

На севере ***Удино-Витимской зоны*** в бассейне рек Бамбуйки и Восточный Горбылак, в кислых эффузивах горбылокской, песчаниках гольцовой, доломитах бамбуйской свит известна группа проявлений хрусталеносных кварцевых жил. Из них наиболее важным объектом исследований для оценки на ювелирное сырье может быть *проявление Жанокское-II*, где на площади 250 × 450 м выявлено 7 кварцевых жил мощностью до 2—10 м при протяженности 50—100 м, содержащих полости объемом до 0,5 м^3 с кристаллами кварца длиной 1—30 см и 1—10 см в поперечнике. На проявлении проведены в 1959 г. Г.В. Упхановым и Г.В. Викуловым поиски оптического сырья масштаба 1 : 50 000 и отобрано 120 кг кристаллосырья. Часть кристаллов прозрачна, но сдвойникована, что не позволяет использовать их как оптическое сырье. Тем не менее оно требует дополнительной оценки, поскольку бразильские и дофинейские двойники не противопоказаны для ювелирного кварца. На проявлении Жанокское-I, локализованном в доломитах бамбуйской свиты, где известны кристаллы кварца до 10 см по длинной оси, специализированных работ не проводилось.

К юго-западу, на южном склоне Южно-Муйского хребта, известно *Мухтунное проявление* хрусталеносных кварцевых жил, оценка которых на ювелирное сырье не осуществлялась, не проводились и поиски новых жил. Признаками возможной хрусталеносности кварцевых жил в гнейсах и древних гранитах в верховьях р. Ашиглы являются находки глыб жильного кварца с кристаллами до 9 см в длину, бесцветными и прозрачными; находки среди гранитов джидинского комплекса, где в верховье р. Барун-Инлукта обнаружены водяно-прозрачные кристаллы кварца до 20—35 см в длину. Отдельные находки хрусталеносных жил известны в западной части Удино-Витимской подзоны среди гранитоидов джидинского и витимканского комплексов (Хомское-1, Брянское, Онинoборское).

В Пришилкинской подзоне ***Селенгино-Становой зоны*** среди древних гранитоидов и метаморфитов также известны лишь отдельные находки хрусталеносных жил (например, Зун-Жипкоши). В Каларской подзоне Селенгино-Становой зоны в подобной же геологической ситуации И.Д. Победаш и др. в 1967 г. при геолого-съемочных работах масштаба 1 : 50 000 обнаружили хрусталеносные жилы в бассейне верхнего течения р. Лопча. Качество сырья низкое. Но находки имеют принципиальное значение как признаки возможных перспектив на горный хрусталь в зонах активизации станового и могочинского комплекса.

Отдельные проявления горного хрусталя зафиксированы в ***Муйской*** (р. Куанда) и ***Кодаро-Удоканской зонах*** (Ничатская и Бургайская группы проявлений). Эти проявления могут быть северо-восточным продолжением

Келяно-Каралонской хрусталеносной полосы. Они находятся в кварцитах борсалинской и икабийской свит в местах развития протерозойской активизации [Гиммельфарб и др., 1979]. Находки свалов горного хрусталя известны в верховьях р. Несмуры и в бассейне р. Чукчуду, где аляскитовые и лейкократовые граниты прорывают метаморфиты давачанской свиты.

В *Хэнтэй-Даурской зоне*, где горный хрусталь преимущественно связан с пегматитами и рудоносными кварцевыми жилами, известны лишь единичные находки безрудных хрусталеносных кварцевых жил. Они приурочены к кварцево-биотитовым сланцам в зонах палеозойской активизации в связи со становлением лейкократовых гранитов даурского комплекса. К ним, по данным З.И. Жильцовой и др. (1967 г.), относятся жилы участка Мельничный, содержащие полости 10—20 см^3, число которых на 1 м^3 жилы составляет 2—6. Кристаллы дымчатого кварца различной интенсивности имеют размеры 1,5—4,0 см по оси *a* и 4—10 см по оси *c*. Оценка на ювелирные камни не проводилась. На Конкинском проявлении хрусталеносных жил прозрачный участками, а чаще трещиноватый, дымчатый кварц образует кристаллы 2,5—4,0 см в поперечнике и до 7 см в длину. В этой же зоне, в верховьях рек Долотуй, Максимиха, Кузьмина, среди хлоритово-серицитовых сланцев развиты щетки друзовидного кварца. В восточной части зоны в связи с юрской активизацией, сопровождавшейся внедрением гранитоидов кыринского комплекса, известны кварцевые жилы в палеозойско-триасовых песчанико-сланцевых отложениях (Хамара); жилы небольшой мощности содержат полости с небольшими кристаллами дымчатого кварца различной интенсивности окраски. Лишь в единичных случаях они достигают в длину 15 см при поперечнике до 6 см. Как пьезосырье они непригодны, как ювелирные — не оценивались.

В *Агинской зоне* подобные образования известны в районе с. Агинское, где зафиксировано более 50 кварцевых жил. Кристаллы находятся в полостях до 5 × 25 см. Цвет дымчатый, размеры 0,1—2,0 см в поперечнике, 0,3—4,0 см в длину. По данным Е.В. Барабашева и Н.А. Трущевой [1984], в гранитах кыринского комплеска на водоразделе рек Байсы и Малой Чиконды находятся кварцевые жилы с друзами кристаллов кварца дымчатого цвета, прозрачных, до 20—40 см по длинной оси.

Отдельные проявления хрусталеносных кварцевых жил зафиксированы в *Аргунской зоне*. Причиной небольшого числа попавших в кадастры безрудных кварцевых жил является, во-первых, преимущественное развитие в рассматриваемой зоне геотектонического районирования рудоносных кварцевых жил и, во-вторых, то, что в период 1956—1975 гг., на который приходится апогей геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000 и частью 1 : 50 000, на них не обращалось должного внимания из-за отсутствия специальных требований о попутных поисках пьезооптического и камнесамоцветного сырья, так как они были объектами внимания специализированных структур геологической отрасли страны. В районе пос. Акатуй среди порфировидных гранитов шахтаминского комплекса известны два крупных развала кварцевых жил с полостями до 10 см в поперечнике, в которых находятся кристаллы до 4 см в длину. В Балейском районе, в падях Большая Капчеранга и Малая Капчеранга, в дацитовых порфиритах встречена хрусталеносная жила с небольшими кристаллами мориона и горного хрусталя.

Наибольший интерес с позиций возможности обнаружить типичные объекты южно-якутского (перекатнинского) типа представляет находка И.А. Томбасовым и И.С. Шульдинером в 1959—1960 гг. делювиальных развалов хрусталеносных кварцевых жил в поле развития гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов нижнепротерозойской борщовочной серии в долине р. Гореватая, правого притока р. Верхняя Лубия, впадающей в Аргунь в СВ части Аргунской зоны. Здесь в глыбах молочно-белого и полупрозрачного кварца встречаются полости 15 × 25 см с кристаллами дымчатого кварца и горного хрусталя. Кристаллы 3—5 см в длину. Специальных работ не проводилось, на ювелирное сырье кварц не оценивался. В этих условиях могут иметь место зоны гранулированного кварца.

Формация флюоритово-кварцевых жил. На территории Забайкалья самостоятельного значения как источник ювелирного горного хрусталя она не имеет. Тем не менее в некоторых месторождениях флюорита в Забайкалье имеются предпосылки и факты для оценки их на попутное коллекционное сырье. На Солонечном месторождении довольно часто встречаются корки и щетки кристаллов кварца, облекающие ярко-фиолетовые или ярко-зеленые агрегаты флюорита. Это же относится и к Абагайтуйскому месторождению. В пади Сарбактуй в Балейском районе Читинской области известны флюоритово-кварцевые жилы с полостями, выполненными кристаллами кварца.

Формация миндалекаменных эффузивов. Детально она рассмотрена при описании месторождений и проявлений агат-халцедонового сырья и аметистового сырья. Здесь отметим лишь те объекты, на которых агат-халцедоновое или аметистовое сырье отсутствует. Наиболее важной из них является *Тетрахская находка* В.Н. Гусева и др. (1961 г.), где в базальтах гусиноозерской серии присутствуют жеоды диаметром 20—70 см, в центральной части выполненные горным хрусталем. Такие же образования известны на Цежейском проявлении, есть они и в базальтах, являющихся источником Тулдунской россыпи сердолика. Подобного генезиса месторождения горного хрусталя и дымчатого кварца могут быть найдены в широкой полосе базальтов в левобережье р. Аргунь, в частности в пределах Буровской площади. Имеются предпосылки для их находок в южной части Ары-Булакской впадины и в обрамлении Торейских озер, в частности в окрестностях разведывавшегося еще А. Таскиным в 1828 г. проявления на горе Далан-Чолон близ Торейских озер. Но самостоятельное значение они могут иметь только в случае образования при их разрушении россыпей.

Формация россыпей. На территории Забайкалья она представлена весьма незначительно. Это связано с особыми условиями процессов выветривания в условиях преимущественного влияния смены температур и слабого развития гипергенной аргиллизации в палеоген-антропогеновый период геологической истории. Для сохранности кристаллов кварца от растрескивания необходимы условия, подобные тем, что создаются в зонах латеритного выветривания и длительно сохраняющегося пенеплена. Тем не менее известны примеры сохранения в россыпях высококачественных кристаллов даже в условиях Забайкалья в его северной части. Пример — *Китемяхтинская россыпь*. Следует упомянуть и отработанные элювиально-делювиальные россыпи на Адун-Челоне.

Определенные перспективы на хрусталеносные россыпи могут быть в полях развития архейских и протерозойских кварцитов и гнейсогранитов могочинской, чарской серий, тунгирской, никитинской, тузалинской, даурской и малханской серий, олондинской, улелейской толщ, куналейской, грехневской, тепторгинской, ононской свит в участках взаимодействия с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. К образующимся в подобных условиях относится, например, крайне недостаточно изученная элювиальная россыпь на водоразделе рек Титка и Бугорихта, правых притоков р. Ульдурги, где отмеченные А.А. Деминым в 1934 г. кристаллы горного хрусталя имели до 10 см в длину и 6—7 см в поперечнике. В 1949 г. В.П. Зайцевым в русловом аллювии в верховьях р. Нерчи была найдена галька прозрачного дымчатого кварца.

Эти примеры свидетельствуют о широком развитии коренной хрусталеносности на территории Забайкалья.

Оценка перспектив

Выше уже указывалось на некоторые причины спада внимания к Забайкалью как источнику кварцевого сырья. К ним, безусловно, следует отнести еще три фактора. Первый — появление заводов по выращиванию кристаллов кварца с заданными свойствами на Южном Урале и во ВНИИСИМСе (при этом следует иметь в виду, что качество кварца как оптического и пьезосырья у природных кристаллов лучше); второй — возможность приобретения дешевого и высококачественного кварцевого кристаллосырья из Бразилии, а также вывоз сырья из Монголии, куда в 50—60-х годах XX столетия переместилась из Забайкалья добыча кристаллосырья; третий — общее уменьшение потребления пьезокварца начиная с 1985 г., в связи с сокращением объемов производства в ВПК, прежде всего в космической технике, ракето- и самолетостроении. Изменилась структура потребления природного кварцевого сырья. Наметился спад в потреблении его для ювелирных изделий, но возросло потребление в информационных технологиях, прежде всего в производстве волоконной техники и сверхтермостойкой керамики на кремниевой основе для космической техники (аппаратов многократного использования типа Буран). Однако эти производства обходятся высокочистым гранулированным кварцем, который образуется в иной геологической обстановке, нежели кристаллы для оптических, ювелирных и пьезоизделий.

Тем не менее мировая потребность именно в природных ювелирных сортах кварцевого кристаллосырья, а также пьезокварца для наиболее ответственных деталей в системах, работающих в условиях высокой радиации (космические аппараты, ядерная техника), продолжает оставаться на высоком уровне. Следует отметить, что имеющиеся в стране кварцедобывающие предприятия начиная с 1990 г. переживают глубокий кризис и спад производства.

Исходя из этого, мы считаем необходимым дать оценку перспектив на кристаллокварцевое сырье и наметить главные направления ГРР на далекую перспективу для создания его сырьевой базы.

Учитывая фактически существующую ситуацию, когда в результате внедрения рыночной системы хозяйства вероятность инвестиций в развитие

базы кристаллокварцевого сырья сомнительна, а также сложившиеся тенденции преимущественной ориентированности на его добычу попутно с разработкой пегматитов с драгоценными камнями, предпочтение отдается именно этим объектам как имеющим реальные возможности быть вовлеченными в сферу отработки в первую очередь.

Из рассмотренных выше объектов формации гранитных пегматитов наибольшими перспективами обладают камерные и миароловые микроклиновые их разности в пределах Борщовочного хребта, Адун-Челонского, Саханайского, Цаган-Олуевского массивов, а также Сорокского плутона, Уринского пегматитового поля, камерные пегматиты Анги и участка Гари. К числу камерных и миароловых пегматитов, перспективных на кристаллокварцевое сырье, относятся также Соктуйское поле, проявление Черные Березы, Кыра-Былыринское (Угдыри, Талача), Самсальское, Курба-Онинское, Даялыкское и другие пегматитовые поля. Проявления ювелирного кристаллокварцевого сырья в жилах золоторудных, оловянно-вольфрамовых и других рудных месторождений не имеют самостоятельного значения и могут быть его источниками только при отработке на основной вид сырья. Среди проявлений, отнесенных к формации безрудных кварцевых жил, в качестве перспективных выделяются Каралонская (бассейны рек Каралон, Большая Падора, Челолек и Кичига), Жанокская, Левомамско-Чайско-Большечуйская, Баргузинско-Котерская, Барун-Инэлуктинская, Ничатка-Бургайская, Конкинская, Байса-Малочикондинская, Лубиинская группы хрусталеносных жил.

Особый интерес как возможные источники горного хрусталя южноякутского типа могут представлять области развития хрусталеобразования в архейских толщах кварцитов, мигматитов и гранитогнейсов в выступах архейских глыб и их протерозойском обрамлении. В этом отношении заслуживают дальнейшего изучения отдельные участки в зоне влияния Абчадского глубинного разлома, где в кварцитах фации эпидотовых амфиболитов развивается гранулированный кварц (Даванская группа месторождений), а по периферии, где сохранены условия зеленосланцевой фации, — жилы с горным хрусталем (например, на южной периферии шва — Каровое проявление). Поэтому в Прибайкальской структурной зоне выделяется Абчадская хрусталеносная зона. С учетом возможности хрусталеобразования южно-якутского типа выделяется Левомамско-Чайско-Большечуйская хрусталеносная зона.

С этих же позиций определенный интерес представляют (хотя и разрозненные) описанные выше проявления хрусталеносных жил в Кодаро-Удоканской и Становой зонах. В позднеархейском структурно-формационном этаже в южной части Чаро-Олекминского блока и в западной части Станового блока развита кварцит-амфиболит-биотитогнейсовая формация, соответствующая борсалинской серии. Породы борсалинской серии слагают ядра синклинальных структур во многих местах Чаро-Олекминского блока. Перспективность их на обнаружение хрусталеносных площадей по аналогии с Алданским и Верхнетимптонским мегаблоками, располагающимися к северо-востоку от Чаро-Олекминского, заключается в том, что благоприятными для формирования хрусталеносных зон являются архейские (возможно, нижнепротерозойские) брахискладки и купола, в ядрах которых располагаются сильно гранитизированные породы и массивы аляскитовых гранитов. При

этом предпочтительны существенно кварцитовые толщи. Хрусталеносные поля в этих условиях приурочены к крыльям куполов и участкам ундуляции осей складок [Методические указания..., вып. 21, 1979]. Хрусталеносные жильные тела залегают в кварцитах и могут группироваться в сложные жильные зоны в тектонических разрывах на контактах с гнейсами и амфиболитами.

В Кодаро-Удоканской зоне хрусталеносные площади могут быть связаны с воздействием на существенно кварцитовые пачки давачанской и борсалинской толщ реоморфических аляскитов станового комплекса, а также лейкократовых гранитов куандинского и кодарского комплексов. Наиболее перспективными на горный хрусталь могут быть участки взаимодействия указанных выше кварцитовых пачек с аляскитами или лейкократовыми гранитами ингамакитского комплекса.

Исходя из вышесказанного, перспективными на горный хрусталь и аметист, по аналогии с Ангаро-Илимскими месторождениями, где они широко развиты, могут быть Сулуматское и Нижнесакуканское поля железистых кварцитов борсалинской серии, взаимодействующих с аляскитами и лейкократовыми гранитами станового комплекса. Это же относится и к бассейну верховьев р. Китемяхты как в пределах известной Китемяхтинской железорудной зоны, так и южнее ее, где толща борсалинской серии с юга имеет интрузивные контакты с аляскитами ингамакитского комплекса. Кроме того, хрусталеносные зоны могут быть и в пределах Среднекаларской железорудной зоны, выделяемой на "Металлогенической карте Кодаро-Удоканского прогиба и его обрамления масштаба 1:200 000" [Богданов и др., 1989], где вдоль юго-восточной границы распространения отложений борсалинской серии известно множество массивов ингамакитского комплекса, сложенных аляскитами. Это относится прежде всего к бассейну верховьев р. Абнунмакит.

Возможны находки горного хрусталя в кварцитах давачанской свиты в результате воздействия аляскитов ингамакитского комплекса по р. Катугин в приустьевой его части (от устья до 5—6 км вверх) и в бассейне его правого притока Дялтукта. В подобных условиях можно ожидать проявления хрусталеносности в бассейне р. Южный Сакукан и нижнего течения р. Луча, впадающей в Калар слева. Сказанное относится и к Среднекаларской железорудной зоне в целом, где в купольных структурах, связанных со штоками и мелкими аляскитовыми интрузивами, их производными могут быть хрусталеносные поля в кварцитах давачанской свиты. В связи с воздействием лейкократовых гранитов кодарского комплекса в бассейне верховьев р. Катугин (р. Несмура) на породы давачанской свиты, возможны месторождения кондиционного кварцевого сырья, о чем свидетельствует упомянутая выше находка в верховьях р. Несмуры (Ф.М. Ступак, А.М. Решетников, 1971 г.) кварцевой жилы мощностью 25 см со щетками мелких кристаллов и кристалла мориона в делювии.

Нерюнгринские диаманты

Одним из особых видов ювелирного и коллекционного кристаллокварцевого сырья считаются так называемые мармарошские диаманты, представляющие собой субизометричные двухголовые кристаллы с угнетен-

ным поясом тригональных призм и хорошо образованными ромбоэдрическими головками. Они отличаются сильным, почти алмазным блеском (фото 22) и используются для вставок после фасетной огранки или в первозданном виде, иногда с предварительной подшлифовкой и полировкой природных граней.

Исследованием методом ЭПР определено, что, по крайней мере, часть из них своим сильным блеском обязана углеводородным центрам.

Великолепные светло-дымчатые и бесцветные кристаллы такой разновидности кварца, названные нами нерюнгринскими диамантами, известны на контактах углистых песчаников и метаморфизованных углей Нерюнгринского месторождения. Места их находок в настоящее время засыпаны. Подобные кристаллы кварца могут быть на контактах вмещающих пород и каменных углей на Апсатском месторождении, где прослеживаются участки более интенсивного метаморфизма углей. Имеет смысл обратить внимание на возможность их находок на Арбагарском и других месторождениях угля в условиях гидротермального воздействия при формировании и метаморфизме угленосных толщ.

Важнейшие хрусталеносные зоны Забайкалья

Анализ пространственного размещения проявлений кварцевого кристаллосырья и связи их с определенными геологическими формациями свидетельствует о том, что большинство из них образует той или иной концентрированности скопления преимущественно в орогенных структурах.

Хрусталеносные пегматиты приурочены к апикальным частям крупных плутоногенных гранитоидных систем или их наиболее высоким фрагментам. Абсолютное их большинство находится внутри интрузивных тел. Хрусталеносные пегматиты связаны с лейкократовыми, реже аляскитовыми гранитами всех возрастных групп. К настоящему времени сохранились лишь в отдельных местах (Абчадская зона) камерно-миароловые пегматиты в связи с абчадским субщелочным комплексом позднепротерозойского возраста; с протерозойскими гранитоидами связано также Ключевское проявление в Хамар-Дабанской зоне. К раннепалеозойским пегматитоносным относятся граниты джидинского, конкудеро-мамаканского (Кыджимит, Она, Курба-Онинская группа проявлений) и витимканского (Уринское поле) комплексов. Камерные хрусталеносные пегматиты, связанные с гранитоидами огнитского комплекса (Самсальское, Даялыкское проявления и др.), распространены в Восточно-Саянской зоне. Юрским гранитоидам борщовочного комплекса отвечают камерные пегматиты Борщовочного кряжа (Золотая Гора, Тулун и др.), Халзанского массива и др., асакан-шумиловского комплекса — Ангинское поле, кыринского — проявления Угдыри, Талачинское, гуджирского — проявления Амнунное, Коллективное и др., кукульбейского — Черные Березы, Малосоктуйское, Адун-Челонское и др.

Кварцевые жилы всех формационных типов также связаны с разновозрастными гранитоидами, а лучшие по качеству кристаллы — с преобразованием толщ, содержащих кварциты, песчаники и кварцево-хлоритовые сланцы.

Большинство скоплений проявлений хрусталя находятся в зонах воздействия крупных шовных структур.

В пределах Забайкалья на основе анализа размещения хрусталеносных проявлений с целью прогнозирования кристаллокварцевого сырья выделяются следующие зоны (рис. 25): Абчадская (1), с развитием пегматитов и кварцевых жил в метаморфических толщах в зоне влияния Абчадской шовной структуры; Левомамско-Чайско-Большечуйская (2), с развитием формации безрудных кварцевых жил в протерозойских толщах холоднинской, олокитской и ондокской свит, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации или диафторированной при регрессивном метаморфизме до этой фации (проявления Нюсидек, Соли, Амнундакан и др.); Келяно-Каралонская (3) протяженностью более 100 км от р. Келяны на ЮЗ до оз. Ничатка на СВ; она объединяет ряд проявлений, находящихся в гранитоидах, диоритах, габброидах, метаморфических породах и связанных с воздействием гранитоидов конкудеро-мамаканского или ингамакитского (на СВ) комплексов (Каралонское месторождение, Хрустальное, Челолек, Бургай и др.); Южно-Муйская (4), объединяющая расположенные в бассейнах рек Восточный Горбылак и Бамбуйка проявления хрусталеносных кварцевых жил Жанокское-I и -II, Мухтунное и др., локализованные в эффузивах, песчаниках, доломитах соответственно горбылокской, гольцовой и бамбуйской свит; Чарско-Каларская (5), объединяющая проявления хрусталеносных жил бассейнов верхнего течения рек Чары и Калара, где развиты поля взаимодействия гранитов, гнейсов, мигматитов станового комп-

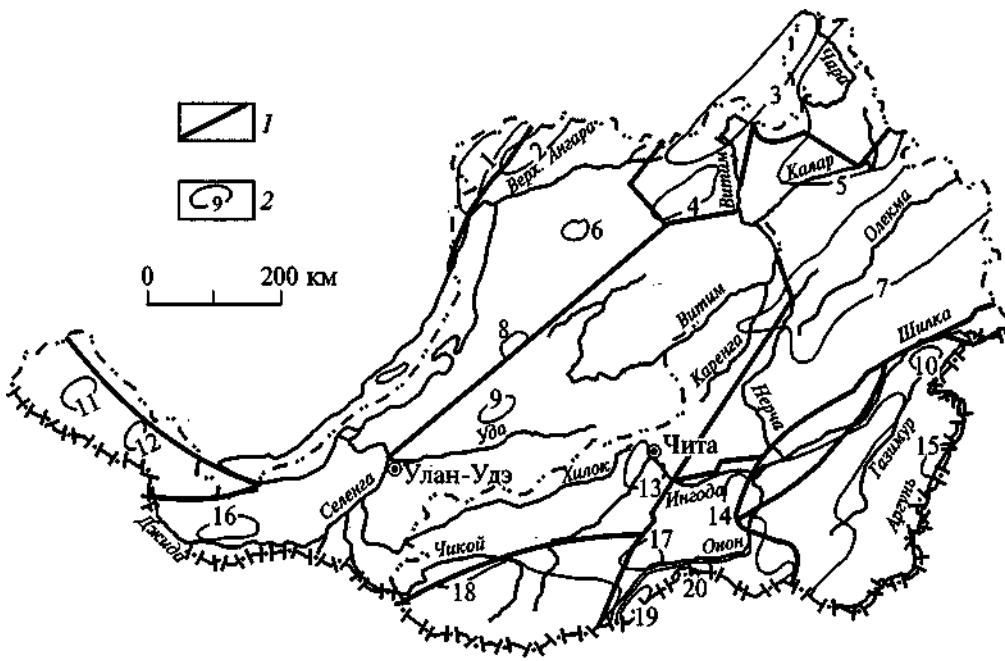


Рис. 25. Схема расположения основных хрусталеносных зон на территории Забайкалья.

1 — глубинный разлом; *2* — контур зоны и ее номер.

лекса, кварцитов, амфиболитов борсалинской серии и давачанской толщи с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами ингамакитского комплекса; здесь возможны ситуации, аналогичные известным в Алданской хрусталеносной провинции; Баргузино-Котерская (6), находящаяся в бассейне левобережья р. Котеры и в сопряженной с нею верхней части бассейна рек Баргузин и Светлая в пределах Баргузино-Котерского синклинория (проявления Сининда, Гасакан, Чипчикон и др.); Становая (7), включающая огромную территорию от бассейна нижнего течения р. Каренги (Конталакская группа проявлений) и верховьев рек Нерчи и Олекмы на юго-западе до границы Читинской области и далее на северо-восток в полях развития станового комплекса и прорывающих его гранитоидов (проявления р. Платон, Лопча и др.); хрусталеносность формаций безрудных кварцевых жил и пегматитов здесь может быть связана с толщами кварцитов тунгирской и могочинской серий в купольных структурах воздействия лейкократовых и аляскитовых гранитов; Уринская (8), связанная с развитием высокопродуктивных миароловых и камерных пегматитов в гранитоидах витимканского комплекса в пределах Баргузинской структурно-тектонической зоны; Курба-Онинская (9) на территории бассейнов рек Курба и Она в связи с пегматитами гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (Она, Курба-Онинская группа, Бильчир и др.); Лубиинская (10) в Аргунской структурно-тектонической зоне, где в архейских кварцитах находятся жилы с горным хрусталем; Орликская (11) и Самсальская (12) зоны, где развиты миароловые микроклиновые пегматиты в гранитах огнитского комплекса, апикальные части полей развития которых перспективны на камерные и миароловые пегматиты; Читино-Ингодинская (13), объединяющая места находок кристаллов кварца в Кадалинском, Каменско-Черновском, Молоковском и других местах Яблонового и Черского хребтов в бассейне среднего течения р. Ингоды; Адун-Челонско-Борщовочная (14), объединяющая огромное число камерных и миароловых хрусталеносных пегматитов Адун-Челонского и Борщовочного хребтов, а также Кангинское, Завитинское, Малосоктуйское, Цаган-Олуевское, Хара-Норское и другие пегматитовые поля, связанные с борщовочными, кукульбейскими и другими позднеюрскими гранитами; это одна из главных составных частей Забайкальской хрусталеносной провинции; Урово-Аргунская (15), связанная с кукульбейскими гранитами в бассейне рек Уров и Ишаг, где встречаются хрусталеносные пегматиты (Черные Березы); Джидино-Армакская (16), выделяющаяся в связи с широким развитием хрусталеносных пегматитов (Армакское, Хуртугинское проявления) и аметистсодержащих эффузивов (Армакское, Алцакское, Торейское проявления и др.) на обширной площади в левобережье р. Джида; Иля-Саханайская (17), расположенная в бассейне левобережья р. Иля и в правобережье, захватывая Саханайский гранитный массив; здесь в связи с гранитами кукульбейского комплекса широко распространены камерные и миаролово-камерные микроклиновые хрусталеносные пегматиты, а также кварцевые жилы; Зачикойско-Даурская (18), объединяющая крупные Мензинское, Ангинское, Былыра-Кыринское, Улурийское и другие хрусталеносные пегматитовые поля, хрусталеносные кварцево-вольфрамитовые, кварцево-касситеритовые и переходные между ними месторождения (Шумиловское, Лево-Ингодинское, Надежнинское, Сохондинское,

Букукунское), а также жилы аметистовидного кварца Тарбальджей-Хапчерангинской полосы и др.

С определенной долей условности выделены еще две зоны пегматитовой хрусталеносности: Халзанская (19) и Дурулгуевская (20), связанные с соответствующими гранитными массивами. При этом в пределах Халзанской ожидаются преимущественно миароловые или миаролово-камерные пегматиты, а в Дурулгуевской зоне, где известны миаролоносные пегматиты, также и хрусталеносность формации рудоносных кварцевых жил в связи с месторождениями вольфрама на уже изученных и еще не изученных объектах грейзеновой формации.

О двух хрусталеносных провинциях в Забайкалье

Анализ пространственного размещения выделенных хрусталеносных зон позволяет сделать следующие выводы.

На территории Забайкалья и прилегающих территориях можно выделить две хрусталеносные провинции: Южно-Забайкальскую и Северо-Восточно-Забайкальскую.

Южно-Забайкальская провинция объединяет преимущественно хрусталеносные пегматиты, связанные, за редким исключением (Самсальская и Орликская зоны, хотя, возможно, возраст самсальского комплекса также юрский), с мезозойским магматизмом, и обусловлена ореолом влияния Монголо-Охотского пояса. Она включает Зачикойско-Даурскую и связанную с ней Халзанскую зоны, Иля-Саханайскую, Адун-Челонско-Борщовочную, а также едва вскрытую эрозионными процессами Урово-Аргунскую зоны и Дурулгуевскую зону, переходную к редкометалльным пегматитам и рудоносным кварцевым жилам с олово-вольфрамовым оруденением. Обособлена Читино-Ингодинская зона, где преимущественно развиты миаролоносные редкометалльные пегматиты, связанные с яблоновым комплексом гранитоидов. Южно-Забайкальская хрусталеносная провинция имеет своим продолжением зоны развития миароловых пегматитов в Монголии, где в крупных юрских гранитных массивах Горихо, Дзун-Баин и Чжанчублинг площадью до 120—450 км^2 находятся одноименные месторождения горного хрусталя.

Северо-Восточно-Забайкальская хрусталеносная провинция, включающая Абчадскую, Левомамско-Чайско-Большечуйскую, Келяно-Каралонскую, Южно-Муйскую, Чарско-Каларскую и Становую зоны, к настоящему времени лишь намечается. Северная ее ветвь тяготеет к северо-восточной системе тектонических швов зоны Байкальского рифта и структурам сочленения Чарской глыбы и Станового поднятия, содержащего реликты архейского фундамента (Становому глубинному разлому), и включает зоны взаимодействия архейских и протерозойских толщ, содержащих в своем составе кварциты, мигматиты и гранитогнейсы, с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. Она может быть юго-западным продолжением Алданской хрусталеносной провинции с развитием преимущественно хрусталеносных жил и жильных зон формации безрудных кварцевых жил. Южная ее ветвь, расположенная в бассейнах рек Каренги, Нерчи и Олекмы, где в Становом сводовом поднятии имеются элементы археид, претерпевших преобразова-

ния в связи с тектономагматической активизацией от протерозоя до мезозоя, может содержать как неоткрытые еще месторождения алданского типа (Перекатнинского) формации хрусталеносных безрудных жил (тектономагматическая активизация протерозойского и раннепалеозойского возраста, с внедрением аляскитовых гранитов), так и миаролоносные пегматиты, связанные с тектономагматической активизацией мезозойской эпохи. Находки проявлений хрусталеносности обеих формаций описаны выше.

Особое положение занимают образующие полосу северо-восточного простирания Курба-Онинская, Уринская и Баргузино-Котерская хрусталеносные зоны, область развития которых увязывается с простиранием Байкальской рифтовой зоны и развитием пегматитоносных гранитоидов. Джидино-Армакская хрусталеносная зона контролируется Джидинским разломом, а Каровое проявление в Прибайкальской структурно-тектонической зоне — Лево-Миньским разломом глубинного заложения, оперяющим Байкальскую шовную структуру.

Все выделенные хрусталеносные зоны имеют тенденцию к расположению в областях влияния крупнейших шовных структур глубинного заложения. Даже отдельные крупные проявления кварца сопряжены с ними. Например, Кварцевая Гора — это проявление в зоне влияния Балягинского глубинного разлома, оперяющего Джида-Витимский крупный глубинный разлом.

Северо-Восточно-Забайкальскую провинцию, имея продолжение на северо-восток, можно объединить с Алданской (Южно-Якутской) с преимущественным развитием формации безрудных кварцевых жил.

Южно-Забайкальская провинция может быть составной частью единой Южно-Забайкальско-Монгольской провинции с преимущественным развитием формации хрусталеносных пегматитов и в меньшей мере рудоносных кварцевых жил.

Благородный опал

Благородный опал — один из самоцветов, известный человеку с давних времен и всегда высоко ценившийся.

Опал (по: [Киевленко и др., 1982; Методические указания..., вып. 22, 1978]) встречается либо в эффузивах и туфах как продукт поствулканической гидротермальной деятельности, либо в корах выветривания по гипербазитам (Иджимское проявление в Западном Саяне, Сарыкулболды в Северном Казахстане), либо в корах выветривания на осадочных меловых и третичных породах, в которых находятся знаменитые месторождения Австралии (Лайтнинг-Ридж и Уайт-Клифс в Новом Южном Уэльсе, Андамука и Кубер-Педи в Южной Австралии, Куннамулла и Ироманга в Квинсленде). Эти месторождения дают до 95 % мировой добычи благородного опала. Их особенность — определенный профиль коры выветривания, в котором опалоносные породы представлены либо монтмориллонитовыми глинами (Лайтнинг-Ридж), либо каолинитовыми силицифицированными породами (Уайт-Клифс). Кроме того, опалоносные породы находятся на контакте монтмориллонитовых и каолинитовых глин, цементирующих конгломератоподоб-

ные породы (Андамука), в песчаниках, залегающих на глинах, или в галечниках, в которых опал концентрируется в виде четких прослоев галечникового горизонта мощностью 0,15—0,6 м (Куннамулла и Ироманга). Эти прослои похожи на конгломераты и состоят из рыхлого песчанистого материала с большим количеством глинистых галек, имеющих конкреционное строение и содержащих в центре благородный опал. Диаметр их варьирует от 6 до 150—200 мм. Иногда опал образует ветвящиеся прожилки. Для всех месторождений типичен так называемый кремнистый панцирь, под которым и находятся опалоносные слои. Схематическое строение разреза, по [Драгоценные и цветные камни..., 1973], дано на рис. 26. Другой особенностью опалоносных кор выветривания является повсеместное развитие гипса.

На территории Забайкалья известны лишь единичные находки благородного опала. Абсолютное их большинство относится к категории минералогических находок и глубоко не изучалось. Исключение составляет лишь Эхэ-Горхонская находка обломка красно-оранжевого опала в аллювии р. Зазы. Здесь в косовой россыпи среди гальки терригенно-эффузивных пород хысехинской свиты найден полуокатанный уплощенный обломок жилы мощностью 1,0 см. Размеры обломка 0,8—1,1 × 2,0 × 4,0 см. Он полупрозрачен, разбит трещинами усыхания. Нужны поиски коренного источника, который должен находиться поблизости в эффузивно-терригенных отложениях хысехинской свиты. Опал в россыпи ассоциирует с агатом и сердоликом.

Типичный огненный опал в 1995 г. был обнаружен в долине Витима в 40 км выше железнодорожного моста жителями ст. Куанды во время охоты. Эта информация поступила от геофизика В.В. Альперта, работавшего в Удоканской экспедиции. Пять кусочков размером до 1,4 см из числа подаренных ему одним из первооткрывателей В.В. Альперт передал автору для определения и технологической оценки. Камень оказался технологичным. Он эффектно смотрится в ассоциации с золотом (фото 23, *а*, *б*), летом 1995 г. В.В. Альперт посетил проявление огненного опала и привез образцы. Точное местонахождение проявления им не сообщено, но известно, что опал образует прожилки и гнезда в породе, похожей на песчаник либо

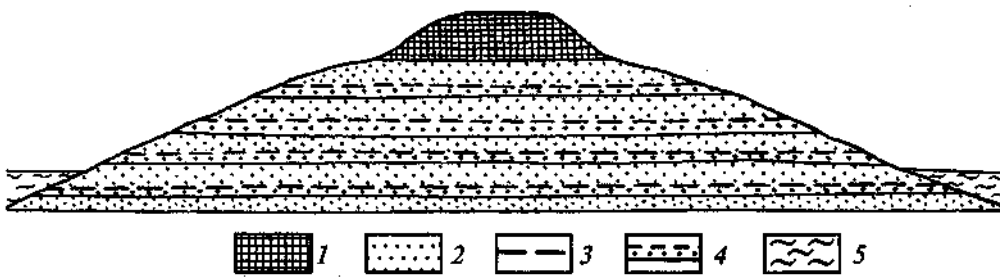


Рис. 26. Схематический разрез на месторождениях опала Австралии (по: [Драгоценные и цветные камни..., 1973]).

1 — кремнистый панцирь, мощность 4—5 м; *2* — каолины и глинистые песчаники, мощность 25—30 м; *3* — силифицированный и ожелезненный прослой песчаника ("стальной слой"), мощность до 5 см; *4* — опалоносная порода, глины с желваками опала, мощность 1,3—2 м; *5* — современные отложения.

кварцит. Прожилки опала, судя по обломкам, имеют мощность 0,5—1,5 см. Это проявление, условно назовем его Витимское, высококачественного огненного опала может стать единственным месторождением высокоценного сырья в России.

Судя по информации В.В. Альперта и общегеологической обстановке, огненный опал может быть связан с продуктами изменения ультрабазитов Шаманского массива в правобережье Витима либо в долине р. Талакан, и тогда должны тщательно обследоваться коры выветривания, может быть, под четвертичными отложениями, где они сохранены от выветривания. Находки огненного опала возможны также в осыпях. Кроме того, если эти опалы происходят из древней коры выветривания или зон воздействия низкотемпературных гидротерм в пределах Шаманского массива, следует обратить внимание на возможность их находок по всей его площади. Другим источником могут быть продукты изменения базитов буричинского комплекса, развитых по р. Талакан.

Следует иметь в виду, что благоприятная обстановка, напоминающая обстановку, в которой развиты опалы Австралии (на месторождениях Лайтинг-Ридж, Уайт-Клифс, Йовах, Хейрике и др.), наблюдается в долине и бассейне р. Куанда, где под четвертичными отложениями (или в них) могут быть проявления благородного опала, особенно в полях развития ультрабазитов довыренского комплекса. Могут быть опалы и в дизъюнктивной зоне сочленения Шаманского массива и шаманской свиты в междуречье Таксимы и Талакана. Возможность обнаружения опалов в связи с корами выветривания в песчаниково-глинистых образованиях в бассейне нижнего течения р. Куанды может быть обусловлена подтоком кремнеземистых растворов в кайнозойские рыхлые отложения по разломам, контролирующим долины Витима и Куанды.

Автором обнаружен зеленый опал на Шивычинском проявлении агата и цветного халцедона. Обломок размером 1 × 1,5 см характеризуется яркой игрой света. Опал отмечался в миндалинах из окрестностей оз. Цаган-Нур, а также в районе Абагайтуя. На этом проявлении, получившем название Илковское, опал встречается в газовых пузырях и тонких прожилках в нижнемеловых андезитах. В Забайкальском районе Читинской области в верхней части андезитового покрова на горе Молоканка в миндалинах, наряду с халцедоном, отмечен голубой опал. По данным М.А. Апенко (1967 г.), опал пригоден для поделок. На проявлении возможен сбор коллекционных и поделочных образцов.

Данбурит

Ювелирный данбурит (силикат бора) описан В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко [1992] в жиле Гранатовая Малханского пегматитового поля. Данбурит этой жилы отличается необычной оранжевой окраской совершенно прозрачных кристаллов. Монообласти ювелирного качества достигают 1,5 × 2,0 см и пригодны для фасетной огранки. В других жилах (Орешная, Моховая, Соседка, Данбуритовая) этот минерал также присутствует, но очень редко дает хорошие кристаллы ювелирного качества.

Поллуцит

Поллуцит иногда встречается в крупных бесцветных кристаллах, содержащих ювелирные монообласти. На месторождении Кулам в Афганистане, например, отдельные кристаллы кубического или кубооктаэдрического габитуса достигают 12 см в поперечнике и содержат ювелирные монообласти 3 × 4 см.

Поллуцит характерен для пегматитов Малханского поля [Загорский, Перетяжко, 1992], где он составляет иногда до 10 % лепидолитсодержащих продуктивных комплексов. Однако в большинстве случаев его индивиды невелики (1 × 2 мм). Крупные индивиды бесцветного прозрачного поллуцита встречаются в жилах Светлая и Солнечная, где размер их достигает 3 × 4 см; такие образования пригодны для фасетной огранки. Подобные выделения поллуцита известны также в миаролах жилы Водораздельная Мензинского поля.

Гамбергит

Гамбергит — редкий минерал, борат бериллия. Малханское поле — единственное место в России, где встречен этот минерал. Он обнаружен и описан В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко [1992]. Гамбергит присутствует в рыхлом материале, заполняющем миаролы жил Моховая и Соседка, а также в парагенезисе с клевеландитом, полихромным турмалином и лепидолитом в поздних комплексах жилы Орешная. Он образует призматические бесцветные кристаллы. Чаще всего кристаллы невелики (0,1 × 0,5 см), но встречаются и индивиды, достигающие 5,5 см в длину при толщине 1,0 см. Такие кристаллы могут граниться. Но наибольшую ценность они представляют как коллекционное сырье.

Рутил

Рутил и его полиморфные модификации не относятся к традиционным ювелирным камням. Тем не менее крупнейшие геммологи (например, Г. Смит, В. Шуман, Г. Банк, Дж. Синкенкес) относят многие минералы к ювелирным, лишь бы они обладали красотой и необходимыми технологическими качествами [Смит, 1980; Шуман, 1986].

В сводку по Бурятии В.Ф. Рукавца (1981 г.) рутил включен как возможный ограночный камень. Практический интерес могут представлять лишь свободные камни — кристаллы с минимальным размером более 0,5 см. В мировой практике для огранки используют кристаллы, добываемые из россыпей либо из друзовых пустот. Обычно минералы группы рутила встречаются в метаморфических толщах, в находящихся в них кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилах, в хрусталеносных жилах альпийского типа, в щелочных породах и в связанных с их разрушением россыпях.

В ***Муйской зоне*** в гнейсах янгудской свиты на водоразделе рек Саку и Илеир В.Л. Тихоновым и В.А. Барановым (1954 г.) и Г.Л. Митрофановым и В.Н. Белокопытовым (1969 г.) описано пять кварцевых жил мощностью до

1 м, в которых наблюдалась вкрапленность красно-бурых кристаллов рутила длиною до 5—7 см.

В ***Восточно-Саянской зоне*** в архейских гнейсах в связи с гранитами саянского комплекса известны Зангисанское, Шиткан-Гольское и Большеургэдэйское проявления рутила (Ю.И. Баранов, Ю.А. Алексеев, 1971 г.; А.А. Самбург, Н.К. Самбург, 1963 г.). Рутил в ассоциации с ильменорутилом образует гнезда и вкрапленники, приуроченные к зонам длиною до 20 м и мощностью до 3 м. Рутил бурый и красно-бурый в кристаллах длиной 5—7 см. Перспективы этих находок на ювелирное сырье не известны. Поэтому в случае экономической целесообразности их надо бы обследовать с целью определения технологических свойств кристаллов, возможности извлечения и присутствия в дезинтегрированном виде.

Рутил — довольно обычный минерал щелочных пород, особенно их пегматитов, поэтому при изучении последних целесообразно обращать внимание на возможность находок ювелирных разностей рутила.

Голубой диопсид

Голубой диопсид, описанный А.Г. Бетехтиным в "Минералогии" как виолан (итальянские авторы так называли сиреневый или фиолетовый диопсид, окраска которого связана с примесью марганца), встречается в карбонатных породах амфиболитовой фации метаморфизма либо в диопсидовых скарнах. Его окраска в изучавшихся нами совместно с профессором В.М. Винокуровым ярко-синих образцах Афганистана и голубых из карбонатных толщ Хакасии связана с примесью ванадия.

В 1996 г. Е.В. Кисловым исследован ярко-голубой до ярко-зеленого диопсид из диопсидовой зоны известково-магнезиальных скарнов Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового интрузива [Кислов, 1996]. Скарны здесь образуются на контакте бруситовых апопериклазовых мраморов и жилообразных выделений кварца. Участки скарнирования имеют зональное строение: жилообразный кварц — диопсидово-волластонитовая зона — диопсидовая зона (ярко-голубой или ярко-зеленый диопсид) — светлая фарфоровидная порода (преимущественно монтичеллитового состава) — бруситовый апопериклазовый мрамор. Содержание триоксида ванадия в ярко-зеленом диопсиде составляет 0,32 %, а в голубом какие-либо хромофоры не обнаружены. Отсюда следует, что голубая окраска может быть связана не только с примесями ванадия, но и с другими F-центрами, в частности вакансионными. Мощность зон голубого диопсида составляет первые десятки сантиметров. Существенно диопсидовая порода может использоваться как оригинальный поделочный камень.

Забайкалье — крупная провинция ограночного сырья России

Разведанные запасы цветного турмалина (Малханское месторождение), аквамарина, гелиодора и других разновидностей берилла (Шерловогорское и Адун-Челонское месторождения), а также прогнозные ресурсы

этих камней в пегматитах Борщовочного кряжа, Мензинского, Малханского, Завитинского, Халзанского, Урикского и других полей, Адун-Челон-Шерловогорской рудно-магматической системы и других объектов, составляющих для берилла более 30 тыс. кг и для турмалина около 90 тыс. кг, могут быть надежной сырьевой базой промышленности по выпуску ювелирных изделий и других украшений из камня.

Кроме того, новые данные о распространенности и качестве топаза в регионе позволили дать оптимистичную оценку объектов на этот камень и оценить ресурсы в 13,1 тыс. кг.

Важнейшим источником ювелирных разновидностей кварца являются пегматиты известных полей, в которых они до сих пор оценивались лишь как пьезооптическое сырье. По состоянию на 01.01.98 г. прогнозные ресурсы горного хрусталя составляют около 300 т. Из них в пегматитах Южно-Забайкальско-Монгольской провинции прогнозируется более 280 т ювелирных разновидностей горного хрусталя-сырца.

Значительный прирост ресурсов следует ожидать от специализированного изучения разновозрастных слабоэродированных пегматитоносных гранитоидных комплексов в Восточно-Саянской, Абчадской, Муйской, Кодаро-Удоканской и Селенгино-Становой зонах, где сосредоточены крупные пегматитовые поля. При этом решающее значение имеет принадлежность продуктивных на камнесамоцветное сырье апикальных частей реоморфических гранитов типа борщовочных.

Впервые выявлены предпосылки для обнаружения изумруда грейзеновых формаций и в миароловых гранитах, а также александрита.

Среди ограночных камней промышленное значение имеют берилл, турмалин, топаз, хризолит и пироп, имеются предпосылки для открытий промышленных объектов альмандина, благородных разновидностей корунда, шпинели, опала.

Глава 4

ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Агат-халцедоновое сырье

Халцедон и его ювелирно-поделочные разновидности (агат, сердолик, оникс и др.) имеют широкое распространение и известны с древних времен. История их открытия приведена в гл. 1.

Забайкальско-Монгольская агатоносная провинция

Геологической предпосылкой наличия агат-халцедонового и сопутствующего ему (яшмы, цветные кремни, аметист и аметистовидный кварц) камнесамоцветного сырья на территории региона является широкое развитие мезозойского вулканизма, проявляющегося в виде трещинных стратовулканов, локализованных в прибортовых частях депрессионных зон мезозойского возраста. В современном рельефе полосы вулканогенных образований вытянуты с юго-запада на северо-восток и обрамляют долины крупных рек. С продуктами разрушения вулканогенных образований связаны остаточные проявления агат-халцедонового и сопутствующего им сырья в виде элювиально-делювиальных, реже коллювиальных россыпей, а с деятельностью речной сети — переотложенные аллювиально-террасовые и аллювиально-косовые месторождения.

Анализ распределения в пространстве проявлений агат-халцедонового сырья и верхнемезозойских стратовулканов свидетельствует о продолжении их в пределах тех же линейных структур в Монголию. Поэтому назрела необходимость в выделении Забайкальско-Монгольской агатоносной провинции, в пределах российской части которой выделяются 7 зон, имеющих естественные географические границы: Приаргунская, Приононская, Удино-Витимская, Хилокско-Чикойская, Джидинская, Пришилкинская и Зейская (рис. 27).

Приаргунская агатоносная зона занимает левобережье р. Аргунь и бассейн р. Газимур, где развиты вулканиты шадоронской серии, годымбойской и усть-карской свит. Продуктивными на агат-халцедоновое сырье являются нижнемеловые миндалекаменные базальты, андезиты и андезитобазальты годымбойской, аргунской и усть-карской свит. В этой зоне локализованы известные перспективные проявления Нагаданское, Агатовая Сопка, Кличкинское, Урово-Мотогорское, Корабль, Улановское, Буровское-I—III, Зарголское, Мулина Гора и др. К этой зоне относятся Начировское, Дуроевское, Горбуновское, Уртуйское, Бульдургуйское, Макаровское проявления яшм.

Приононская агатоносная зона находится в границах бассейна р. Онон. Здесь развиты верхнеюрские дациты, андезитодациты и базальты джаргалан-

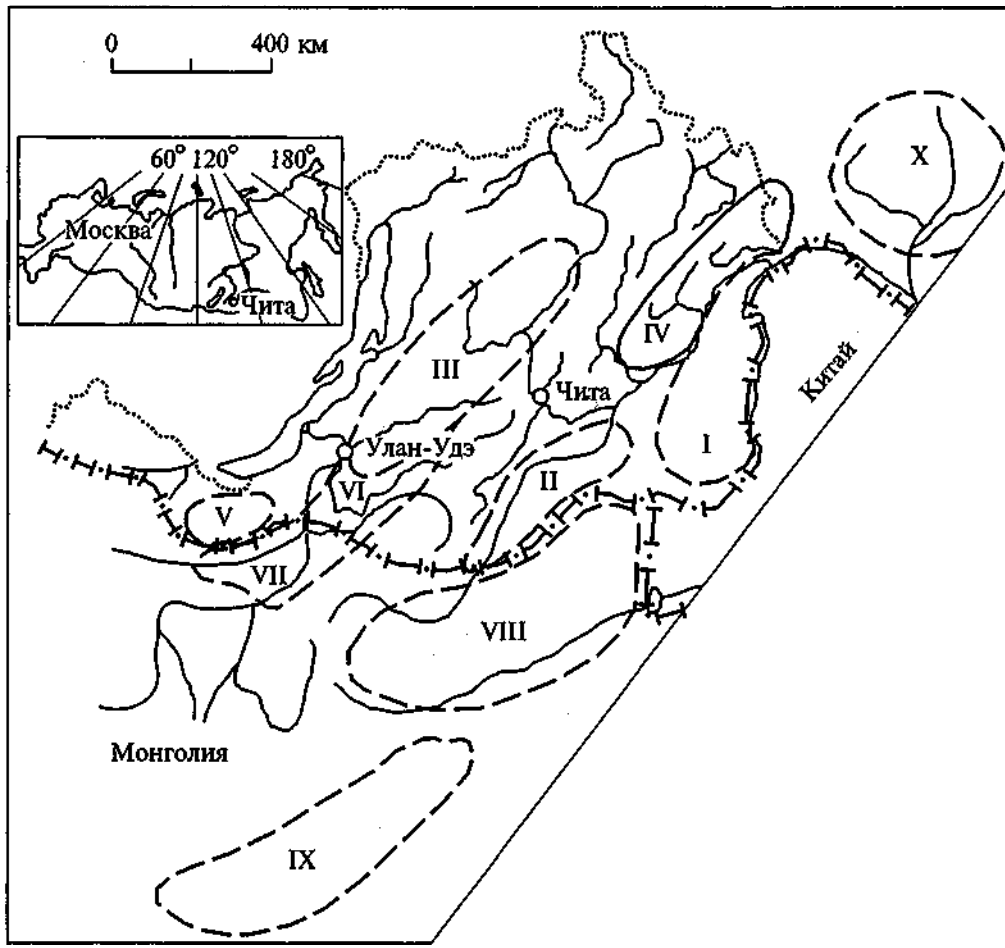


Рис. 27. Забайкальско-Монгольская агатоносная провинция.

Зоны: I — Приаргунская, II — Приононская, III — Удино-Витимская, IV — Пришилкинская, V — Джидинская, VI — Хилокско-Чикойская, VII — Селенгинская, VIII — Улдза-Гол-Керуленская, IX — Гобийская, X — Зейская; контуры зон показаны штриховой линией.

туйской, букукинской и бырцинской свит, а также нижнемеловые базальты и андезитобазальты усть-карской и даинской свит. С риолитами и риолитодацитами акуинской свиты связаны литофизы яшм и агатовидного халцедона. К рассматриваемой зоне относятся проявления цветного халцедона, агатов и декоративных яшм Шивычинское, Шевартайское, Три Осины, множество проявлений в правобережье р. Бырцы, окрестностях оз. Цаган-Нор, Торейских озер, проявления бассейна р. Хойто-Ага, Хороб-Забцарское и др.

Удино-Витимская зона охватывает бассейн рек Витим (реки Холой, Заза, Джилинда, Амалат, Ципа) и Уда, где распространены трахиандезиты, трахибазальты, липариты, трахилипариты бадинской, удинской и нюкжинской свит, трахиандезитобазальты хысехинской и кижингинской свит. С ними связано Тулдунское месторождение технического и ювелирного агата, являющееся составной частью крупной Еравненской агатоносной площади.

Здесь известны россыпи по рекам Заза, Холой, Тальша, Аталанга, Ашигли, Витимкан, Суба, Индола, в окрестностях оз. Гунда и т.д.

Хилокско-Чикойская агатоносная зона примыкает с юга к Удинской части Удино-Витимской зоны, а на западе ограничивается водоразделом Чикоя и Селенги. Здесь агатоносными являются липариты, трахиандезиты, трахибазальты, андезиты бадинской, тигнинской, ичетуйской и галгатайской свит. На площадях их развития выделяются Шила-Бадинская, Буртуй-Тырэбхэнская, Киранская, Хуртей-Харагунская, Малета-Зардаминская, Тугнуйская, Куналей-Окино-Ключевская группы проявлений агата, халцедона, вулканических стекол основного состава, яшм и яшмоидов. Среди яшмоносных пород как высоко перспективная отмечается Жиндокон-Голдановская площадь метаморфизованных базальтоидов унгуркуйской свиты нижнепермского возраста.

Джидинская зона агатоносных эффузивов сложена дацитоандезитами, трахиандезитами и трахибазальтами ичетуйской свиты, где выделяются Армакская, Алцакская и Торейская, Цежейская агатоносные площади. Особенность Армакской и Торейской площадей — широкое развитие аметиста в жеодах опал-халцедоновых миндалин.

Пришилкинская зона находится в пределах левобережья бассейна р. Шилки. Здесь миндалекаменные вулканиты развиты в усть-карской, нюкжинской, хысехинской и оловской свитах. Выходы их описаны в бассейне р. Чалбучи, в Зелено-Озерской и Кыкеро-Акиминской депрессиях, по Ульдурге, Нерче, Амазару, Могоче, Куэнге, Курлычу, Урюму [Мисник, 1970; Самусин и др., 1970; Шенфиль, Чацкис, 1970; Шулика и др., 1974; Пенягин и др., 1979; Трянин и др., 1984].

Далее на восток и северо-восток Пришилкинская зона переходит в Зейскую, в пределах которой известны россыпи, развитые на окраинах Зейско-Буреинской депрессии [Методические указания..., вып. 11, 1976], связанные с продуктами разрушения андезитобазальтов, базальтов талданской свиты нижнемелового возраста. В пределах зоны известны аллювиальные косовые (Бурунда), террасовые (у дер. Москвитино), косовые и русловые россыпи (р. Пера в окрестностях г. Свободный).

Во всех указанных зонах наряду с агатом в той или иной мере развиты проявления яшм, цветных кремней, аметистовидного кварца. Они образуют скопления и в коренных породах, и в продуктах их разрушения.

Закономерности размещения и условия локализации агат-халцедонового сырья

К общим закономерностям размещения продуктивных на агат-халцедоновое сырье (независимо от кислотно-основного состава) вулканогенных пород относятся: 1) миндалекаменные текстуры либо предопределяющие их развитие газовые пузыри, трубы и другие полости; 2) близость к жерловым фациям в верхних их частях, приуроченность агатовой минерализации к контактам покровов с субвулканическими телами стратовулканов и вулканических построек; 3) связь месторождений с зонами разломов, осложняющими складчатые структуры, если разрыв во времени формирования эффузивов и агатовой минерализации велик; 4) связь концентрированной агато-

вой минерализации с трещинами, оперяющими зоны разломов; 5) наличие зон гидротермальной проработки, макроскопически проявляющейся в тонкопрожилковом окварцевании, появлении желваков яшмоидов и кремней, аргиллизации, включая селадонитизацию, развитие тонкозернистого гематита и гидрогематита; 6) при локализованности агатовой минерализации в туфобрекчиях последние характеризуются рыхлым туфовым цементом и оксидными формами железа; 7) пересыщенность эффузивов и субвулканических тел кремнеземом против нормы и преимущественное развитие пород со щелочным уклоном — трахилипаритов (Магнитогорское месторождение), трахибазальтов (Тулдунское месторождение, Дунда-Агинское); 8) в вулканических постройках, где наряду с андезитами и базальтами развиты поздние риолиты и перлиты (вулканическая провинция Высоких Каскадов, штат Орегон, США, описанная Д. Ферхугеном, Тернером в 1974 г., Дейком в 1951 г.), а также экструзии перлитов в полях развития вулканитов (в Магаданской области), агатовая минерализация связана с близконтактовыми частями наиболее кислых пород, образующих дайки или экструзии.

К закономерностям, определяющим пространственное положение типичных четко очерченных агатовых миндалин либо литофиз, характеризующихся постепенными переходами от яшм, либо высококремнистых тонкозернистых пород, кремней и халцедоновидных образований к агатам, можно отнести следующие.

В зависимости от меры кислотности-основности эффузивов и удаленности от жерловых фаций в них развиты либо яшмоподобные литофизы, содержащие высокие концентрации кремнезема и потому образующие переходные разности к халцедону, либо типичные халцедоны с агатовой текстурой.

С основными миндалекаменными эффузивами (базальты и андезитобазальты) связаны месторождения агата и халцедона в четко очерченных миндалинах. Лишь вдали от жерловой фации вместо них появляются жилы и караваеобразные стяжения яшм и цветных кремней. В непосредственной близости от жерловой фации, представленной, как правило, редко- и мелкопузырчатыми с радиально-лучистыми агрегатами лейст плагиоклаза долеритами или базальтами с порфировыми вкрапленниками пироксена и оливина, развиты рогулько-, кубкоподобные, трубчатые стяжения халцедона, обычно неясно- или скрытополосчатые, с относительно высокой степенью кристалличности. С миндалекаменными либо пузырчатыми базальтами, развитыми в потоках, связаны типичные агаты с ясной, четкой тонкой полосчатостью, размеры которых варьируют от 1 до 30 см в длину. Литофизы, образующиеся в базальтах вдали (0,7—1,5 км) от жерловой фации, представлены в основном яшмами и кремнями, что связано, вероятно, с недостатком кремнезема в растворах. В участках развития зияющих трещин наблюдаются тонкие корки, выполненные аметистовидным кварцем.

С эффузивами среднего (дациты, ацдезитодациты) состава связаны обычно караваеподобные литофизы параллельно- либо концентрически-полосчатых различно окрашенных яшм (Ононское, Курулгинское проявления яшм в породах акуинской и джаргалантуйской свит в Приононской зоне), либо полупрозрачных или только просвечивающих по краям тонкополосчатых, нередко с причудливым рисунком, различно окрашенных (зеленые, лиловые, желтые, красные) цветных кремней, халцедонов и яшм

(группа перспективных проявлений в полях развития вулканитов бырцинской свиты, в частности Три Осины, Шевартайское и др.).

С кислыми вулканитами (трахириолиты, риолиты) акуинской и бырцинской свит связаны литофизы агата и линзовидные тела аметистовидного кварца, характеризующиеся постепенными переходами от окремненного риолита к собственно агату на Тарбальджейском проявлении. Подобные образования наблюдались в трахириолитах Дукатского месторождения серебра.

Коренные месторождения и проявления и связанные с ними элювиально-делювиальные россыпи

Среди значительного числа объектов, содержащих агат-халцедоновое сырье в коренном залегании, строго говоря, известны лишь в той или иной мере оцененные проявления.

Джидинская зона

В Джидинской зоне в пределах поля эффузивов ичетуйской свиты находятся Цежейское и Армакское проявления агата, Алцакская и Торейская площади агатоносных базальтов с аметистом.

Цежейское проявление агата, приуроченное к Булуктаевско-Хуртугинскому региональному разлому, находится в междуречье Булуктая и Цеже. В эффузивах ичетуйской свиты мезозоя вблизи зон разломов субширотного простирания, в дробленых породах наблюдаются зоны с густой сетью прожилков и линз халцедоновидного кварца. Мощность зон 3—10 м. В коренных выходах эффузивов отмечаются на 1 м^2 до 20—40 кварцевых прожилков. Широкое развитие в эффузивах имеют жеоды и миндалины халцедона, агата, кальцита, цеолитов и гребенчатого кварца. Размер жеод и миндалин до 20—30 см в поперечнике. Количество составляет 5—20 % от массы дробленых эффузивов. В центре жеод и миндалин часто наблюдаются щетки кристаллов кварца размером до 4—10 см. Кварц прозрачный и дымчатый, с включением табличек кальцита. В делювии присутствует до 20—70 кг/м^3 миндалин и жеод. Мощность продуктивного слоя 2—3 м. Отмечаются агаты с концентрически-зональным строением, беловато-серых цветов различной интенсивности. Агат хорошо полируется, но трещиноват. Выход кондиционного камня менее 10 %. Может быть использован как коллекционное сырье.

Армак-Торейское поле агатоносных аметистсодержащих базальтов. В пределах Селенгинской формационной зоны, среди базальтов ичетуйской свиты в долине р. Армак, междуречье Гуджира и Нюхолты, широко развиты миндалекаменные разновидности базальтов, содержащие агат, жеоды, друзы с аметистом, горным хрусталем, исландским шпатом. Подобные образования В.И. Беляевским установлены в аналогичных базальтах среднего течения р. Алцак в окрестностях с. Алцак. На восточном продолжении Приджидинской зоны разломов в поле развития рассматриваемых базальтов в верхнем течении р. Торей нами установлено широкое развитие агатоносных базальтов, содержащих жеоды с аметистом. Число миндалин 5—20 штук на 1 м^2. Размеры миндалин 1—10 см, головок аметиста — 0,3—0,6 × 0,2—0,3 см. На участках, рекомендованных В.И. Беляевским (Армакский и Алцакский), а также в верхнем и среднем течении р. Торей необходимо проведение поисков агата и аметиста, связанных с агатоносными трахибазальтами (рис. 28).

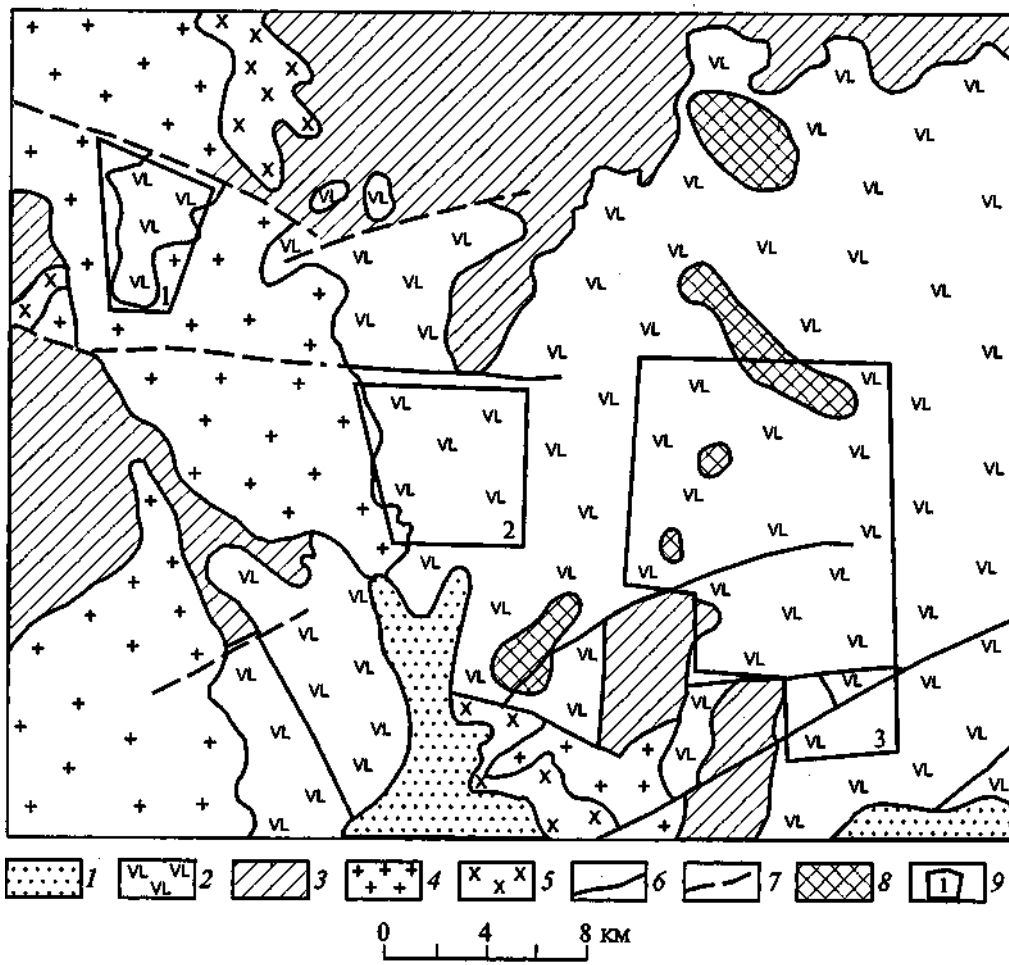


Рис. 28. Армак-Торейское поле агатоносных аметистсодержащих базальтов (с использованием материалов В.И. Беляевского, 1992 г.).

1 — четвертичные аллювиальные образования; *2* — трахиандезито-базальтовая формация мезозойского возраста; *3* — протерозойская карбонатно-терригенная формация; *4, 5* — разновозрастные интрузивные формации гранитоидов (*4*) и габбродиоритов (*5*); *6, 7* — разрывные нарушения достоверные (*6*) и предполагаемые (*7*); *8* — аэромагнитные аномалии на основных и ультраосновных породах; *9* — контуры участков, рекомендуемых для проведения поисковых работ (1 — Армак, 2 — Алцак, 3 — Торей).

Не исключена возможность развития зон агатоносных базальтов с аметистом на всей территории распространенности ичетуйской свиты, что ставит вопрос об организации специальных работ на агат и аметист в среднем течении р. Ичетуй.

Хилок-Чикойская зона

В пределах Хилок-Чикойской зоны ранее специальных работ на агат-халцедоновое сырье не проводилось. При посещении нами совместно с В.И. Греховым полей развития вулканитов бадинской свиты в окрестностях

ст. Бада отобраны пробы красных халцедонов, рассекающих цеолитсодержащие туфы Бадинского месторождения, а также черные вулканические базальтовые стекла и яшмы. Пробная полировка образцов показала их высокие декоративные качества. Зелено-черные яшмы В.И. Греховым обнаружены в нижнем течении р. Шиля. Анализ геологического строения и распространенности продуктивных на агат-халцедоновое сырье эффузивов бадинской, тигнинской, ичетуйской и галгатайской свит свидетельствует о перспективности на агат-халцедоновое сырье и высокодекоративные кремни Шиля-Бадинской, Буртуй-Тэрэбхэнской, Хуртей-Харагунской, Малета-Зардаминской, Тугнуйской, Толбагинской зоны.

Приононская зона

Проявления агат-халцедоновой минерализации в этой зоне связаны с эффузивами различного состава джаргалантуйской, мангутской, бырцинской, акуинской (верхнее Приононье), усть-карской, даинской, годымбойской (нижнее Приононье) свит.

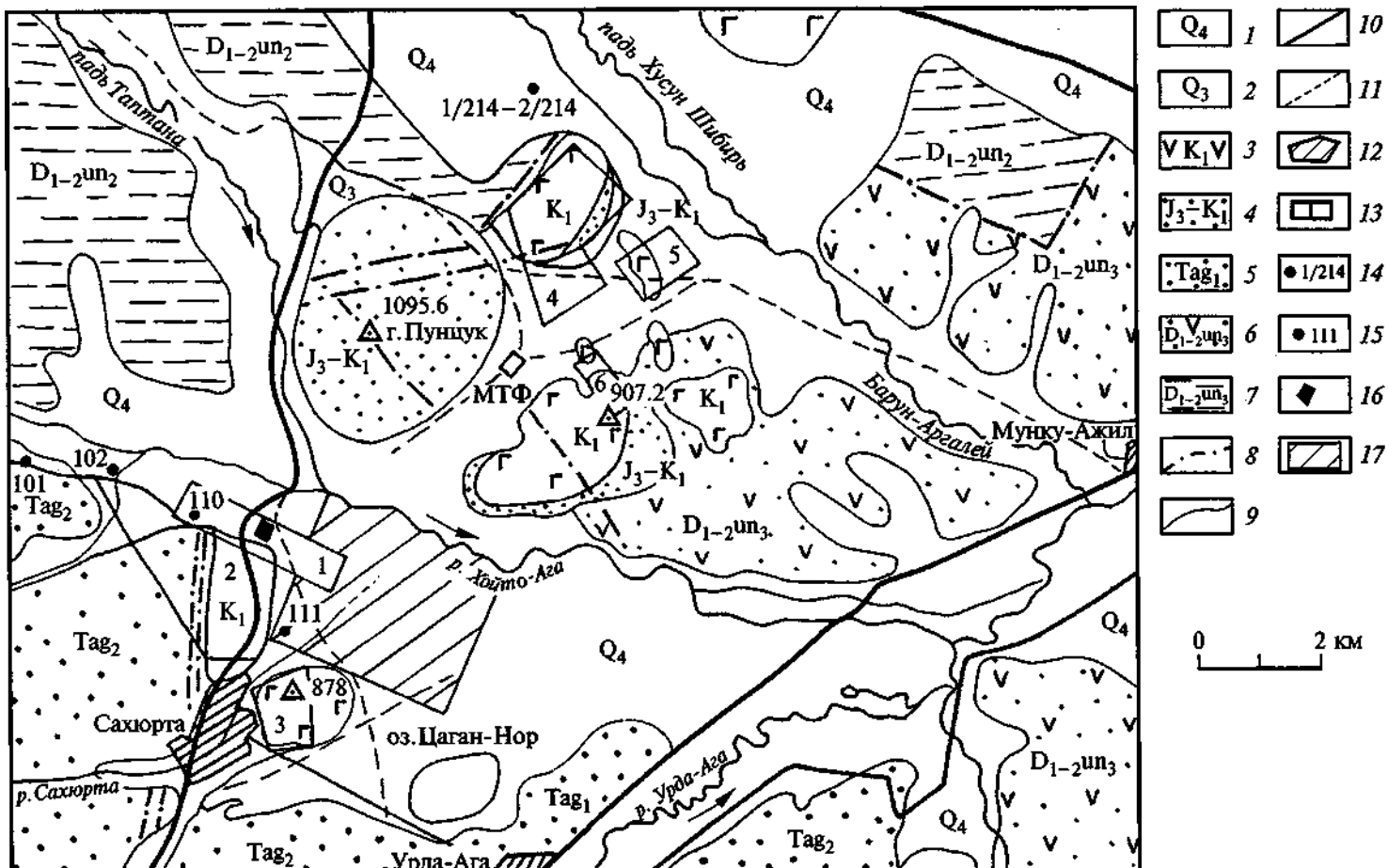
В пределах Приононской зоны выделяется ряд площадей и в лево-, и в правобережье Онона. В левобережье известны проявления в бассейне р. Хойто-Ага (проявления Дунда-Агинское, Марьино, Придорожное), р. Халанды (проявления Сусархайское, Халандинское), р. Курулга (проявление Джаргалантуйское), р. Бырца (проявления Три Осины, Бырцинское), р. Кыра (Шивычинская группа проявлений, Шумундинское, Верхнекучигэрское, Передне-Алтано-Хотогорская группа). В правобережье известны Отхор-Могойтуйская, Цаган-Норская, Торейская, Ара-Булакская, Дурбачинская, Среднеборзинская площади.

На *проявлении бассейна р. Хойто-Ага* развиты реликты покровов и сложнопостроенных вулканических аппаратов (рис. 29).

Среди вулканических построек выделяется Дунда-Агинский палеовулкан, расположенный в непосредственной близости (к СВ) к с. Сахюрта. Он имеет форму слабо вытянутого в СВ направлении куполовидного поднятия длиной 1,8 км и шириной 1,3 км и сложен переслаивающимися покровами подушечных и пузырчатых лав базальтов и андезитобазальтов, среди которых присутствуют полосовидные тела долеритов (рис. 30). В пузырчатых базальтах широко развиты миндалины агата и халцедона величиной от 1 до 25 см. В мелкопузырчатых долеритах развиты рогулькоподобные стяжения халцедона, а в зонах гидротермального воздействия — криволинейные жилоподобные, кубкообразные тела халцедона. Размеры их достигают 10—15 см.

Зональные халцедоны или агаты имеют размеры 6 см по короткой оси и до 15 см по длинной. Отдельные сферические миндалины достигают 26 см в диаметре. Окраска серая, серо-дымчатая, голубая, нежно-сиреневая, светло-желтая. В части миндалин обнаружены жеоды аметиста, дымчатого кварца, горного хрусталя, кальцита, ломонтита, хлорита. По причудливости рисунка, глубокой прозрачности, цветовой гамме, другим декоративным и технологическим свойствам камни Дунда-Агинской вулканической постройки не уступают знаменитым агатам тиманских месторождений (фото 24, 25).

Главная масса миндалин встречается на западном, северо- и юго-западном склонах вулканической постройки. Миндалины и их фрагменты рас-



Q4
Q3
K1
J3–K1
Tag1
D1–2un3
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
1/214
111
0
2 км
падь Таптана
падь Хусун Шибирь
Барун-Аргалей
Мунку-Ажил
р. Хойто-Ага
р. Урда-Ага
р. Сахюрта
Сахюрта
оз. Цаган-Нор
Урда-Ага
1/214–2/214
1095.6
г. Пунцук
МТФ
907.2
878
101
102
110
111

Таблица 26

Содержание агата и халцедона в элювиально-делювиальных отложениях и структурном элювии базальтов

Номер		Параметры проб и единицы измерений			
канавы	пробы	Объем, м³	Масса пробы, кг	Содержание, кг/м³	Порода субстрата
1	11/208	0,3	3,0	10	Пузырчатые базальты
	15/208	0,4	0,18	4,5	Пузырчатые габбробазальты
	16/208	0,75	6,9	9,2	» »
	17/208	0,9	0,35	0,4	Массивные долериты с редкими пузырями
	19/208—21/208	0,225	7,75	34,4	Крупнопузырчатые габбробазальты с грушевидными и щелевидными полостями
	22/208	0,525	3,0	5,7	
	23/208, 24/208	0,075	3,05	40,7	Наиболее богатая часть
	26/208	1,5	1,15	0,76	Массивные мелкопузырчатые габбробазальты
2	30/208	0,3	0,39	13	Мелкопузырчатые долеритобазальты
	31/208	2,4	0,64	0,26	
3	32/208	0,51	9,29	18,2	Разборные миндалекаменные базальты
4	33/208	0,72	6,15	8,53	Миндалекаменные базальты
5	36/208	0,322	5,18	16,09	» »
6	37/208	1,05	2,47	2,35	Мелкопузырчатые долеритобазальты
7	38/208	0,225	4,73	17,51	Миндалекаменные пузырчатые базальты с щелевидными пустотами

пространены как в делювиальных, элювиально-делювиальных отложениях, так и в коренном залегании, в структурном элювии.

Содержания сырья в элювиально-делювиальных отложениях и структурном элювии значительны (табл. 26). Наиболее обогащены миндалинами площади, где развиты пузырчатые и миндалекаменные базальты. В меньшей мере агаты и халцедоны распространены в долеритобазальтах, подверженных гидротермальному воздействию. Мощность зоны гидротермальной проработки 2—19,2 м при содержании миндалин и их фрагментов до 40,7 кг/м³ в структурном элювии.

Прогнозные ресурсы по категории P_2 оцениваются в 62,5 т агата-сырца при выходе сортового камня 24 %. Это свидетельствует о значительных перспективах Дунда-Агинского проявления.

Проявление Марьино находится к СЗ от Дунда-Агинского. Оно установлено нами и приурочено к вулканической постройке, сложенной базальтами, долеритами и габбро. Последние распространены в СЗ части участка. Проявление находится на северном склоне хребта, являющегося водораздельным между ручьями Сахюрта и Хобдори (в 800 м к северу от с. Сахюрта) (см. рис. 29).

Рис. 29. Геологическая карта междуречья Урда-Аги и Барун-Аргалея с участками детальных работ на проявлениях ювелирно-поделочного сырья (с использованием материалов Е.В. Барабашева и Н.А. Трущевой [1983]).

1 — верхнечетвертичные отложения; *2* — среднечетвертичные отложения террас; *3* — нижнемеловые базальты, габбробазальты, долериты; *4* — терригенные нерасчлененные отложения верхней юры и нижнего мела; *5* — песчано-сланцевые отложения агинской свиты; *6, 7* — ундургинская свита, песчаники, сланцы, порфириты; *8* — тектонические нарушения; *9* — геологические границы; *10* — автодороги; *11* — проселочные дороги; *12* — населенные пункты; *13* — участки работ, проявления (1 — Террасовое, 2 — Марьино, 3 — Дунда-Агинское, 4 — Аргалейское, 5 — Барун-Аргалейское, 6 — Придорожное); *14* — места отбора проб и их номера; *15* — точки наблюдения в маршрутах; *16* — участок детальных работ; *17* — площадь возможных россыпей.

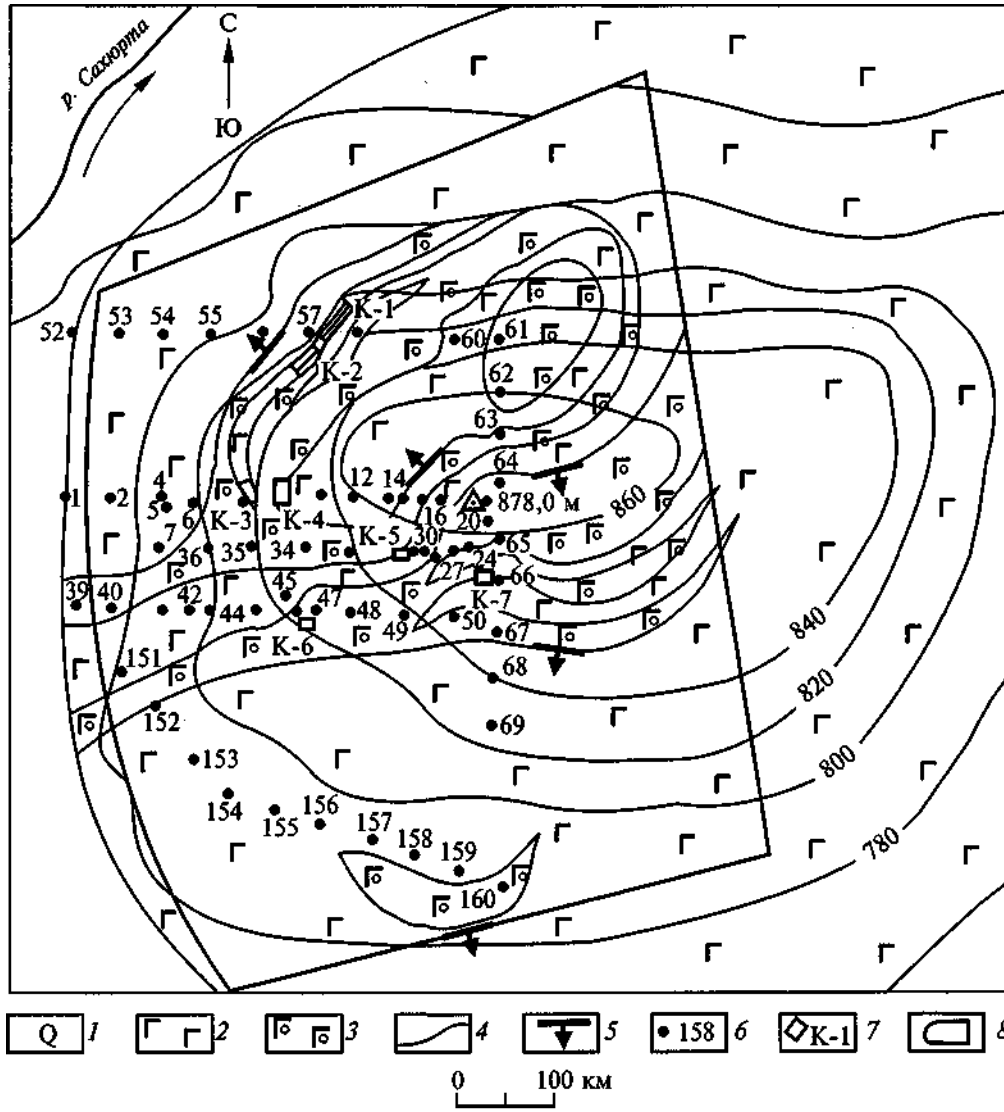


Рис. 30. Геологический план Дунда-Агинского проявления агата и халцедона.

1 — современные отложения; *2* — подушечные и шаровые, массивные, частью пузырчатые габбробазальты и долериты; *3* — миндалекаменные базальты; *4* — геологические границы; *5* — элементы залегания; *6* — точка наблюдения и ее номер; *7* — канава, расчистка и ее номер; *8* — участок распространения миндалин и их фрагментов.

На водоразделе хребта, его северо-восточном и северном склонах в элювиально-делювиальных отложениях присутствуют миндалины и их фрагменты халцедона, агата, обломки цветных кремней, яшм, щетки бледно-сиреневого аметистовидного кварца. Кристаллы аметистовидного кварца имеют размер от 0,6—1,0 см по оси *c* и до 0,5—0,8 см по оси *a*. Распределение окраски секториальное. Она варьирует от бледно-сиреневой до сиреневой. По ОСТ 41-01-143-79 аметистовые щетки относятся к III сорту коллекционного сырья.

Миндалекаменные базальты, слагающие наряду с долеритами вулканогенную постройку, являются, вероятно, коренным источником описанного ниже россыпного проявления цветных яшм и халцедонов Террасовое. На 1 м^2 обнаруживается 1—7 миндалин либо их фрагментов, размеры 1—15 см. Окраска халцедонов серая, серо-дымчатая, молочно-белая. Рисунчатые агаты распространены в равной мере с однотонными халцедонами. Площадь распространения 1600 × 1000 м. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 12 т агата-сырца.

Проявление агата и халцедона Придорожное установлено нами в 1991 г. Оно находится на северном отроге высоты на отметке 907,2 м, являющейся частью водораздельного хребта рек Хойто-Ага и Барун-Аргалей. Россыпь развита на миндалекаменных базальтах, залегающих на верхнеюрских песчано-сланцевых толщах, подстилающихся метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями нижнедевонского возраста. Площадь распространения россыпи в наиболее богатой ее части 300 × 100 м, простирание субмеридиональное. Россыпь элювиально-делювиальная. Основная масса миндалин агата и халцедона и их фрагментов находится в почвенном и подпочвенном слое. Агаты и халцедоны в основном концентрируются в слое глубиной от 0 до 0,30 м, имеется и второй халцедононосный уровень в древней коре выветривания на базальтах на глубине 1,2—1,5 м. Сырье может быть использовано для галтовки (60 %) и изготовления кабошонов (20 %). Размеры миндалин и их фрагментов от 5 × 10 × 13 до 50 × 60 × 90 мм, в среднем 20 × 25 × 30 мм. Окраска халцедона серая, серо-, розово-коричневая. Трещиноватость умеренная. Прогнозные ресурсы категории P_2 — 5,4 т.

Аргалейское проявление синих халцедонов и агатов открыто Е.В. Барабашевым (1956 г.). Оно находится на ЮВ склоне высоты с отметкой 889,0 м в 1 км к северу от МТФ Пунцук. Высота 889,0 м представляет собой фрагмент палеовулканической постройки нижнемелового возраста. Она сложена миндалекаменными базальтами, андезитобазальтами и долеритами. Основная масса миндалин агата и халцедона приурочена к делювиально-элювиальным отложениям, связанным с процессами выветривания миндалекаменных базальтов и андезитобазальтов. Полоса распространения миндалин и их фрагментов имеет ширину 600 м и протяженность до 1 км, простираясь в ЮВ направлении. Россыпь прослежена на пологом склоне высоты, на пашнях.

Общая площадь распространения агатов и халцедонов 326 000 м^2. Содержания агата и халцедона 0,006 кг/м^2, или 0,05—1,07 кг/м^3. Опытное изготовление кабошонов из сине-голубых агатов дало хорошие результаты. Особенность агатов и халцедонов Аргалейского проявления — их ярко-синий, дымчато-синий и серо-дымчатый цвет (фото 26). Более 50 % всех агатов относится к сапфиринам. Агаты сапфириновой окраски характеризуются тонкополосчатым строением; трещиноватые могут быть использованы в качестве коллекционного сырья. Сапфирины с широкими (0,5 мм и более) слоями синего цвета могут быть использованы для изготовления ювелирных изделий с вправлением их в золото. Размеры миндалин и их фрагментов 10—150 мм, основной массы — 15—30 мм. В материнских породах, представленных миндалекаменными базальтами, миндалины сапфиринового и голубого халцедона и агата в основном имеют размеры 2—12, чаще 4—10 мм. Агатом и халцедоном заполнено не более 30 % газовых пузырей. По форме

они различны. Встречаются псевдокубические, трубчатые, миндалевидные, рогулькоподобные, искаженные кривогранные параллелоиды. Установлена последовательность формирования слоев и концентров. Наиболее ранние и периферические имеют синюю окраску, затем выделяются темно-, дымчато-серые и кристаллически-шестоватые агрегаты. Подобные триады могут повторяться многократно в крупных миндалинах. В миндалинах величиной до 40 мм обычно отсутствуют секреции, выполненные кристаллами кварца. В таких случаях они целиком состоят из различных оттенков синих и сине-голубых концентров халцедона. Особенность секреций и жеод — наличие в них кристаллов синего кварца, аналогичного перуниту, выращиваемому по методу В.С. Балицкого с добавлением кобальта [Балицкий, Лисицына, 1981]. Насколько нам известно, детальные описания природного синего кварца в литературе отсутствуют, хотя упоминания встречаются.

Поскольку на пашне встречаются фрагменты миндалин длиной до 12 см на участках, вытянутых в меридиональном направлении, можно полагать, что основная масса их в базальтах также приурочена к тектонически ослабленным зонам, по которым мигрировали обогащенные кремнеземом растворы. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 9,6 т при выходе сортового камня 24 %.

Одно из проявлений *в бассейне рек Нижний Онкоек и Халанда* связано с миндалекаменными андезитобазальтами бырцинской свиты, образующими покров размером 800 × 300 м, залегающими на гранодиоритах триасового возраста. Миндалины в различной степени отпрепарированы и находятся как в структурном элювии, так и на пологом склоне холма, сложенного андезитобазальтами. Площадь распространения миндалин агатов и их фрагментов 350 × 840 м^2. Величина миндалин и их фрагментов 0,5—17 см, в среднем 2—5 см. Окраска серая, серо-голубая, серо-дымчатая. В отдельных миндалинах встречаются жеоды аметиста.

Другая агатоносная площадь, выявленная при ГСР-50 Л.Н. Землянским в 1974 г., находится в 11 км на СВ от с. Урейск Акшинского района. Халцедон ассоциирует с мелкодрузоватым кварцем и бледноокрашенным аметистом и выполняет миндалины размером 0,5—8,0 см. Окраска однородная, реже двух — трехцветная. Отдельные жеоды с аметистом достигают 13 см в длину. Главная масса миндалин находится в аллювиально-делювиальных отложениях на пологом склоне пади Нижний Онкоек. Мощность слоя 2,0—2,5 м. Выход миндалин и жеод 10—15 кг/м^3. Площадь распространения миндалекаменных андезитобазальтов 150 × 500 м, агатоносных аллювиально-делювиальных отложений 600 × 100 м. Прогнозные ресурсы агата-сырца по категории P_2 составляют 60 т.

Междуречье Онона и падей Тохтор и Могойтуй. По данным Н.Н. Чабана и Е.А. Белякова [1974а], юрские (джаргалантуйская и бырцинская свиты) и нижнемеловые эффузивы среднего и основного состава широко распространены в междуречье Шилибингуя и Могойтуя (рис. 31). Установлено, что с миндалекаменными их разностями связаны проявления опала, агата, халцедона и кахолонга. Площадь распространения их в Хороб-Забцарском урочище 12 км^2. Величина миндалин 1—12 см, в основном 2—5 см. Окраска серая, серо-голубая, белая, распределена концентрически-зонально и в виде тонких полос белого и серо-голубого цвета. При распиловке значи-

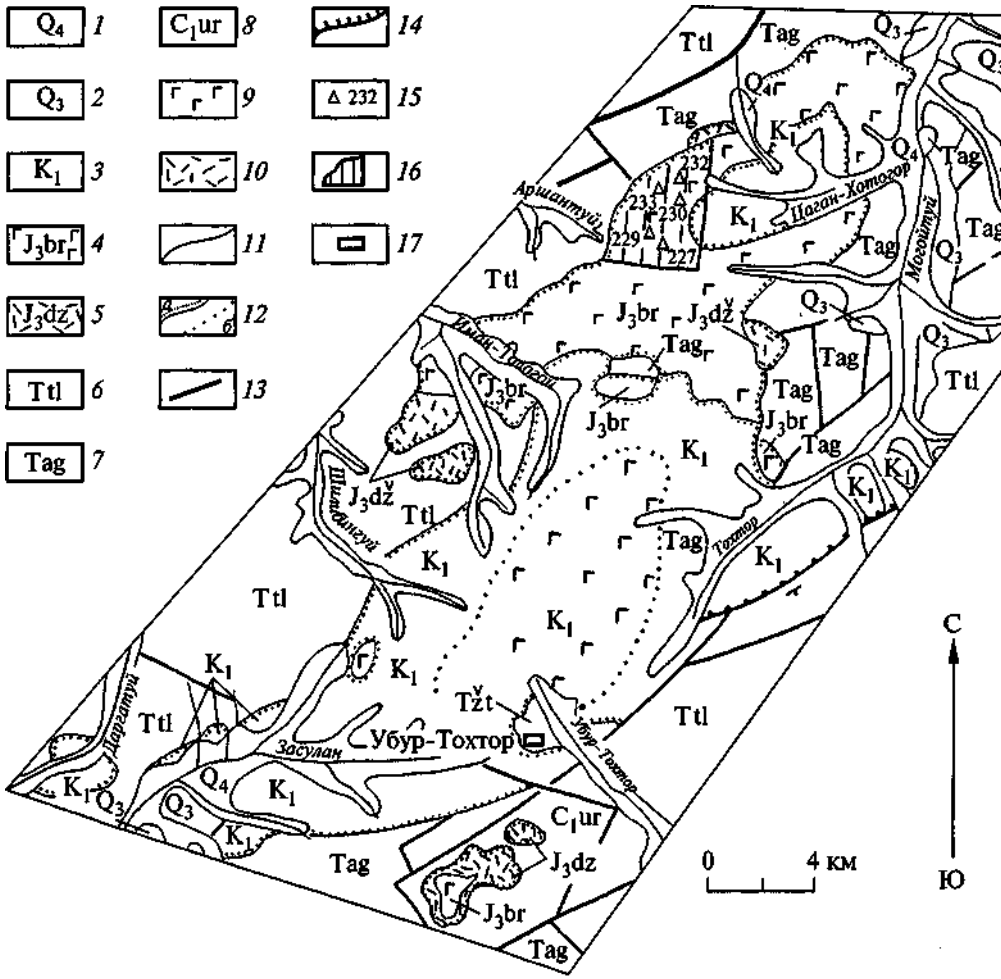


Рис. 31. Карта распределения халцедононосных базальтов в Засулан-Тохтор-Могойтуйской зоне.

1 — верхнечетвертичные отложения; *2* — среднечетвертичные отложения; *3* — меловые терригенные отложения; *4* — базальты и андезитобазальты бырцинской свиты; *5* — вулканиты и эффузивы джаргалантуйской свиты; *6* — терригенные отложения тулутайской свиты; *7* — кремнистые сланцы и метаэффузивы агинской свиты; *8* — терригенные отложения уртуйской свиты; *9* — базальты; *10* — кислые эффузивы и их туфы; *11* — геологические границы; *12* — налегание (*а*), постепенные переходы (*б*); *13* — тектонические границы; *14* — надвиг; *15* — точка опробования и ее номер; *16* — площадь Хороб-Забцарского проявления; *17* — населенный пункт.

тельная часть ониксовых халцедонов разваливается по напластованию белых полос. Пластинки белого кахолонга полируются.

Кроме того, обнаружены коренные выходы и делювиальная россыпь серо-голубого агата, серого халцедона и кахолонга в виде фрагментов миндалин величиной 1—12 см, чаще 3—7 см. Выход кондиционного сырья около 20 %. При хорошем качестве площадь Иман-Тологой-Верхнемогойтуйской зоны агатоносности оценивается примерно в 30 км^2 в поле распространения базальтов и андезитобазальтов бырцинской свиты. По аналогии с

бассейном р. Хойто-Ага предполагается агатоносность нижнемеловых базальтов горного сооружения в верховьях рек Тохтор, Шунустуй, Убур-Тохтор, Шилибингуй, Иман-Тологой (см. рис. 31). Площадь этого поля составляет около 17 км^2. Ресурсы агата-сырца всей площади Иман-Тологой-Верхнемогойтуйской зоны оцениваются в 23 500 т.

Халцедононосным может быть останец юрской вулканической постройки горного сооружения в верховьях пади Хуры и левого верхнего притока пади Засулан (высота с отметкой 1270 м), хр. Эрмана. Интерес с точки зрения находок халцедона и агата может представить долина р. Онон в Могойтуй-Кужертайском его колене и левобережье Онона и правобережье р. Кужертай (в ЮВ части Кужертай-Нарин-Кундуйской впадины), где Н.Н. Чабаном и Е.А. Беляковым закартирован покров базальтов бырцинской свиты размером 1 × 2 км, залегающий несогласно на песчанико-сланцевой толще агинской свиты [Чабан, Беляков, 1974а].

Курулга-Джаргалантуйская площадь. Обследование полей распространенности юрских эффузивов джаргалантуйской и бырцинской свит показало широкое развитие элювиально-делювиальных россыпей агата и халцедона в левобережье долины р. Онон в пределах площади, ограниченной нижним течением рек Курулга, Джаргалантуй, Анкаикта (Ангайхата), Нарасун, Улача. Наиболее интересные проявления обнаружены в водораздельной части рек Курулга и Джаргалантуй (урочище Хотогор, проявления Атос и Водораздельное) и в полосе междуречья Джаргалантуя и Анкаикты в пределах северо-западного борта долины р. Онон, в 8 км к СЗ от с. Нарасун (проявление Джаргалантуйское).

В пределах водораздела Курулга — Джаргалантуй выделены два участка, находящихся к СЗ от урочища Хотогор. На юго-западном элювиально-делювиальные россыпи агата и халцедона развиты как на пологих склонах невысоких холмов, так и на пашнях. Большинство миндалин рогулькоподобны, голубовато-серого цвета, реже оранжевые, переходные к сердолику. Размеры миндалин и их фрагментов 5—80 мм (в среднем 15—50 мм). На северо-восточном участке (Водораздельное), площадью примерно 400 × 1000 м, обнаружены высокие концентрации агата и халцедона в элювиально-делювиальной россыпи. Агат светло-серый, частью голубовато-серый. Размеры миндалин 10—70 мм, в среднем 15—50 мм. Опытное изготовление кабошонов показало их хорошее качество. Выход составляет около 20 %, для галтовки — 40 %.

На *Джаргалантуйском проявлении* элювиально-делювиальные (на водоразделах и склонах) и коллювиально-пролювиальные (на пашнях) россыпи агата и халцедона распространены в полосе развития верхнеюрских базальтов, возможно, бырцинской свиты, северо-восточного простирания (50—55°), длиной около 5,5 км и шириной 0,6—0,8 км. Агат и халцедон представлены миндалинами и их фрагментами величиною 0,5—10 см, чаще 3—7 см по длинной оси. Цвет серый, голубовато-серый, голубой, белый. Распределение окраски концентрически-зональное, полосчатое (ониксы) (фото 27). В миндалинах присутствуют жеоды кристаллов кварца (дымчатый кварц, горный хрусталь, аметист) размером до 1 см оси.

В целом вся полоса вулканитов джаргалантуйской и бырцинской свит, протягивающаяся вдоль левого борта Ононской депрессии, длиной около 15 км, перспективна на агатовое сырье. Ресурсы агата-сырца по категории

P_3 по состоянию на 01.01.98 г. оценены в 1500 т при выходе сортового камня 24 %.

Тарбальджейское проявление в кислых эффузивах. В окрестностях рудника Тарбальджей в фельзитах наблюдаются литофизы горизонтально-полосчатого серого различных оттенков агата. Размеры литофиз 1—10 см, форма рогулькоподобная. Объект требует специального изучения для оценки на коллекционное и высокодекоративное кабошонное сырье.

Агатоносность бассейна рек Бырца и Кыра. На основе анализа геологической ситуации и данных геолого-съемочных работ в бассейне рек Бырца и Кыра в их междуречье изучена халцедононосность эффузивов бырцинской свиты. Установлено, что андезиты, андезитобазальты и базальты, развитые в бассейне правобережья Бырцы и по ее притокам Улеты, Ульзутуй, Мордой, Шевартай, в левобережье Кыры между падями Дальние Шивычи и Ближние Шивычи, характеризуются широким развитием агата, цветных халцедонов, яшм и кремней как в коренном залегании, так и в связанных с ними россыпях. Протяженность полосы эффузивов, с которыми связаны коренные и россыпные проявления ювелирно-поделочного сырья, составляет более 30 км при ширине 1—2 км [Старченко, Краснов, 1965]. В ее пределах изучены три перспективных проявления.

Проявление зеленых и бордово-красных ювелирно-поделочных цветных халцедонов и кремней *Три Осины* находится в 0,4 км к СВ от с. Мордой. Оно приурочено к пласту миндалекаменных лав андезито-дацитового состава. Крупные (до 50 см в длину) литофизы, миндалины, причудливой формы стяжения и лепешковидные линзы полупрозрачного либо просвечивающего по краям, различных тонов светло-зеленого (фото 28) и бордово-красного халцедона и кремня образуют зону их скопления, субсогласную с элементами залегания лавы. Зона, обогащенная этими образованиями, имеет мощность до 20 м и прослежена по простиранию на протяжении около 400 м (рис. 32). Ресурсы камня оценены в 8 т.

Вблизи с. Мордой, на СВ склоне хребтика СВ простирания (см. рис. 32), находится *Мордойское проявление*, где обнаружены цветные прозрачные и полупрозрачные халцедоны и агаты в виде миндалин причудливых форм до 8—10 см в длину. Распиловка и полировка крупных литофиз и мелких миндалин показали, что среди них встречаются светло-серые, салатно-, яблочно-зеленые различных оттенков тонкополосчатые полуопалы-халцедоны, пейзажные халцедоны. Внешняя их оболочка нередко имеет бледно-сиреневые и фиолетовые оттенки за счет примеси тончайших пластин гидрогематита, затем следует линейно-полосчатая ониксовая яблочно-зеленая часть, создающая картину волнующегося моря, а верхняя половина палево-серого халцедона с черными пятнами, напоминающими грозовые облака с проблеском солнца (эллипсовидные выделения гидроксидов марганца), завершает морской пейзаж в бурю. Часть миндалин нацело сложена причудливо сочетающимися различных оттенков зеленого, лилово-сиреневого, бурого и черного пятнами и струями. Встречаются полосчатые образцы, сложенные полосами бледно-зеленого и различной интенсивности сиреневого, фиолетового и бордового цветов. Среди цветных прозрачных халцедонов отмечаются бледно-сиреневые, кирпично-красные, красно-оранжевые. Сочетания их создают неповторимые по рисунку образцы.

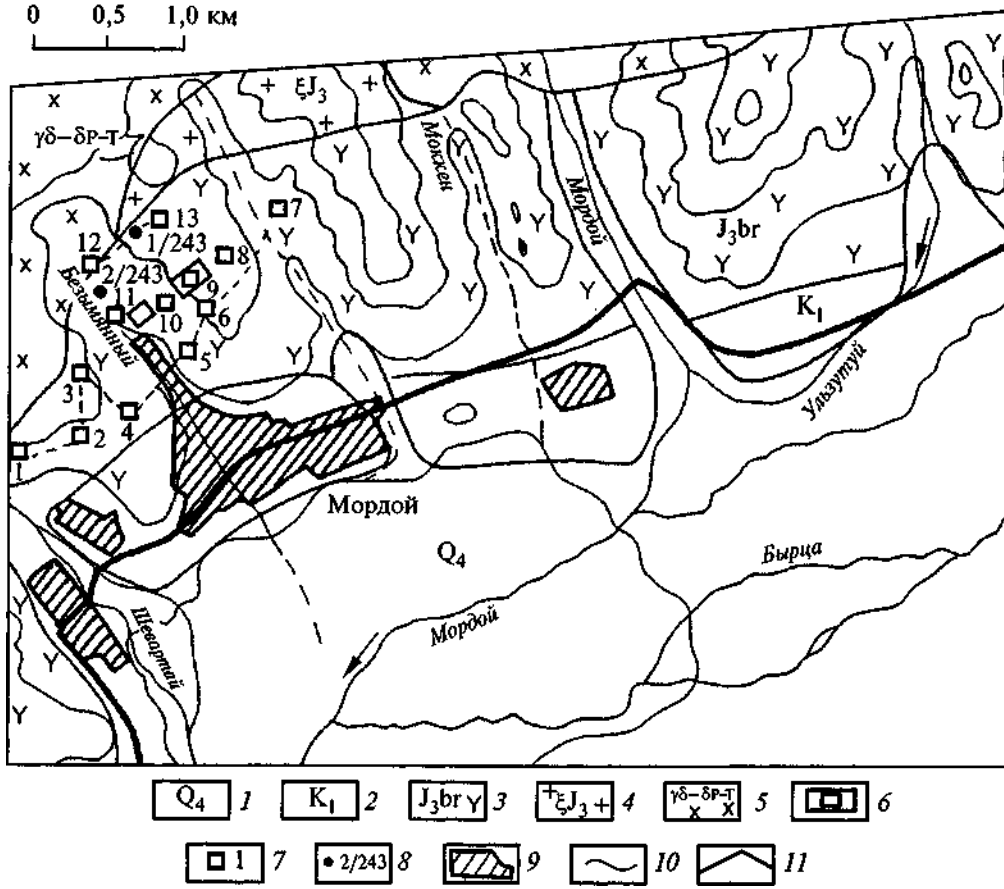


Рис. 32. Геологическая карта и план опробования района проявления Три Осины (составлены с использованием геологической основы В.П. Краснова и др.).

1 — современные отложения; *2* — нижнемеловые аргиллиты, алевролиты, песчаники, бурые угли; *3* — бырцинская свита — андезитобазальты, андезитодациты; *4* — юрские гранитоиды; *5* — гранодиориты пермо-триасового возраста; *6* — границы участков проявления; *7* — точка наблюдения маршрута и ее номер; *8* — место отбора пробы и ее номер; *9* — населенные пункты; *10* — геологические границы; *11* — автодорога.

Наиболее существенными дефектами камня, особенно его зеленых разновидностей, являются трещиноватость и отслаивание по напластованию, что снижает выход сортового материала и не обеспечивает возможности получения крупных кабошонов. Тем не менее высокие декоративные и художественные особенности рисунка, его неповторимость позволяют надеяться на перспективность проявления. Длина зон развития литофиз и агата 200 м, ширина 40 м. Ресурсы камня оценены в 3,2 т.

Шевартайское проявление находится на СЗ окраине с. Шевартай (рис. 33). Отмечалось в отчетах ГСР масштаба 1 : 200 000 (В.В. Старченко и др., 1961 г.) и ГСР масштаба 1 : 50 000 (Березин, 1982 г.). Делювильно-аллювиальные россыпи в полях развития миндалекаменных базальтоидов содержат миндалины и обломки халцедона и яшмовидных пород. Встречаются жеоды с аметистовидным кварцем размером 20—30 см. Халцедон пятнистой окраски, жел-

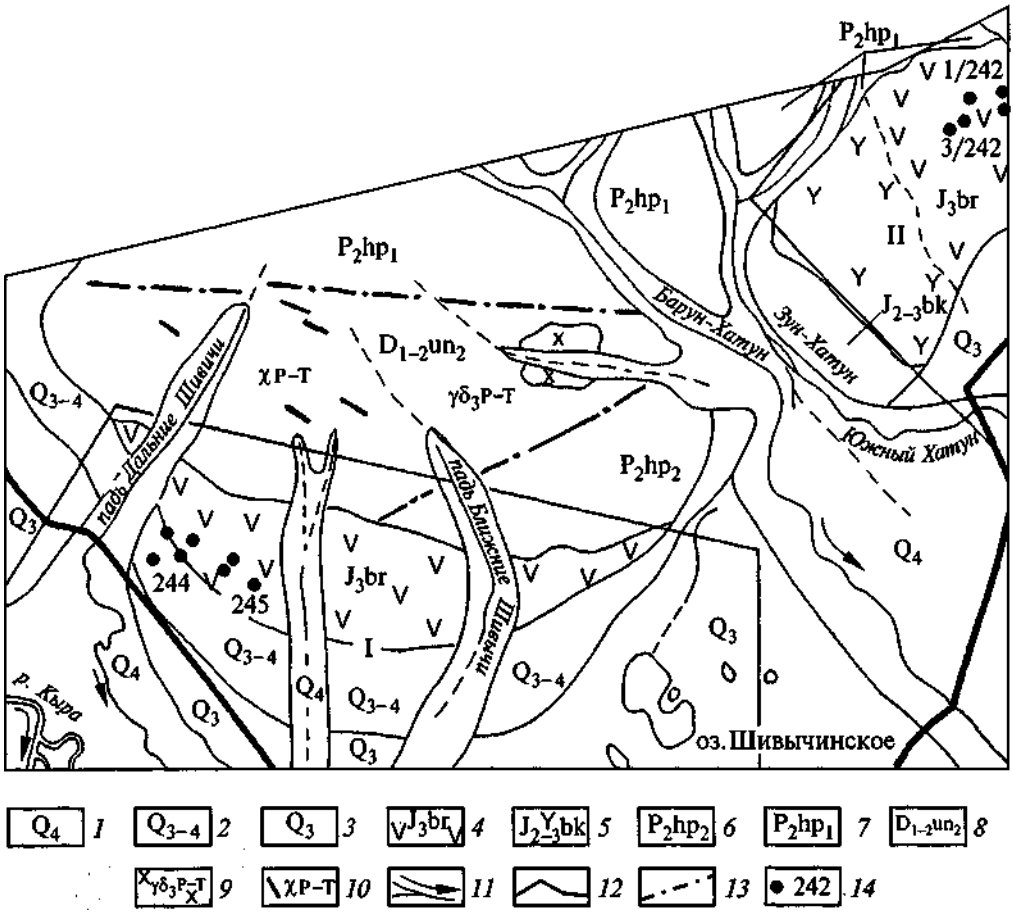


Рис. 33. Геологическое строение площади Шивычинского (I) и Шевартайского (II) проявлений (использована геологическая основа по В.В. Старченко и В.П. Краснова [1965].

1—3 — четвертичные отложения, отделы: *1* — современный, *2* — верхний и современный нерасчлененные, *3* — верхний; *4, 5* — юрские отложения: *4* — бырцинская свита, андезитовые порфириты, андезитобазальты, андезитодациты, *5* — букукунская свита, терригенно-вулканогенные отложения; *6, 7* — пермские отложения, хапчерангинская свита (*6* — алевролиты, глинистые сланцы, *7* — граувакки, туфопесчаники); *8* — девонские отложения, ундургинская свита, филлиты, песчаники, метаэффузивы; *9* — гранодиориты пермо-триасового возраста; *10* — лампрофиры; *11* — водотоки; *12* — автодорога; *13* — тектонические границы; *14* — проба и ее номер.

то-зеленый, пурпурный, встречаются моховой агат, сердолик, празем, полуопалы, обломки пестроцветных яшм. Размеры миндалин достигают 20 см. Декоративные качества и технологические характеристики сырья хорошие. В коренном залегании яшмы нами прослежены в юго-западном направлении от с. Шевартай с перерывами до пади Зун-Хатун. Прогнозные ресурсы категории P_3 оцениваются в 2500 т.

Шивычинское проявление цветных халцедонов и агатов находится в бассейне р. Кыры. В 1965 г. партия ЦРЭ № 117 Всесоюзного треста "Цветные камни" под руководством М.А. Апенко проводила ревизионные работы на

ограночные и поделочные камни в пределах так называемого Кыринского участка. В их отчете есть указания на высыпки желваков халцедона и опала с мелкими кристалликами горного хрусталя и аметистовидного кварца. Они дали отрицательную оценку участка на ограночное сырье, а о ювелирно-поделочном, в том числе агатовом, указаний нет. Сведения об обогащенности скоплениями опаловых и халцедоновидных желваков устья руч. Дальние Шивычи приведены В.В. Старченко и В.П. Красновым [1965].

Нами проведено исследование в пределах развития базальтов бырцинской свиты и прилегающих к ним террас левобережья долины р. Кыры и установлено широкое развитие агата и цветного халцедона высокого качества. Проявлению дано название Шивычинское по территории между падями Дальние Шивычи и Ближние Шивычи (см. рис. 33). В непосредственной близости от подножия северного склона долины р. Кыры, сложенного верхнеюрскими андезитобазальтами и андезитами, залегающими на песчаникосланцевых толщах ундургинской и хапчерангинской свит, обнаружены элювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные и пролювиально-коллювиальные россыпи агата и цветного халцедона. Россыпи распространены как на выветрелой поверхности андезитовых и андезитобазальтовых лав, так и в налегающих на них четвертичных отложениях (Q_3). Непосредственно с выветрелой поверхности эффузивов взяты пробы с площадей 2×2, 4×4 м (1/244-1 1/244-3), а также с прилегающих к склонам сопок пашен с площадей 10×10 и 20×20 м, пробы 2/244 и 2/244-1. Результаты опробования приведены в табл. 27.

В правом борту пади Дальние Шивычи прослежена зона агатоносности. Размеры отпрепарированных миндалин агата 0,5—10 см, преимущественно уплощенные, частью ониксовые, серые, голубовато-серые. Обнаружен один обломок прозрачного зеленого опала 15 мм в длину. Здесь отмечаются лиловые опаловидные халцедоны, аналогичные описанным на проявлении Три Осины. Изучение разрезанных и полированных образцов показало, что агаты имеют голубую, серо-голубую, серо-коричневую окраску, слабо трещиноваты, до 20 % лишены трещин, многие из них — аналоги тиманских (2/244-6, диаметр 5,3 см при длине 7 см; 4/244 и др.). Толщина полос 0,3—1,0 мм, во многих наблюдается трех — четырехслойное строение с внешней каймой агата (до 4—5,5 мм), которая сменяется агрегатами секреционного роста хрусталя (3—10 мм), внутри вновь слой агата (3—5 мм), ядро в котором (диаметр 10—20 мм) слагается линейно-полосчатым ониксом (обр. 1/244-4-2). Отмечаются серые агаты с концентрически-зональной внешней агатовой зоной (ширина 1—5 мм) и ониксовой (серой же) внутренней (длина до 3 см, ширина до 1,5 см). Встречаются тонально-переливчатые концентрически-зональные агаты, в которых зональность проявляется и переливается при поворотах камня. Такие агаты содержат причудливой формы включения метасоматически измененного андезитобазальта, окруженного сиреневой каймою халцедона. При этом возникают рисунки мохового агата со снежными сугробами, освещенными сиреневым светом зимнего заходящего солнца. Такие миндалины, если они лишены трещин, могут быть успешно использованы для изготовления кулонов (обр. 5/244-4).

Особый интерес своими декоративными качествами представляют цветные халцедоны. Размеры от 1—3 до 15 см, обычно 5—10 см. Формы их,

Таблица 27

Результаты опробования Шивычинского участка

Проба	Площадь, м²	Масса, кг	Содержание, кг/м²	Примечание
1/244-1	4	2,9	0,72	Агат и цветной халцедон
1/244-2	4	1,9	0,47	» » »
1/244-3	16	16,2	1,0	» » »
2/244	100	58,5	0,58	Агат и цветной халцедон с пашни
2/244-1	400	108	0,27	» » » »
Итого...		187,5	$\bar{x}=0{,}61$; $\sigma=0{,}27$	
Несистематически собранное сырье		126,0		Агат и цветной халцедон
Всего...		313,5		

обусловленные многочисленными различным образом сопряженными слоистыми почками халцедона желтого, красного, бурого, сиреневого, белого, различны. Сечения характеризуются причудливым рисунком. Каждый из желваков цветного халцедона индивидуален и неповторим, но почти все они в том или ином виде могут быть использованы либо как коллекционное сырье, либо как сырье для вставок, бус, браслетов. Опыт изготовления показал их высокие эстетико-декоративные качества. Наиболее типичный рисунок: внешняя оболочка — сердоликовая, внутренняя — аметистовидный халцедон или агат (обр. 14/244). Эти цветные халцедоны, кроме того, могут быть использованы для изготовления традиционных ламаистских табакерок, широко известных в Монголии и Китае, где они изготовлялись кустарно по специальной технологии на протяжении столетий (фото 29, *а*, *б*).

Прогнозные ресурсы агата и цветного халцедона на площади 1425 тыс. м² оцениваются в 356 т по категории P_2, а на площади 20 км² по категории P_3 — 4000 т.

Анализ геологической ситуации [Старченко, Краснов, 1965], а также указания авторов этой работы на то, что "...в разных участках развития покровов верхнеюрских эффузивов наблюдались халцедоновидные и опаловые желваки", определили необходимость проведения полевых работ с целью поисков промышленной агатово-халцедоновой минерализации, связанной с миндалекаменными эффузивами бырцинской и джаргалантуйской свит. Кроме того, указания цитируемых авторов на наличие оливиновых базальтов явились основанием для оценки их как возможных источников россыпей оливина. В связи с этим нами проведено исследование агатоносности территории междуречья *Кыры, Агуцы и Нижнего Джерма́лтая.*

Переднеалтано-Хотогорская группа включает Переднеалтанское и Хотогорское проявления. В левобережье р. Передний Алтан на водоразделах и верхних частях склонов сопок обнажаются афанитовые либо порфировые базальты с вкрапленниками плагиоклаза и оливина, представляющие собой жерловую фацию. Ниже по склонам обнажаются пузырчатые и миндалекаменные базальты, в продуктах разрушения которых (элювиально-делювиальных отложениях) присутствуют мелкие миндалины агата, тонкополосчатого оникса. Ширина полосы 100—200 м при общей протяженности до 4 км. Концентрация миндалин 0,1—1,0 кг/м². Размеры миндалин (агаты и оник-

сы) 1—10 см, чаще 2—6 см. Цвет серый, различных оттенков. Выход кондиционного сырья (включая галтовочное) достигает 25 %.

Шумундинское проявление зафиксировано в окрестностях с. Шумунда в поле развития покрова верхнеюрских андезитобазальтов и андезитодацитов, перекрывающих терригенные образования ундургинской свиты и пермотриасовые гранодиориты. Покров представляет собой фрагмент реликтов полосы стратовулканов, развитых в прибортовых частях Алтано-Кыринской депрессионной зоны. Ширина агатоносной полосы около 800 м, ширина обогащенных агатом полос внутри нее 50—100 м. Агаты связаны преимущественно с андезитобазальтами и андезитодацитами, наряду с агатами отмечаются цветные кремни и халцедоны в виде литофиз или линзовидных четковидных жил. Простирание зон окремнения субмеридиональное, видимая мощность достигает 1 м. Длина литофиз систем 3—15 см. Содержание миндалин агата и их фрагментов в элювиально-делювиальных отложениях 3—6 штук на 1 м^2. Размеры 0,6—6,0 см. Окраска серая, голубовато-, дымчато-серая, редко коричневая. Размеры отдельных отпрепарированных миндалин — кремней — 2—10 см. Часть кремней представляет собой полуопалы, переходы к халцедонам. Цвет зеленовато-серый, коричневый, красно-коричневый, кремовый. Для оценки качества кремней и агатов взяты пробы массой до 1—2 кг.

Верхнекучигэрское проявление агатов зафиксировано в юго-западном замыкании Алтано-Кыринской депрессионной зоны в полях развития покровов миндалекаменных верхнеюрских андезитобазальтов, представляющих собой реликты региональной полосы развития верхнеюрских стратовулканов. Площадь выходов реликтов достигает 4 × 6 км. Агатовая минерализация локализована в зонах гидротермальной проработки северо-западного простирания в миндалекаменных эффузивах. Она обусловлена заполнением газовых пузырей и коротких трещин. Элювиальные остаточные россыпи располагаются в структурном элювии и почвенном слое, элювиально-делювиальные — на пологом россыпей долины р. Кучигэр. Ширина россыпей 100—200 м при длине 200—400 м. Наиболее богатые участки имеют форму полос северо-западного простирания. Концентрация миндалин 1—6 штук на 1 м^2, содержание 50—600 г/м^2. Величина миндалин варьирует от 2 до 8 см в длину, имея преимущественно форму эллипсоида. Окраска белая, серая, дымчато-серая, редко розово-серая и желтая. Широко развиты ониксовые разности. Цветные кремни имеют желто-зеленую, красно-бурую, темно-розовую окраску. Из визуальной оценки качества сырья следует, что до 20—30 % пригодно для изготовления кабошонов, 60 % — для галтовки. По качеству сырья, обогащенности им злювиально-делювиальных отложений оно является лучшим в рассматриваемом районе.

По аналогии с описанными полями развития базальтов можно ожидать агатовое сырье в междуречье Букукуна и Нижнего Джермалтая, в бассейне верхнего течения руч. Ларион, правого притока р. Передний Алтан, а также в долине р. Кыра к северу от с. Хара-Худжар, в нижнем течении р. Талача, правого притока р. Былыра в районе с. Кулинда, а также в междуречье Агуцакана и Курейкана северо-западнее с. Алтан.

Суммарная площадь наиболее перспективных на агат полей развития миндалекаменных эффузивов и продуктов их разрушения составляет около 20 км^2, а оценка ресурсов — 4000 т агата, халцедона и рисунчатого кремня-сырца.

В *южной части левобережья долины р. Онон*, по данным А.Н. Ефимова [1963], эффузивы бырцинской и джаргалантуйской свит, с которыми в пределах Бырцинской впадины связаны проявления агат-халцедонового и яшмового сырья, образуют ряд полей в западной прибортовой части Ононской депрессии. Они развиты в междуречье Джаргалантуя, Мокона, Загдачей, Тарбальджея (фото 30). Узкая полоса андезитобазальтов и дацитов, протягивающаяся с СВ на ЮЗ, закартирована в междуречье Шойничи и Тырина А.Н. Ефимовым; поле андезитобазальтов расположено в правобережье пади Зун-Хонгорук. В этой же прибортовой зоне Ононской депрессии закартированы и покровы базальтов, отнесенные к четвертичному времени.

Правобережье долины р. Онон. Стратифицированные покровы андезитов, андезитодацитов бырцинской свиты и венчающих их так называемых кундуйских базальтов предположительно четвертичного возраста А.Н. Ефимовым в 1964 г. закартированы в левобережье пади Передний Куйдуй и в верховьях пади Цаган-Чулутай (площадь к северо-востоку от с. Михайло-Павловск, гора Кер-Ундур). Это поле эффузивов близко по строению описанному выше, где в Хороб-Забцарском проявлении агата установлены очень эффектные его разности. А.Н. Ефимов указывает также на наличие халцедона и карбоната в миндалинах, заполняющих газовые пузыри.

На *Цаган-Нур-Дурулгуевской площади*, на восточном склоне хр. Эрмана, Н.Н. Чабаном, Е.А. Беляковым, П.А. Ковтюшенко закартированы в левобережье р. Дурулгуй поля миндалекаменных базальтов усть-кутской свиты [Чабан, Беляков, 1974б]. Авторы указывают на присутствие халцедона и опала в миндалинах. Непосредственно в трещиноватом обохренном базальте в юго-западной части оз. Цаган-Нур в 1974 г. нами наблюдались крупные миндалины (до 15 см в длину при высоте 5—7 см), состоящие из полосы агата шириной 1—3 см, на котором растут друзы аметистовидного кварца, аметиста либо дымчатого кварца. Поле агатоносных базальтов имеет форму подковообразной полосы шириной 3—10 км, в северной ее ветви выражающейся в рельефе системой сопок.

Юго-восточнее находится поле эффузивов джаргалантуйской и бырцинской свит. Последняя представлена базальтами, андезитобазальтами и порфиритами. Хара-Тологойское поле в верхней части разреза сложено миндалекаменными порфиритами. Тологойское поле имеет площадь около 4 км^2. На Нарын-Норском поле и его участках, где в пласт базальтов врезаны долины водотоков, впадающих в оз. Цаган-Нур, следует наряду с агатовой ожидать аметистовую минерализацию.

С базальтами в *Борзинской впадине*, закартированными Н.А. Трущевой и К.К. Анашкиной [1981], могут быть связаны элювиально-делювиальные россыпи агата в левобережье р. Борзя в СЗ и ЮЗ окрестностях оз. Ганга-Нур. Кроме того, с верхнеюрскими и нижнемеловыми миндалекаменными базальтами, с трахиандезитами и трахибазальтами бырцинской свиты водораздельных пространств между реками Нарасун и Борзя также могут быть связаны россыпи агата.

В *Ундино-Даинской* депрессии отдельные проявления агата и аметистовидного кварца известны в связи с андезитобазальтами даинской свиты. К ним относится Шивиинское проявление (гора Бурунда, известная до 1761 г. (данные А.Г. Горячкиной)), где Е.А. Беляковым и С.П. Шубкиным в 1990 г. изуче-

ны две площади миндалекаменных базальтов, содержащих жеоды аметиста. Одна из них имеет размеры 1 × 1,4 км, вторая — 200 × 300 м. Величина миндалин и их фрагментов достигает 6 см, реже 10—12 см. Окраска серо-дымчатая, серо-голубая, рисунок тонкополосчатый, в жеодах отмечаются кристаллы серо-, темно-дымчатого, сиреневого и бледно-фиолетового цвета до 1 см, редко до 1,5—2 см по оси *c* и до 0,6—1 см по оси *a*. В междуречье Даи и Даякона расположена гора Кремлевка (стратовулкан), в пределах которой известны два выхода миндалекаменных андезитобазальтов: один площадью 2000 × 600 м, второй, расположенный к юго-западу, — 400 × 800 м. Агаты приурочены к серии зон гидротермального воздействия на миндалекаменные андезитобазальты. Размеры миндалин 1—10 см по длинной оси. Агаты тонкополосчатые, серые, серо-дымчатые, серо-голубые. В значительной части миндалин присутствуют жеоды, выполненные кварцем, кальцитом, хлоритом. Кварц представлен молочно-белыми, дымчатыми, сиреневыми и бледно-фиолетовыми кристаллами. При этом наибольшее скопление жеод с аметистом и линзовидных прожилков локализовано в зонах интенсивной гидротермальной проработки с четко выраженным развитием гидроксидов железа.

Оба проявления представляют собой фрагменты единой вулканогенной структуры и разделены долиной р. Даи, в четвертичных отложениях которой возможны находки коллювиально-аллювиальной россыпи агата. На Шивиинском проявлении (гора Бурунда) Шивиинской ПСП ПГО "Читагеология" пройдена расчистка и проведено валовое опробование. Перспективы рассмотренных проявлений не ясны, и поэтому предлагается проведение ревизионных работ с технологическим опробованием и определением участков распространения наиболее богатых скоплений.

В прибортовых частях Ундинской части депрессии широко развиты вулканогенные образования шадоронской серии, вероятность связи с которыми агат-халцедоновой минерализации не изучена.

Перспективы Прононской зоны. Приведенные выше данные свидетельствуют о высоких перспективах полей развития андезитов и андезитобазальтов долины р. Онон и в целом прибортовых частей Ононской и сопряженных с нею депрессий и сопровождающих их покровов, образованных вулканами трещинного и центрального типов, на агат-халцедоновое сырье, аметистовую и яшмовую минерализацию. Поэтому на указанных выше площадях и в первую очередь в бассейне р. Хойто-Ага, на проявлениях в бассейне рек Ближние Шивычи и Дальние Шивычи, Три Осины, Хороб-Забцарском, Джаргалантуйском, Цаган-Нурском, Верхнекучигэрском и сопряженных с ними площадях, одновременно с геологическим изучением возможна опытная эксплуатация. Среди проявлений, связанных с аллювиальными и террасовыми отложениями р. Онон, к объектам первой очереди относится Буцыгин (рис. 34).

Приаргунская зона

В Приаргунской зоне широко развита юрская и меловая вулканическая деятельность, с которой связаны обширные поля базальтов, андезитобазальтов, андезитодацитов. В результате их гидротермальной проработки сформировано большое число проявлений агата и аметистовидного кварца.

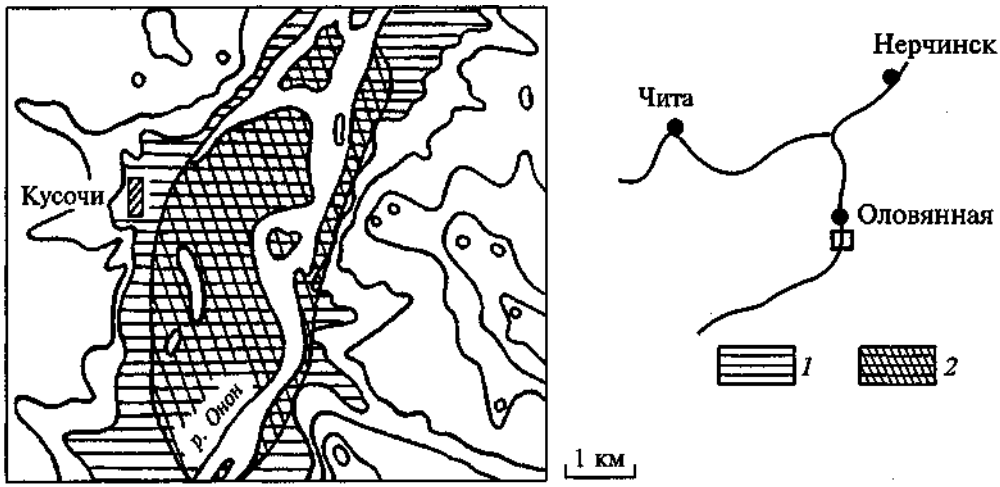


Рис. 34. Аллювиальное проявление агата, халцедона и яшм Буцигин (по В.И. Сизыху, А.А. Белоголовкину, Вит. И. Сизыху).

1 — аллювиальные отложения с повсеместно встречающейся галькой самоцветов; *2* — площадь повышенного распространения агатов, халцедона, опала среди аллювия.

Южная часть Приаргунской зоны. В пределах Урулюнгуевской депрессии поля агатоносных миндалекаменных базальтов верхнеюрско-нижнемелового возраста распространены в районе Васильевского хутора, к востоку от с. Манкечур, в 7 км к СВ от ст. Арабатук (полоса СВ простирания 2 × 0,5 км). На указанных площадях известны многочисленные находки агата, в том числе его сердоликовых разновидностей. К сожалению, все объекты подвергались и подвергаются хищнической добыче. В пределах поля андезитов и андезитобазальтов падей Алкучанский Говин и Харганатуй, представляющего, по данным М.Н. Химки и М.М. Лебедевой [1981], разрозненные фрагменты области распространения эффузивов шадоронской толщи и кутинской свиты, известны проявления агат-халцедоновой минерализации.

В пределах *Даурско-Билютуйского поля*, ограниченного хр. Шивардыи-Урды с запада и падью Шарасун, находится *Билютуйское проявление*, связанное с миндалекаменными трахиандезито-дацитами шадоронской серии, представленное желтыми, красными, оранжевыми (сердоликовыми) агатами; элювиально-делювиальные россыпи распространены в районе ст. Даурия. Особенность билютуйских агатов — специфическое распределение окраски: внешний слой представлен сардониксом, следующий — серым агатом, внутренний — красным сердоликом. Величина миндалин 1—6 см, редко более. Выход кондиционного камня, который собирался любителями с пашен, довольно высок. Специально проявление не изучалось.

К северо-восточному краю Урулюнгуевской депрессии относится известное проявление *Мулина Гора*, где в пузырчатых базальтах находятся агаты. Миндалины достигают в диаметре 30 см и более. В них, как уже указывалось, находятся крупнокристаллические жеоды аметиста. На площади распространения покровов миндалекаменных базальтов протяженностью около 1,5 км и шириной до 400 м встречаются участки эллювиально-делювиальных

россыпей агат-халцедоновых миндалин с размерами площадки от 5 × 20 м до 30 × 60 м. Содержание миндалин составляет 0,2—0,5 кг на 1 м². Миндалины имеют размеры 1—25 см, но чаще 3—5 см. Окраска мышино-, голубовато-серая. Рисунок хорошо выражен. Обладают высокими художественно-декоративными свойствами. Прогнозные ресурсы категории P_3 180 т агата-сырца.

На самом юге Приаргунья выделяется ряд полей развития агатов. Наиболее интересно с точки зрения наличия высококачественного сырья *Нагаданское проявление* голубых и синих халцедонов, находящееся в 7 км от г. Забайкальск. Оно локализовано в зоне выветривания верхнеюрско-нижнемеловых миндалекаменных андезитов, андезитобазальтов, кислых эффузивов и базальтов и представлено аллювиальными, делювиальными, террасовыми, алювиальными и склоновыми отложениями. На площади 4,8 × 2,0 км развиты наиболее богатые участки. Содержание агата от 3—5 до 30—40 миндалин и их фрагментов на 1 м². Размеры варьируют от 1—1,5 до 10—15 см, в основном — 3—6 см. Цвет агата серый, молочно-белый, бледно-желтый, серо-, густо-голубой до синего. Выход голубых агатов (сапфирина) не более 1,5 %. Основной недостаток камня заключается в его трещиноватости. Тем не менее из всех проявлений голубых и синих агатов Забайкалья Нагаданское проявление наиболее перспективное. По данным Ю.И. Тулугурова и др. (1975 г.), прогнозные ресурсы камня составляют не менее 200 т. Моноблоки сапфирина обычно не более 1,5—2,0 см. Сырье может быть использовано выборочно как ювелирно-поделочное, ювелирное и коллекционное. В результате анализа работ предыдущих исследователей и наших наблюдений установлено, что на площади 10 км² возможна организация опытной эксплуатации. Однако при более строгом подходе ресурсы оценены в 50 т.

В районе пос. Абагайтуй зафиксированы следующие проявления агат-халцедонового сырья — Коктуйское, Молоканка, Гора Бугутур, Агатовая Сопка, Гора Хара-Гозагор и ряд безымянных (фото 31, 32). Все они находятся в Абагайтуйском поле миндалекаменных базальтов, андезитобазальтов нижнемелового возраста. По данным разных авторов, промышленная значимость элювиально-делювиальных россыпей не ясна, хотя на *Агатовой Сопке* добывались агаты до 30 см длиной [Сущинский, 1925]. Проявление Агатовая Сопка представлено делювиальной россыпью миндалин по склонам сопки Агатовой. Площадь ее распространения 12 000 м². Ресурсы по категории P_3 — 12,0 т агата-сырца. На Коктуйском проявлении содержание агата 3—4 штуки/м² при размерах 2—6 см. Агат светло-серый с розовым и голубоватым оттенком.

Заргол-Чалбучинская площадь агатоносных базальтов. В левобережье р. Аргунь тянется полоса лиловых вулканитов, среди которых выделяются поля миндалекаменных андезитобазальтов, базальтов годымбойской свиты. Ширина полосы варьирует от 6 до 20 км. В ее пределах известны Зарголские проявления сердолика. Камни находятся как в окрестностях гор Старая Пашня, Кремневая, так и непосредственно в полях развития базальтов в элювиально-делювиальных россыпях. Здесь же известны коллювиально-аллювиальные проявления сердолика. Величина камней 3—15 см (устное сообщение А.П. Шкуро). Севернее, в приустьевой части пади Карабан, где развиты базальты, содержащие агат, миндалины с жеодами выполнены амети-

стом, дымчатым и бесцветным кварцем. В элювии, делювии и пролювиально-коллювиальных отложениях отмечаются отпрепарированные миндалины агата, яшм, сердолика. В окрестностях с. Бура известны три проявления агата, которые также связаны с базальтами кутинской свиты. К этой же группе относятся и проявления Среднеборзинское, Улановское, пади Баксакан, Аргунские Ключи и др. Все указанные поля с позиций промышленной агатоносности не изучены, и есть полная вероятность обнаружения существенных концентраций агат-халцедоновой минерализации как в связи с упомянутыми проявлениями, так и полями базальтов в целом. Это же относится и к участкам развития базальтов в бассейнах рек Средняя Борзя и Нижняя Борзя (села Красные Борзишки, Шаманка, Байка, Артемьево, Золотоноша и др.) (фото 33, 34). В целом на рассматриваемой площади выделяются десять агатоносных полей, по которым суммарные прогнозные ресурсы составляют 1500 т агата-сырца.

На ***Урюмкан-Урово-Мотогорской площади*** развиты миндалекаменные андезитобазальты и базальты, трахилипариты годымбойской свиты, с которою связана Урово-Мотогорская группа проявлений агата. Насыщенность миндалинами невелика, величина их варьирует от 1 до 20 см. Ю.П. Тряниным и др. установлен в части миндалин аметист. Качество камня не определялось. Наряду с агатами представляют интерес как поделочный камень слоистые рисунчатые туфы трахилипаритов, хорошо принимающие полировку. На Годымбойском проявлении, находящемся в бассейне р. Годымбой, в верхнем течении, в падях Малая Бамбуя, Хива, Сивачи и связанным с миндалекаменными базальтами годымбойской свиты, по сведениям А.Ф. Озерского, отмечались серые, голубовато-серые массивные и рисунчатые агаты. В левобережье р. Урюмкан, в верхнем течении (падь Берея и др., ниже по течению Урюмкана), И.Н. Тихомировым [1963] закартированы поля миндалекаменных базальтов, с которыми могут быть связаны проявления агата.

В *бассейне р. Газимур* поля лиловых базальтов и андезитобазальтов даинской свиты развиты в окрестностях сел Корабль, Игдоча (Игдочинское проявление) и по левобережью р. Газимур, где И.Н. Тихомировым закартирован покров шириною 3—3,4 км, протягивающийся в СВ направлении на 6 км. На водоразделе падей Большой Дорочон и Ушмун, в 4 км к востоку от с. Калдага, известен покров базальтов площадью около 4 км^2 [Тихомиров, 1963]. По аналогии с проявлениями сел Корабль и Игдоча можно предполагать возможность агатоносности указанных полей развития миндалекаменных базальтов. В частности, на окраине с. Корабль в миндалекаменных базальтах развиты агаты, халцедоны, секреции горного хрусталя. Миндалины накапливаются в делювии и коллювии. Проявление не изучено.

Пришилкинская зона

В Пришилкинской зоне, к которой отнесена территория левобережья бассейна р. Шилки, не зафиксировано крупных проявлений агата. Тем не менее в Сретенском районе Читинской области издавна известно проявление агата *Гора Полосатик*, где в пузырчатой лаве содержатся миндалины агата и халцедона. В Чернышевском районе в прибортовой части

Ундургинской впадины на водоразделе падей Глубокая и Топаки С.А. Козловым в 1967 г. закартировано поле раннемеловых миндалекаменных базальтов площадью 0,7 км^2, содержащих миндалины серо-дымчатого агата до 4 см, с четко выраженной концентрической зональностью. Среди агатов встречаются и розоватые, и молочно-белые опалы размером до 3 см. Ресурсы оценены в 10 т по категории P_3. Выходы и поля базальтов и андезитобазальтов закартированы во многих местах Пришилкинской зоны. Наиболее интересные с точки зрения вероятной агатоносности охарактеризованы ниже.

В Пригазимурской подзоне, в левобережье р. Шилка, в бассейне нижнего течения р. Чалбучи [Мисник, 1970], известны покровы миндалекаменных сильно карбонатизированных андезитовых порфиритов мощностью до 10 м и пестроцветные миндалекаменные андезитовые порфириты мощностью до 100 м. Миндалекаменные андезитобазальты верхнеюрско-нижнемелового возраста Ю.Д. Пенягиным и др. [1979] описаны в Джекдаканской, Зелено-Озерской и Кыкеро-Акиминской депрессиях. При этом собственно базальтовые покровы, частично перекрытые четвертичными отложениями, находятся в 2—3 км к ЮЗ от с. Зеленое Озеро в бортах приустьевой части р. 1-я Исыгашка и в междуречье Маректы и Казенной Береи в надпойменных террасах р. Нерча. В приустьевой части р. Казенная Берея андезитобазальтовые порфириты ($J_3 - K_1$) образуют небольшие покровы (4—5 км^2). В разрезе в бассейне р. Тимошкин мощность черных, темно-серых, серых, часто с лиловым оттенком, пузыристых андезитобазальтов составляет около 140 м. Среди андезитобазальтов встречаются миндалекаменные разности.

Базальты и андезитобазальты развиты в междуречье Юмурчекена и Малого Тунгука (Верхнего Юмурчена), по Малому Тунгуку, в верховьях р. Котэ, по долине р. Каренга ниже р. Камвая и в междуречье верховий Читы и Чингикана. К.Е. Рокиным описаны условно нижнемеловые миндалекаменные андезитобазальты. В Тунгирской впадине покровы их имеют площадь 8 км^2, в Олекминской — 4 км^2. А.М. Стреловым по р. Ульдурге между реками Жипкоша и Кучегер (район с. Усугли), описаны андезиты и андезитобазальты с прослоями миндалекаменных разностей, содержащих миндалины (до 1 см), сложенные кварцем, опалом, халцедоном, филлипситом, карбонатами и хлоритом. Кроме того, они закартированы в верховьях р. Дарасукан, в районе левого притока пади Улунтуй, выше с. Нижний Стан (по Дарасукану), по р. Торгокану. Е.М. Лейфманом и др. [1971] в верховьях р. Большой Амазар и его левого притока Амазаркана, в 7 км к СВ от с. Васильевки, закартировано поле развития меловых андезитов; останец таких же пород отмечен на водоразделе рек Могоча и Кудикан Правый; в левом борту долины р. Могоча, ниже впадения р. Шукшурин, также закартирована площадь распространения андезитов и андезитобазальтов верхнеюрского возраста. Агатоносность их еще не изучена.

Покровы меловых и неогеновых андезитов и андезитобазальтов различных размеров отмечены по р. Куэнга южнее г. Чернышевска-Забайкальского, в верховьях р. Матакан, по правому притоку р. Курлыч между селами Икшица и Васильевка [Шенфиль, Чацкис, 1970].

В целом Пришилкинская зона плохо изучена, но появляющаяся информация о находках агата и халцедона в бассейне рек Могоча и Амазар свидетельствует о возможности открытия промышленно важных объектов.

Удино-Витимская зона

В пределах Удино-Витимской агатоносной зоны широко развиты вулканиты хысехинской, кижингинской, удинской и цаган-хунтейской свит. К ним, в частности к хысехинской свите, относятся продуктивные миндалекаменные базальты Тулдунского россыпного месторождения, проявлений Тальшинского, Витимканского, Аталангинского и др.

На ***Еравненской площади***, в Еравненском агатоносном районе, известно *Холинское проявление*, находящееся среди вулканогенных образований кислого состава цаган-хунтейской и удинской свит. Миндалины, гнезда, линзы, литофизы, цемент туфов и вулканических брекчий выполнены халцедоном, агатом, опалом, сердоликом, кремнем. Типичные миндалины развиты в пузыристых базальтах, литофизы полосчатого халцедона — среди туфов и вулканических стекол-риолитов (перлитов). Цвет камня коричневый, голубой, зеленый до черного. З.М. Мареевым в 1963 г. проведены поисковые работы и детальная разведка Холинского месторождения перлитов. Имеются сведения о том, что агат и халцедон могут добываться попутно и использоваться для украшений и поделок.

Хара-Шибирское проявление, локализованное в базальтах хысехинской свиты и в галечниках мохейской свиты палеогена, характеризуется миндалинами агата и халцедона величиною 3—8, иногда до 15 см, часто с жеодами светло-серого или молочно-белого кварца; цвет молочно-белый, голубовато-серый, дымчатый, реже желтый и красный. Проявление обнаружено попутно при поисках на флюорит, оценка его не проводилась.

Тальшинское проявление агата и халцедона, связанное с базальтами хысехинской свиты, представляет собой частью элювиально-делювиальную, частью аллювиальную россыпь желваков, литофиз и их обломков величиной до 30 см, миндалин халцедона размером 3—7, реже 10—20 см. В миндалинах отмечаются жеоды аметиста и горного хрусталя. Цвет камня синий, серый, розовый. Перспективы проявления высоки.

В пределах Еравненской площади к ЮЗ и ЮВ от озер Большое Еравное и Малое Еравное З.М. Мареевым в 1972 г. закартированы поля меловых и неогеновых базальтов, с которыми могут быть связаны проявления агата и халцедона и их россыпи, аналогичные известным по р. Субэ в районе оз. Гунда. Поэтому предполагаются объекты, аналогичные Тулдунскому месторождению.

На ***Привитимской площади*** известны проявления Витимканское, Инэлоктинское, Ашиглинское, Витимское, Аталангинское, связанные с миндалекаменными базальтами хысехинской свиты.

Витимканское проявление (левый борт долины р. Витимкан) имеет промышленное значение. Здесь, по данным В.В. Васильченко и др. (1976 г.), известны три сближенные россыпи общей площадью 0,6 км^2. Из рыхлых отложений была взята проба 42 кг, в которой оказалось сырья 6 кг III сорта и 32 кг коллекционного. Данные о содержании камня в рыхлых отложениях не приводятся. Размеры миндалин 3—5 × 10—12 см. Качество сырья хорошее; халцедон серый, голубовато-серый, агат желтовато-серый, дымчатый, тонкополосчатый, концентрически-зональный. Присутствует красновато-коричневая и зеленая яшма. Жеоды содержат кристаллы аметиста величиной 0,5—0,8 × 1,0—1,5 см. Прогнозные ресурсы оценены в 450 т.

Аталангинское проявление слабо изучено. Из данных Ю.И. Тулугурова и В.Н. Богорадникова (1968 г.) известно, что оно связано с базальтами хысехинской свиты; цвет агата и халцедона светло-серый, голубоватый, дымчатый, желтовато-оранжевый, буровато-красный. В части миндалин встречаются жеоды с аметистом и горным хрусталем. Перспективы значительны.

Инэлоктинское проявление находится в пределах одноименного покрова неогеновых базальтов площадью 75 км^2 и мощностью 50—200 м. Агат, халцедон, опал, яшмы, а также аметист (0,2—0,3 × 1,5—2,0 см) связаны с выполнением пустот от газовых пузырей. Пустоты в лаве составляют до 15 % ее объема и имеют форму червеобразных каналов с раздувами, замкнутыми полостями с размерами 5 × 10 : 10 × 15 × 80 см. Эти образования по морфологии и размерам сходны с известными образованиями Бразилии (штаты Минас-Жерайс, Риу-Гранди-ду-Сул), описанными Iordani, Vandoros в 1967 г. [Методические указания..., вып. 11, 1976], и относятся к весьма перспективным.

В целом коренные проявления агата и халцедона на Привитимской площади, вероятно, не исчерпываются описанными в отчетах и публикациях, и, безусловно, развиты значительно шире, в частности по Зазе, где нами обнаружены скопления сердолика, светло-желтого агата и опала в 1992 г., Конде, Муясыну, Джилинде в связи с вулканогенными породами хысехинской свиты.

Удинская площадь. Выделяется нами как перспективная для обнаружения агат-халцедоновой минерализации в связи с миндалекаменными базальтами и андезитобазальтами хысехинской, кижингинской и холоджиканской свит, широко распространенных в бассейне р. Уды. Для оценки перспектив необходимо проведение проспекторского обследования площадей и выходов базальтов на дневную поверхность в прибортовых частях Удинской депрессии.

Россыпные месторождения и проявления

Тулдунское месторождение

К наиболее крупным россыпным месторождениям, связанным с аллювиальными отложениями, относится Тулдунское. Оно расположено в бассейне р. Тулдун и локализовано в террасовых и косовых россыпях, коренные источники которых связаны с трахибазальтами хысехинской свиты. На месторождении первая разведка проведена в 1934 г. партией треста № 13 под руководством В.П. Рыловниковой, которая дала положительную оценку халцедону как техническому сырью для приборных и технических камней. Было определено содержание 350 г/м^3 кондиционного сырья.

В результате поисковых и разведочных работ Г.В. Барзиловича, Г.Д. Косилова, Ю.И. Тулугурова и А.З. Галимова, проведенных в 1960—1968 гг., а также В.И. Финько [1973], установлено, что основная масса галек халцедона, агата и яшм связана с отложениями древнечетвертичной террасы и приурочена к границе между песчано-глинистым и галечно-валунным слоями. Средняя мощность вскрыши 0,3 м, мощность полезной толщи около 1,5 м. С глубины 2,5 м халцедон встречается редко. Исходным материалом при образовании россыпей халцедона служили продукты разрушения ба-

зальтов, развитых в районе. Выявлены два обособленных участка россыпей халцедона — Тулдунский и Байсовский.

На месторождении халцедон голубовато-, молочно-серый, дымчатый, желтый, оранжевый, красный со всевозможными оттенками (фото 35, 36); встречаются также агаты и яшмы. По данным Угличского часового завода, содержание технического халцедона составило 24 %.

В подсчет запасов включен контур россыпи с содержанием халцедона не менее 1 кг/м^3. Запасы халцедона по категории C_2 составляют:

Участок	Технический халцедон, т	Окрашенные разности халцедона, т
Тулдунский	562,3	281,0
Байсовский	1513,2	301,6
Всего...	2075,5	582,6

С целью определения ареала распространения халцедона в верхнем и среднем течении р. Тулдун Г.В. Барзиловичем в 1961 г. проведены поисковые работы масштаба 1 : 25 000 на площади 408 км^2. В среднем течении на участке разведочных работ партией осуществлены поисковые работы масштаба 1 : 5000 на площади 9 км^2. Ниже приведены описания участков по Г.В. Барзиловичу.

Установлено наличие халцедона на поверхности русловых и пойменных отложений на всем протяжении р. Тулдун; по р. Байсы он встречается только в низовьях. Наибольшая концентрация наблюдается в среднем течении между 18—25 км от устья реки на участке № 1.

Краткая характеристика участка следующая: пенепленизированная долина р. Тулдун достигает ширины 2,5—3,0 км. Здесь она сложена современными русловыми, пойменными и древнечетвертичными террасовыми отложениями. Наибольшая концентрация галек халцедона выявлена в левобережной погребенной россыпи древнечетвертичной террасы. Ее контуры точно не установлены — около 3 × 2 км. Мощность полезного слоя погребенной россыпи 0,6—0,7 м, интервал глубин 0,7—1,3 м. Халцедон распределен неравномерно, в виде гнезд и скоплений разной величины.

Качество халцедона (и агатов) в погребенной россыпи выше, чем в современных русловых отложениях. Дефекты приобретаются при транспортировке в паводки. Многолетнемерзлые породы отмечаются с глубины 2—3 м. В современных русловых и косовых отложениях р. Тулдун халцедон наблюдается в основном до глубины 0,7—0,8 м. В них же встречаются морион, горный хрусталь, яшмы, цветные кремни, пегматит и жильный кварц.

Разведка приустьевых частей притоков р. Тулдуна не дала положительных результатов.

Участок № 2 охватывает долину р. Тулдун в верховье, от устья руч. Вилин на протяжении 12,2 км, а также руч. Левый на расстоянии 3,1 км от устья, падь Пилорамную, приустьевую часть руч. Вилин и коренные выходы пузырчатых базальтов по пади Базальтовой. Из 71 горной выработки, пройденной на участке № 2, лишь в 34 встречен халцедон. Кондиционные гальки здесь не выше III сорта.

Закономерности в распределении халцедона в аллювии разведчиками не установлены. Заметное количество халцедона на поверхности отмечается

между руч. Левым и падью Базальтовой, что объяснимо близостью источника сноса. Содержание халцедона увеличивается в отложениях 1-й и 2-й надпойменных террас. Глубина залегания халцедона в пойме 0,2—0,8 (верхняя граница) и 0,5—2,3 м (нижняя граница). На террасах глубина залегания продуктивного слоя 0,7—2,0 м. Средняя мощность его в пойме 0,7 м при средней вскрыше 0,5 м. Мощность продуктивного слоя террас 1—1,2 м. Содержание халцедона в пойме составляет 0,01—0,027 и 0,033 кг/м^3, по террасам 0,026—0,039 кг/м^3.

По руч. Левому халцедон встречен в пяти канавах, кондиционный III сорта обнаружен лишь в одной канаве. По пади Пилорамной из 14 канав кондиционный халцедон III сорта встречен в двух. Разведка в приустьевой части руч. Вилин дала отрицательные результаты. В пади Базальтовой коренные базальты предположительно можно считать источником сноса халцедона, ибо во всех остальных осмотренных полях базальты имеют отличия от подобных в пади Базальтовой по структурным особенностям; никаких признаков халцедононосности не обнаружено.

С целью выявления закономерностей в распределении галек халцедона в косовых россыпях на Тулдунском месторождении автором совместно с Т.Н. Юргенсон и О.А. Яровиковым в 1990—1992 гг. проведены специальные работы. Для изучения распределения гравийно-галечного материала в косовой халцедононосной россыпи р. Тулдун и выявления закономерности распределения гальки халцедона обследована одна из крупных кос. Методика работ заключалась в следующем: поперек удлинения косы были разбиты профили через 25 м, по которым проводились описание характера гравийно-галечного материала и отбор гальки халцедона в пробу. Результаты вынесены на рис. 35 и сведены в табл. 28. Из анализа вытекают следующие выводы: 1) с увеличением размера гравийно-галечного материала увеличивается и средний размер находящихся здесь галек халцедона, который примерно соответствует среднему размеру вмещающего его материала; 2) основная масса галек халцедона располагается в головке косы, что видно по данным, приведенным в табл. 28 и на рис. 35; 3) в целом на фоне общего уменьшения линейного запаса халцедона выявляются один полный ритм и один незавершенный, что обусловлено сменой режима осадконакопления режимом размыва.

Полосы скоплений крупных галек халцедона приходятся на конец размыва — начало накопления. В первом случае крупные гальки остаются на месте после вымывания мелкой фракции, во втором выпадают в осадок первыми. Поэтому самые крупные гальки в полосе размыва при оптималь-

Таблица 28

Результаты взвешивания проб халцедона по профилю

Номер профиля	Длина профиля по косе, м	Вес пробы халцедона с профиля, г	Удельная доля халцедона (линейный запас), г/м	Номер профиля	Длина профиля по косе, м	Вес пробы халцедона с профиля, г	Удельная доля халцедона (линейный запас), г/м
1	25	2594	103,76	6	95	3922	41,28
2	40	1887	47,18	7	105	4341	41,34
3	70	1514	21,63	8	115	570	4,96
4	45	1199	26,64	9	120	194	1,62
5	55	1693	30,78	10	30	299	9,97

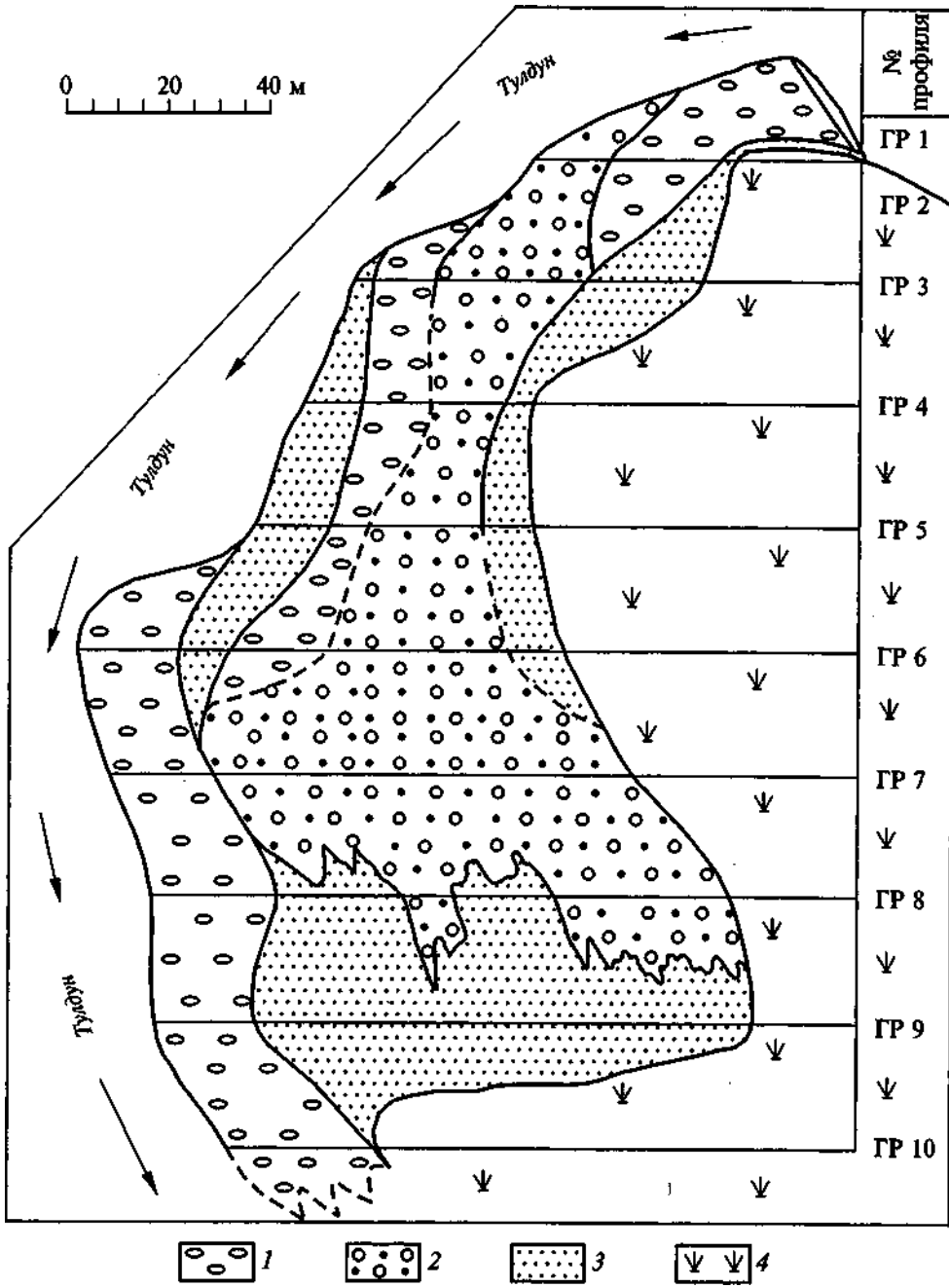


Рис. 35. Схема распределения гравийно-галечного материала в косовой халцедононосной россыпи р. Тулдун (составлена О.А. Яровиковым).

1 — валунно-галечный материал; *2* — песчано-галечный материал; *3* — песок; *4* — терраса.

ной скорости течения воды сохраняются (относительно накапливаются) в прибрежной полосе и оседают в конце косы, обращенной против течения. Кроме того, наблюдения на косах показали, что наиболее крупные гальки халцедона следует искать у препятствий (коряг, пней, прикорневых частей кустов), обтекаемых водой.

Полученная закономерность позволяет оценивать направление линий горных выработок по вектору изменения размеров гальки в процессе отработки и эксплоразведки месторождения.

Прочие россыпные проявления в Привитимской зоне

Наряду с Тулдунским месторождением в пределах Еравненской агатоносной площади вблизи с. Романовка находится Холойское проявление. Здесь агат, халцедон и окаменелое дерево наблюдаются в галечниках 4-й надпойменной террасы и в русловых отложениях р. Холой. Россыпь прослеживается на 8 км. Размеры желваков, галек и их обломков 2—10 см, цвет светло-серый, светло-желтый. Размеры фрагментов минерализованной древесины варьируют в широких пределах от первых сантиметров до первых метров.

Известное на этой площади *Тальшинское проявление* представлено гальками агата и халцедона размером до 3—7 см, реже 10—20 см в аллювии р. Тальша. Проявление изучено слабо.

В пределах Витимской площади также известны аллювиальные россыпи агата и халцедона. К ним относится *Витимканское проявление*, описанное выше. Оно частью также представлено аллювиальной россыпью, которая изучена недостаточно и отнесена нами к перспективным объектам. Среди россыпных проявлений этой зоны выделяется Аталангинское, находящееся в русловых и террасовых отложениях р. Аталанга. Содержание агатовой гальки синего, желтого, серого, розового, зеленого, красного цвета 1,5—0,0 кг/м^3, размер 0,5—30 см, преобладающая величина 3—7 см. Ресурсы оцениваются в 400 т.

Россыпи в Приононской зоне

В Приононской агатоносной зоне непосредственно долина Онона представляет значительный интерес как область распространения агатоносных россыпей. Халцедононосность аллювиальных отложений Онона на всем его протяжении в пределах Читинской области общеизвестна [Ферсман, 1962]. Однако специальных, даже мелкомасштабных, ревизионных работ по оценке качества и содержанию гальки агата и халцедона не проводилось. В 1991—1992 гг. нами планировалось систематическое проведение опробования пойменных и косовых отложений р. Онон. Однако вследствие аномально высокого уровня воды в реке в течение июля — сентября этого сделать не удалось. Тем не менее удалось изучить качество халцедоновых галек. На обнаженных косах на отдельных участках долины правобережья Онона вдоль дороги Акша — Бытэв халцедон встречается повсеместно, но содержания его в среднем не превышают 0,05 кг/м^2, хотя гальки характеризуются высокой прозрачностью, нередко имеют желтую и желто-оранжевую окраску, полосчаты. Наряду с халцедонами повсеместно присутствуют гальки крас-

но-лиловых и желтых яшм. На участке устье пади Улача — р. Акша в левобережье Онона также повсеместно (как в косах, так и в надпойменной террасе) встречаются халцедоновые гальки размером 2—7 см, чаще 3—5 см. Халцедон серый и желтоватый, слабо трещиноват (пробы 1/236, 2/236-2, Онон-Улачинское проявление). В правобережье долины р. Онон напротив дер. Кусоча (в 13 км ниже пос. Усть-Борзя, проявление Буцыгин) халцедоновые гальки имеют размеры 2—10 см. Прозрачны, слабо трещиноваты; цвет серый, дымчато-серый, желтоватый. На участке правобережья Онона у автодороги с. Единение — Правительственный мост, между 14 и 15 км от с. Единение (Верхнешаранайский участок), на отмели и косах галька агата и халцедона имеет размеры 2—15 см, в среднем 3—7 см. Она прозрачна и полурозрачна. Цвет серый, дымчато-серый до сердоликового. Содержание низкое (не более 0,05 кг/м^2). Тем не менее бригада из трех человек за один световой день может собрать до 50—100 кг хорошего сырья. Наряду с агатами и халцедонами могут представить практический интерес гальки яшм, а также крупные раковины перловицы. Пробные изделия из перламутра имеют товарную ценность.

На левом берегу Онона у моста возле Цасучея, в пределах дорожной подушки, сложенной гравийно-галечным материалом, доставленным из аллювиальных отложений р. Онон, за 40 лет образовалась природно-техногенная россыпь агатов за счет вымывания дождями псаммитового материала. На поверхности всех окатанных обломков агата и халцедона за время нахождения на дневной поверхности образовалась тонкая (0,5 мм) корочка кахолонга. Отсюда можно сделать вывод о достаточно большой скорости высасывания из халцедона раствора кремнезема сквозь твердое вещество, в котором структурные каналы микроиндивидов, параллельные оси *c* и перпендикулярные удлинению, открываются при препарировании и раскалывании миндалины параллельно удлинению микроиндивидов.

В целом вся пойма долины Онона от Акши до Оловянной (320 км) представляет собой надежный источник агат-халцедонового сырья.

Россыпная агатоносность Приаргунской зоны

Приаргунская зона по результатам проспекторских обследований в отдельных ее частях перспективна на обнаружение аллювиальных, пролювиально-коллювиальных и террасовых россыпей высококачественного агата и халцедона прежде всего сердоликовых их разностей. К участкам, которые представляются наиболее перспективными, отнесены *Буровские* (I, II, III) *проявления* в районе с. Бура, *Зарголское*, где в аллювии известны крупные сердолики, *Агатная Сопка*. Большое значение имеет попутная добыча агата при отработке золотоносных россыпей по р. Средняя Борзя, где сердолики и сардеры достигают до 15 см в длину.

Перспективы промышленной агатоносности

Анализ данных, полученных в процессе полевого, частью камерального, изучения полей распространения агато-халцедононосных эффузивов среднего и основного состава в пределах изученного региона, свидетель-

ствует о широком развитии элювиально-делювиальных и террасовых россыпей этих ювелирно-поделочных камней и реальной возможности после проведения оценки качества сырья и поисково-оценочных, частью разведочно-эксплуатационных, работ получить, по крайней мере, шесть среднемасштабных промышленных месторождений (Нагаданское, Дунда-Агинское, Шивычинское, Витимканское, Аталангинское, Ашиглинское), а также мелкие месторождения высокоценного сырья (Аргалейское, Верхнекучигэрское и др.). Эти объекты составляют основу для получения десятков тонн агата, халцедона, яшм и цветных кремней уже в процессе их геологического изучения и опытной эксплуатации.

В качестве одной из первоочередных научно-прикладных задач следует выявить закономерности размещения агатоносных россыпей в надпойменных террасах долин Аргуни и Онона и их притоков.

В результате проведенных работ впервые выделена Забайкальско-Монгольская агатоносная провинция с семью зонами — Джидинской, Хилокско-Чикойской, Приононской, Приаргунской, Пришилкинской, Удино-Витимской и Зейской. Из них Приононская и Приаргунская имеют продолжение в Монголии [Липовский, Сережникова, 1977, 1991].

Нефрит

Нефрит относится к цветным камням, известным человечеству с древнейших времен. Потребность в нем в связи с его особыми, нередко легендарными свойствами никогда не иссякала. Особенно он ценится китайскими мастерами, владеющими многими оригинальными способами его обработки с учетом культовых традиций его использования. В настоящее время резко возросла потребность в белом нефрите. В связи со спросом резко возросли рыночные цены на этот камень. Он охотно приобретается у частных предпринимателей по цене 30—300 долларов США в зависимости от однородности окраски и блочности камня. Условиям образования нефрита, локализации, описанию месторождений посвящена обширная литература. На территории Западного и Восточного Саяна, Юго-Западного Прибайкалья и Средневитимского нагорья находятся все важнейшие месторождения нефрита страны. К настоящему времени здесь известно около 60 месторождений и проявлений этого важнейшего ювелирно-поделочного сырья.

Формационные типы месторождений нефрита и геологические ситуации их локализации

Отмечаются две группы формаций месторождений нефрита: эндогенные и экзогенные (россыпные). Среди эндогенных выделяются: 1) формация апогипербазитовых метасоматитов (тип альпинотипных гипербазитов, по Е.Я. Киевленко и Н.Н. Сенкевичу [1983], или геолого-промышленный тип нефритовых жил в контактовых зонах серпентинитов с алюмосиликатными породами (Р.С. Замалетдинов и др. [Методические указания..., вып. 3, 1975]); 2) формация апобазитовых метасоматитов (месторождения в метаморфических породах на контакте с серпентинитами, по Е.Я. Киевлен-

ко и Н.Н. Сенкевичу [1983], или геолого-промышленный тип нефритовых жил в метаморфических породах основного состава (Р.С. Замалетдинов и др. [Методические указания..., вып. 3, 1975]); 3) формация апокарбонатных метасоматитов (месторождения в доломитовых мраморах, по Е.Я. Киевленко и Н.Н. Сенкевичу [1983], или промышленно-генетический тип месторождений в мраморизованных доломитизированных известняках на контакте с серпенитинизированными эпидотизированными и карбонатизированными микроклиновыми гранитами Р.С. Замалетдинов и др. [Методические указания..., вып. 3, 1975]).

Среди экзогенных выделяется лишь одна формация россыпей. По данным Ю.Н. Колесника [1976], Е.Я. Киевленко, Н.Н. Сенкевича [1983], Р.С. Замалетдинова, И.С. Якшина [1971], А.П. Секерина и др. [1977], нефрит апогипербазитовой формации связан с ультраосновными породами альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации и локализуется в зонах серпентинизации. При этом серпентиниты должны быть либо антигорит-хризотиловые, либо хризотиловые. Образование нефрита связано с процессом кальциевого метасоматоза в зонах контактовых воздействий даек основных или (реже) кислых пород.

За редким исключением нефрит локализован в серпентинитах (в зоне эндоконтакта ультрабазитового массива). В США на месторождении Пласкет-Ков нефрит локализован в милонитизированных граувакках на контакте с серпентинитом.

Пояса (зоны) нефритоносных гипербазитовых интрузий приурочены к тектономагматическим зонам глубинного заложения в зонах сочленения геосинклиналей со срединными массивами и платформами либо на границах мио- и эвгеосинклинальных областей или вдоль глубинных разломов [Методические указания..., вып. 3, 1975; Предложения..., 1978]. Гипербазитовые пояса имеют значительную протяженность, а тела ультраосновных пород относятся к эффузивным или эффузивно-осадочным формациям ранних стадий геосинклинального развития.

Для нефритоносных гипербазитов характерны развитие серпентинитов в эндоконтакте массивов и отсутствие или слабое проявление энстатитизации и антофиллитизации. Вмещающие породы метаморфизованы обычно в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации, благоприятны также породы, метаморфизованные в условиях лавсонит-глаукофановой фации. Широкое развитие тремолититов, родингитов, являющихся продуктами кальциевого метасоматоза, а также альбититов и субщелочных амфиболитов, являющихся продуктами натрового метасоматоза [Предложения..., 1978], всеми исследователями считается надежным поисковым признаком.

Известны месторождения нефрита в серпентинитах в пределах ультрабазитовых поясов вне видимой связи не только с ультрабазитами, но и с интрузивными алюмосиликатными породами вообще [Методические указания..., вып. 3, 1975; Киевленко, Сенкевич, 1983]. Примеры таких месторождений — это нефритоносная полоса штата Вайоминг в США, а также месторождение Масса-Хилл в штате Калифорния. Ч. Черсман в 1951 г. установил, что массивы серпентинитов находятся среди песчаников и основных эффузивов францисканского комплекса. Нефритовая минерализация развивается в серпентинитах по зонам рассланцевания вблизи от контактов

с блоком альбитово-клиноцоизитового сланца с примесью мусковита и глаукофана, что свидетельствует о развитии кальций-натрового метасоматоза.

Существует группа месторождений нефрита, не связанных с серпентинитами.

К формации апобазитовых метасоматитов относятся месторождения, в которых тела нефрита локализованы в орто- или парапородах основного состава. Например, на Парамском месторождении в Привитимье нефрит находится не в серпентинитах по ультрабазитам, а в зоне рассланцевания и дробления в амфиболитах, и потому не может быть отнесен к формации апогипербазитовых метасоматитов.

В Китае (по данным В.В. Бека и И.В. Мушкетова, 1882 г.; К.И. Богдановича, 1892 г.; нефритовые копи Канакан, Карала), а также в США (по данным Кобба 1949 г.; месторождение Лонг-Крик), нефритовые тела залегают соответственно в зеленокаменных породах роговообманково-полевошпатового состава, в сиенитовых гнейсах, прорванных гранитами (Канакан, Карала), и в гнейсах с пропластками кварцево-полевошпатовых и роговообманково-авгитовых пород (Лонг-Крик). Интересно, что на месторождении Лонг-Крик нефрит залегает на контакте роговообманково-авгитовой породы с кварцитом и по восстанию постепенно переходит в актинолитит. При этом нефрит развивается по роговообманково-авгитовой породе вследствие уралитизации авгита и актинолитизации роговой обманки. Вероятно, структура исходной породы (разноориентированность, взаимопересечения индивидов роговой обманки, авгита и плагиоклаза) предопределила возможность образования перекрещенно-волокнистой нефритовой разности агрегатов тремолита-актинолита в процессе формирования метасоматических гомоосевых псевдоморфоз тремолита-актинолита при участии кальция и натрия полевых шпатов в условиях избытка кремнезема за счет контактирующего с ними кварцита. Избыточные магний и алюминий под действием мобилизующих гидротерм дали глинисто-тальковые оторочки вокруг тел нефрита.

К формации апокарбонатных метасоматитов в пределах Забайкалья относятся месторождения нефрита, локализованные на контактах кембрийских известняков и доломитовых мраморов с интрузиями витимканского комплекса (работы А.П. Секерина, Н.В. Секериной, В.П. Павловой и др.). Кроме того, по данным Е.Я. Киевленко, К.И. Богданович, посетивший в составе Тибетской экспедиции коренные месторождения Западного Куэнь-Луня в 1889—1890 гг., описал на месторождении Люшей в хр. Люштаг, в верховье р. Керия, жилы нефрита, находящиеся на контакте диабазовых и амфиболовых сланцев со скарнированными мраморами. Известно также крупное месторождение апокарбонатного нефрита Коуэлл в Южной Австралии, которое эксплуатируется с 1970 г. [Киевленко, Сенкевич, 1983].

К особенностям геологической ситуации, благоприятной для образования нефрита апокарбонатной формации, по данным Е.Я. Киевленко, Н.Н. Сенкевича [1983], Р.С. Замалетдинова, А.П. Секерина, Н.В.Секериной [Секерин, Секерина, 1978; Секерина, 1996] и др., относятся: 1) палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда (биотитовые граниты, граносиениты, гранодиориты); 2) доломитовые мраморы, доломитистые известняковые мраморы в виде ксенолитов в апикальных частях гидротермально-измененных микроклиновых гранитов и граносиенитов; 3) широко

развитые процессы диопсидизации и тремолитизации, кварцево-диопсидовые, амфиболово-пироксеново-эпидотовые, цоизитово-диопсидовые породы, офиокальциты, тремолититы, серпентиниты; 4) в гранитах отмечается повышенное содержание фтора, кальция и калия.

Для нефритоносных тел апокарбонатной формации типичны следующие схемы зональности, изученные на Буромском месторождении [Секерин, Секерина, 1978]: от гранита к мрамору: 1) нефрит; 2) серпентиново-кальцитово-диопсидовый скарн с гнездами и прослоями нефрита; 3) слабосерпентинизированная кальцитово-доломитовая порода, доломитовый мрамор; от биотитового гранита к мрамору: 1) эпидотизированный и карбонатизированный микроклиновый гранит; 2) диопсидово-амфиболово-клиноцоизитовый скарн с реликтами гранита; 3) диопсидовая порода с кальцитом и обособлениями белого и светло-зеленого нефрита; 4) доломитовый мрамор.

Мощности зон варьируют от 0,3 до 0,75 м. Характерны переходы по простиранию кальцифиров в тремолититы.

Изученность нефритоносности Забайкалья

На территории проведения НИР выделяются три нефритоносные провинции. Две из них связаны с поясами альпинотипных гипербазитов — Восточно-Саянским и Джидинским, где развиты месторождения и проявления нефрита апогипербазитовой формации; третья — с Байкало-Муйским базит-гипербазитовым поясом, где известны месторождения апобазитовой и апокарбонатной формаций.

Изучением всех нефритовых объектов на территории Восточной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья занималась Байкало-Саянская экспедиция "Байкалкварцсамоцветы" на протяжении последних 30 лет.

Большинство месторождений находится в труднодоступной местности, в сложных горно-геологических условиях, поэтому обычно с проведением поисковых и поисково-оценочных работ партии экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" проводили и отрабатывались и выявленные запасы. В последние годы в связи с интенсификацией предпринимательской деятельности на многих объектах, в частности в районе Зун-Холбинского золоторудного месторождения, на месторождениях Привитимья и Харгантинском, велась хищническая добыча камня, поэтому достоверность числящихся на балансе запасов нефрита в лучшем случае сомнительна.

В связи с труднодоступностью объектов, недостаточностью ассигнований, конъюнктурой, геологическое изучение многих объектов не доведено до логического конца.

Месторождения апогипербазитовых метасоматитов и жил

Почти все известные с XIX в. месторождения нефрита относятся к формации апогипербазитовых метасоматитов и связаны с Восточно-Саянским и Джидинским гипербазитовыми поясами. К числу наиболее продуктивных относятся Оспинско-Китойский, Холбын-Хайранский, Хангарульский, Хохюртовский, Хамар-Худинский гипербазитовые массивы.

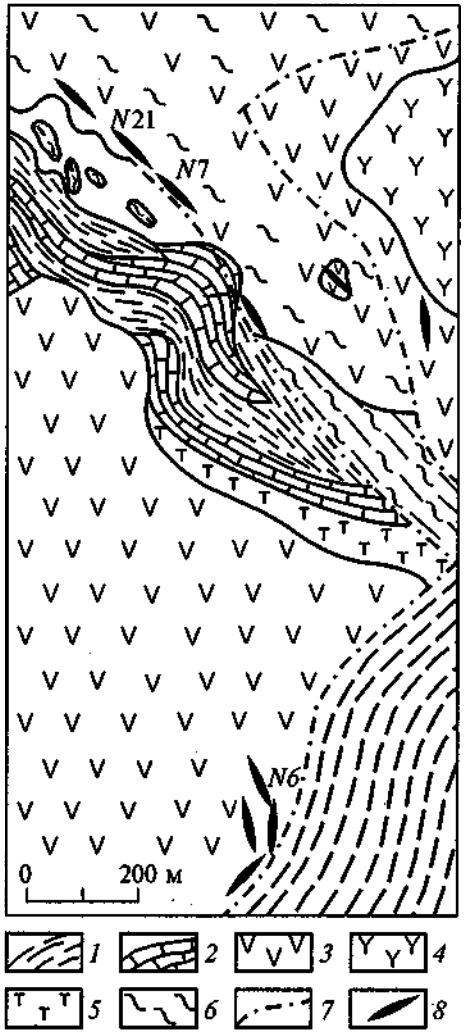


Рис. 36. Схема геологического строения участка Оспинского месторождения нефрита (составлена по И.С. Якшину, 1972 г.).

1 — хлоритовые и углистые сланцы; *2* — мраморизованные известняки; *3* — серпентиниты; *4* — амфибол-цоизитовые породы; *5* — тальк-карбонатные породы и листвениты; *6* — зона дробления и милонитизации; *7* — тектонические нарушения; *8* — нефритовые жилы.

Оспинское месторождение нефрита находится в юго-восточной части Восточно-Саянского гипербазитового пояса, связано с Оспинско-Китойским гипербазитовым массивом и локализовано в пределах нефритоносной структуры, прослеживающейся от среднего течения р. Ильчир через северный и восточный цирки горы Графитовой до р. Борто-Гол. Впервые описано М.Ф. Шестопаловым и А.С. Ивановой в 1939 г., хотя известно значительно раньше. В 1966 г. изучалось Р.С. Замалетдиновым, И.С. Якшиным, А.З. Галимовым, В.Н. Мусафроновым (1977 г.) и др. (рис. 36). Выделены три нефритоносные зоны: I — вдоль контакта серпентинитов со сланцами и известняками, протяженность достигает 2 км, мощность 10—50 м, простирание субмеридиональное; 6 нефритовых жил; наиболее богата жила № 7 (длина достигает 50 м, мощность — 2,5 м); II — субмеридиональная, на контакте гипербазитов со сланцами мощностью 50—100 м; выявлены четыре нефритовые жилы; III — в северо-восточной части перспективной площади; северо-восточное простирание; содержит три жилы нефрита. Всего 27 жил плито-, линзообразной и изометричной форм мощностью 0,25—2,5 м, протяженностью 3,3—48,6 м. Из них наиболее богаты жилы № 6 (рис. 37) и № 7.

Нефрит скрытокристаллический, массивный, неясно-полосчатый, спутанно-волокнистый, сноповидной структуры. Цвет зелени разных тонов (фото 37—39); есть водяно-прозрачные разности; молочно-белый, белый (в валунах). Просвечивает на глубину 3—10 мм. Полируемость совершенная, до зеркальной. Дефекты: сланцеватость, трещины, ожелезненные участки, мякотины, включения хлорита, цоизита, лейкоксена. Нефрит месторождения относится к поделочному, ювелирно-поделочному. Нефрит валунов и глыб имеет декоративный рисунок; кондиционные бездефектные участки — 0,19 × 0,37 × 0,73, 0,27 × 0,58 × 0,65 м. Месторождение эксплуатируется.

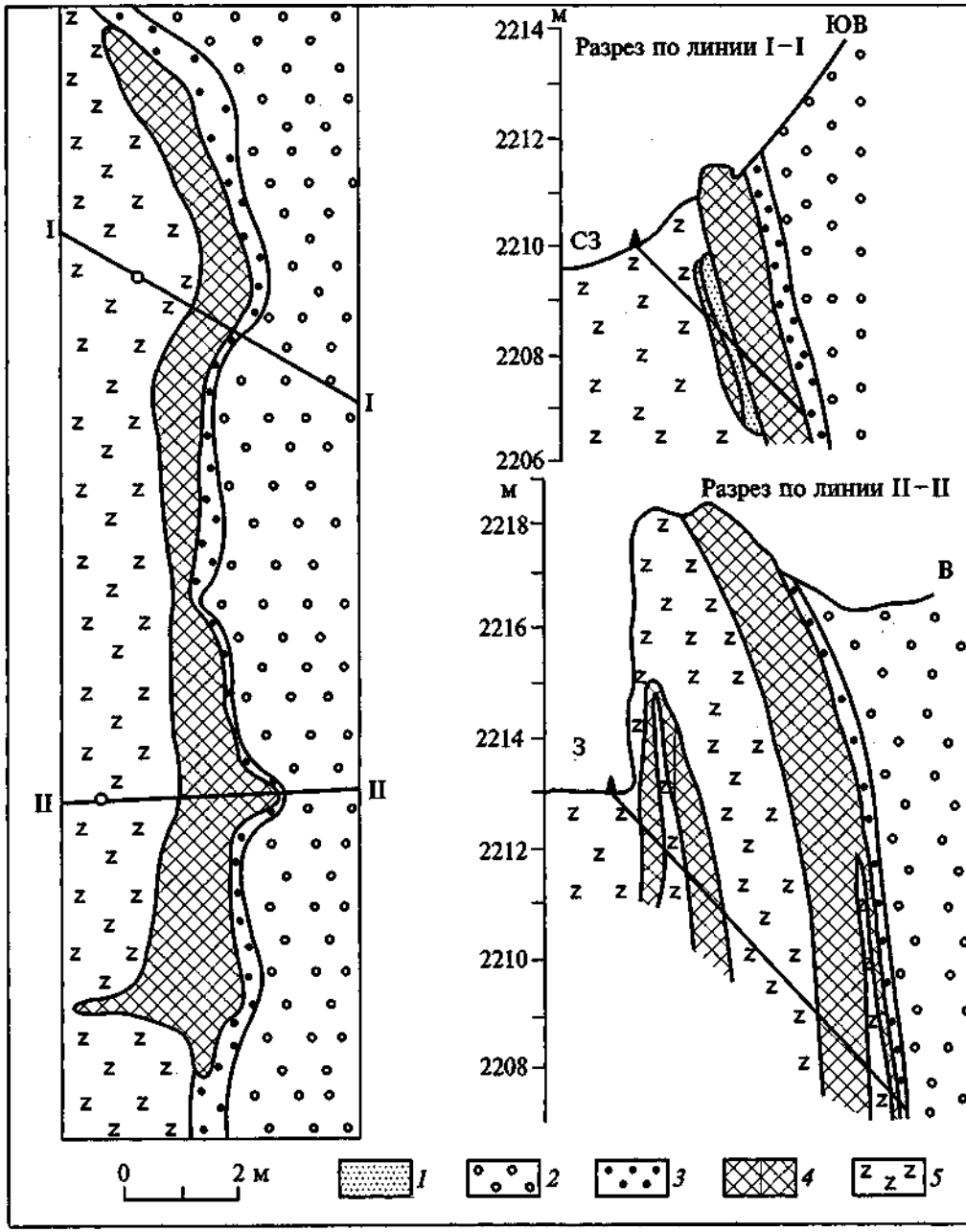


Рис. 37. Схема геологического строения нефритовой жилы 6 Оспинского месторождения (составлена по И.С. Якшину, 1972 г.).

1 — альбититы; *2* — цоизит-диопсид-кварцевые породы; *3* — родингиты цоизит-диопсидовые; *4* — нефриты; *5* — серпентиниты.

Горлык-Гольское месторождение находится в Окинском районе Республики Бурятия в левобережье р. Горлык-Гол, в ее среднем течении. Изучалось Р.С. Замалетдиновым, И.С. Якшиным (1966 г.), А.З. Галимовым (1971 г.) и др. Приурочено к южной части Оспинско-Китойского массива гипербазитов, в эндоконтактах гипербазитовых тел, в серпентинитах ильчирского комплекса венда. На контакте серпентинитов с дайками родингитов и альбититов на площади 12 км^2 выявлено 27 нефритовых жил неправильной и линзовидной форм длиной от 70 до 180 м, средней мощностью 1—5 м, в раздувах до 30—40 м.

Нефрит скрытокристаллический, массивный, реже сланцеватый; структура спутанно-волокнистая, фибробластовая; излом чешуйчатый, занозистый; блеск жирный; окраска неоднородная, пятнистая, в основном зеленая различной тональности; просвечивает на глубину 4—10 мм; полируемость совершенная, зеркальная. Распиливается на пластинки толщиной до 1 мм. Выход сортового нефрита 25—30 %.

Саган-Сайрское проявление нефрита, везувиана, граната расположено в Окинском районе Республики Бурятия в верхнем течении р. Саган-Сайр. По данным А.З. Галимова и В.П. Гаврилова, оно локализовано на фланге Оспинско-Китойского гипербазитового массива, на контакте серпентинитов массива гипербазитов ильчирского комплекса венда с гранитоидами и габброидами. Представлено 21 нефритовыми жилами линзообразной формы длиной до 2,7 м, мощностью 0,2—0,5 м, падения на СЗ и ЮВ 70—80°. В бассейне р. Саган-Сайр отмечается пять жил нефрита мощностью 0,6—4,0 м, длиной 4—6 м, разбиты трещинами отдельности на блоки 5 × 5 × 10, 5 × 10 × 10 см. Нефрит массивный, скрытокристаллический, участками рассланцованный, отальковaнный, тремолитизированный, серпетинизированный. Цвет неоднородный — от серовато- до темно-зеленого. В тонких сколах просвечивает на глубину 2—5 мм. Качество невысокое из-за включений хлорита, кальцита, талька, рудных. Полируемость от совершенной до удовлетворительной. Прогнозные ресурсы 50 т. Выход сортового нефрита составляет 30 %.

Зун-Оспинское проявление нефрита находится в Окинском районе Республики Бурятия в верхнем течении р. Зун-Оспа, в право- и левобережье реки. По данным А.З. Галимова (1978 г.) и др., приурочено к западной части Оспинско-Китойского гипербазитового массива, в пределах ультраосновных пород ильчирского комплекса. Развиты узкие линзообразные тела серпентинитов, разделенных прослоями углистых филлитовидных сланцев с известняками. Серпентиниты от серпентинизированных гарцбургитов и сланцев отделяются зонами тальк-карбонатных пород шириной от 5 до 10 м. На контакте серпентинитов с альбититами, тремолитами, родингитами выявлено 29 нефритовых жил в форме линз длиной от 2,1 до 30,0 м, мощностью 0,3—2,0 м, падение на СВ 65—85°.

Нефрит массивный, скрытокристаллический, участками рассланцованный, микроструктура фибробластовая, спутанно-волокнистая; текстура пятнистая, пятнисто-полосчатая, струйчатая, обусловленная неравномерной окраской. Цвет зеленый различных оттенков, реже дымчато-серый. На глубину 3—10 мм просвечивает в тонких сколах. Нефрит хорошо режется на пластины толщиной 2 см. Степень полируемости совершенная зеркальная и

несовершенная с мелкой шагренью. Дефекты: трещиноватость, включения хлорита и рудных. Нефрит большинства жил пригоден как ювелирно-поделочное сырье. Нефрит жил № 3, 5, 13, 16 некондиционен.

Харгантинское месторождение находится в Закаменском районе Республики Бурятия, в 26 км к северу от с. Утаты, на левом склоне долины руч. Харганта. Изучалось М.П. Килессо и В.Т. Килессо в 1973—1980 гг. Приурочено к Джидинскому гипербазитовому поясу. Локализовано в восточной части Харгантинского массива ультраосновных пород цакирского комплекса раннего палеозоя, на контакте серпентинитов с метасоматитами и сланцами. В зоне субширотного простирания было выявлено 6 нефритовых жил, 80 валунов и глыб от 0,2 × 0,3 × 0,5 до 1,0 × 1,2 × 2,5 м. Отмечаются жилы в виде линз и плит, мощность их 0,6—1,1 м, протяженность 10—40 м; выклиниваются на глубине 3,5—11,5 м. Трещины обусловливают блочность 0,1 × 0,1 × 0,15; 0,3 × 0,6 × 1,2; 0,4 × 0,5 × 0,6 м. Текстура массивная, структура скрытокристаллическая. Окраска неравномерная — струйчатая, пятнистая, зональная, ядро ярко-травяно-зеленое; кайма табачно-зеленая, зеленовато-серая. Ширина каймы 15—20 см. В пластинках нефрит просвечивает на 1—8 мм. Дефекты: трещиноватость, включения кальцита, хлорита, рудных минералов, гидроксидов железа, просечки асбеста. Относится к I и II сортам поделочного сырья и ко II сорту ювелирно-поделочного. Средний выход сортового нефрита по жилам 13,2 %, по валунам 23 %. Серпентиниты от ярко- до темно-зеленого цвета, полупрозрачные в пластинах толщиной до 2—3 мм высокодекоративны и могут использоваться в камнерезном искусстве. В значительной мере отработано.

Хохюртовское месторождение нефрита и серпентинита находится в Закаменском районе Республики Бурятия, в междуречье Джида, Хохюрта, Сайханоя. М.П. Килессо и В.Т. Килессо (1973—1978 гг.) установили связь месторождения с Хохюртовским массивом Джидинского гипербазитового пояса. Локализовано в серпентинитах цакирского комплекса раннего палеозоя и современном русловом аллювии рек Джида, Хохюрта. Среди серпентинитов на контакте их с дайками основных пород выявлено 14 жил нефрита, из них 5 находятся в коренном залегании. Длина 3—28 м, мощность 0,3—1,7 м. Простирание СВ субмеридиональное, субширотное, падение 45—80°. В русловых отложениях рек Джида, Хохюрта и Виту-Джида наблюдаются валуны и глыбы нефрита (по Джиде — 105, по Хохюрте — 116 валунов размером от 0,2 × 0,3 × 0,4 до 2 × 3 × 5 м).

Нефрит коренных жил зеленый различных оттенков, просвечивает в пластинах толщиной до 3—4 мм; часто трещиноват, содержит включения магнетита, хлорита, хромшпинелидов; полируется хорошо; относится ко II сорту ювелирному и I поделочному. Некоторые сорта серпентинитов могут использоваться как поделочные. Нефрит валунов по качеству, декоративности и полируемости аналогичен вышеописанному. Выход сортового камня валунов 29,4 %, в том числе ювелирного I сорта 1,1 %, поделочного I сорта 25,3 %. Отмечался нефрит черного цвета. В связи с тем что поисково-оценочные работы сопровождались добычей, на месторождении рекомендуется ревизия оставшихся запасов. Прогнозные ресурсы 50 т. Выход сортового нефрита 30 %.

Хамархудинское месторождение находится в Закаменском районе Республики Бурятия на водоразделе рек Ехэ — Худуй — Ухабырь-2; в русле р. Хохюрта. По данным М.П. Килессо и В.Т. Килессо (1977 г.), оно расположено в Хамар-Худинском гипербазитовом массиве (осевая часть Хангарульского хребта), в зонах серпентинизации гипербазитов локализованы будины и жилы нефрита мощностью 0,6—2,3 м, длиной до 15 м. В русле р. Хохюрта на 1600 м вниз по течению, от устья р. Ухабырь-1 прослежены россыпи валунов нефрита (60 шт. на 1 п. км). Преобладающий размер глыб от 0,3 × 0,3 × 0,5 до 1,0 × 1,2 × 3,0 м. Цвет зеленый, различной тональности (до черного), белый, серовато-белый. Полируемость хорошая. Дефекты: включения кальцита, реже хлорита, гидроксиды железа, трещиноватость.

Перечень и характеристика важных апогипербазитовых и апобазитовых месторождений и проявлений нефрита даны в табл. 29.

Месторождения апобазитовых метасоматитов и жил

Из представителей этой формации рассмотрим *Улан-Ходинское месторождение* (Р.С. Замалетдинов, И.С. Якшин, 1966 г.). Оно приурочено к Холбын-Хайранскому глубинному разлому, находится в пределах Восточно-Саянского гипербазитового пояса, в северной части Холбын-Хайранского гипербазитового массива (ильчирский комплекс венда) на контакте серпентинитов с габброидами (рис. 38).

Месторождение представлено 21 нефритовой жилой овальной и линзообразной форм 0,5—11,0 м, мощностью от 0,2—0,5 м, до 1,5—1,7 м. Метасоматическая зональность двух типов — по габброидам и по гранитоидам. Среднее содержание кондиционного нефрита (I—III сорт) по жиле № 10

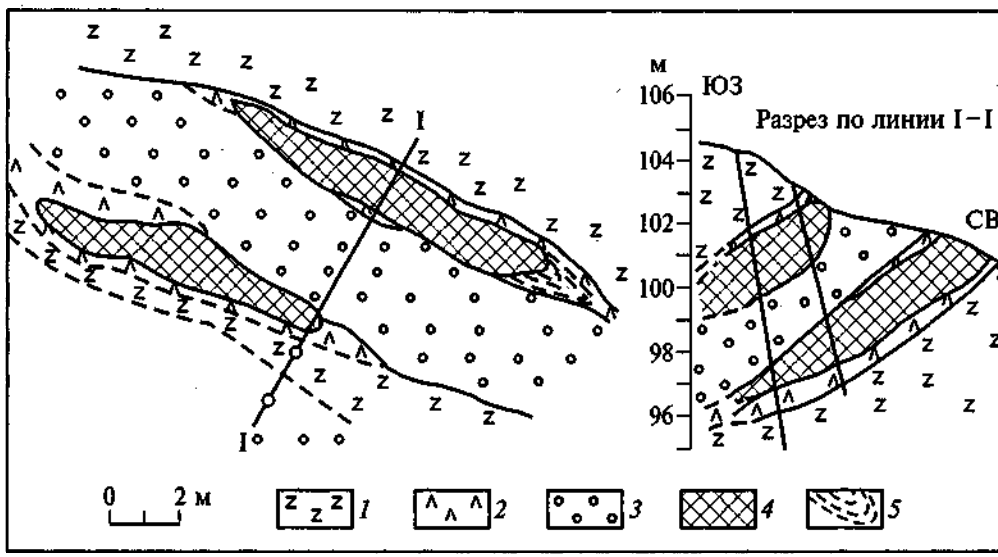


Рис. 38. Схема геологического строения нефритовых жил Уланходинского месторождения нефрита (по Л.Ф. Певченко и др., 1971 г.).

1 — серпентиниты; *2* — перекристаллизованные серпентиниты; *3* — цоизит-диопсид-кварцевые породы; *4* — нефрит; *5* — нефрит-тремолит-тальковая порода.

Таблица 29

Перспективные месторождения и проявления нефрита формации апогипербазитовых и апобазитовых метасоматитов и связанные с ними россыпи

Название	Административное положение, привязка	Качество сырья и степень изученности	Ресурсы, запасы
1	2	3	4
Улан-Ходинское	Бурятия, Окинский район, Холбын-Хайрханский гипербазитовый массив; долина р. Хара-Жалга	Окраска неравномерная, пятнистая, от ярко-зеленого до черного цветов; хорошо полируется; поисково-оценочные работы масштаба 1:2000 с попутной добычей	Прогнозные запасы нефрита в коренном залегании — 686,7 т, в том числе, ювелирного по C_2 — 20,6 т
Оспинское	Бурятия, Окинский район, Оспинско-Китойский гипербазитовый массив	Цвет зелени разных тонов, полируемость совершенная до зеркальной. Разведано, эксплуатируется	На 01.01.84 г. нефрит-сырец: $C_1 + C_2$ — 3101,7 т; забалансовые — 65,4 т
Зун-Оспинское	То же	Окраска неравномерная зеленая, различных оттенков, реже дымчато-серый; пригоден как ювелирно-поделочный; поисково-оценочные работы масштаба 1:2000 с одновременной добычей	Прогнозные ресурсы — 461,7 т
Арахушажалгинское	Бурятия, Окинский район, верховья р. Ара-Хушун-Жалга. Контактовые зоны серпентинитов с алюмосиликатными породами	Массивный, темно-зеленый, относится к поделочному II сорта	Нефрит-сырец: C_2 — 1047,1 т; сортовой — 382,5 т (баланс запасов, 1986 г.)
Хундыгольское	Бурятия, Окинский район. Левобережье р. Хунды-Гол. Контактовые зоны серпентинитов с алюмосиликатными породами	Цвет грязно-зеленый с участками других оттенков зеленого; полируется удовлетворительно; нефрит поделочный; поисковые масштаба 1:25 000 и поисково-оценочные работы	Прогнозные ресурсы нефрита-сырца по 5 жилам: P_1 — 203,48 т
Хохюртовское	Бурятия, Закаменский район. Хохюртовский гипербазитовый массив; русловые отложения рек Джида, Хохюрта, Биту-Джида	Цвет зеленый различных оттенков; отмечался черный; относится ко II сорту ювелирного и к I сорту поделочного; поисково-оценочные работы с попутной добычей	Общие запасы коренного нефрита — 363,8 т; валунного по C_2 на 01.01.78 г. — 17,1 т. Добыто 105 т
Хамархудинское	Бурятия, Закаменский район. Хамар-Худинский гипербазитовый массив; русловый аллювий р. Хохюрта	Цвет зеленый разной тональности, до черного, белый, серовато-белый; полируемость хорошая. Поисково-оценочные работы с одновременной добычей	На 01.01.84 г. нефрит-сырец: C_1 — 475,0 т, C_2 — 1565,9 т; сортовой нефрит: C_1 — 201,5 т, C_2 — 332,2; в аллювии 60 шт. на 1 пог. км, прослежен на 1,6 км

Окончание табл. 29

1	2	3	4
Харгантинское	Бурятия, Закаменский район, Харгантинский массив гипербазитов	Окраска неравномерная; относится ко II сорту ювелирно-поделочного и к I и II сортам поделочного; поисково-оценочные работы масштаба 1 : 2000 с одновременной добычей	На 01.01.84 г. нефрит-сырец, балансовые запасы по C_2 — 713 т, сортовой по C_2 — 157,4 т
Цакирское	Бурятия, Закаменский район, россыпь в связи с Харгантинским массивом; аллювий р. Цакирка	Цвет серовато-зеленый; поиски масштаба 1 : 10 000	—
Оронгодойское	Бурятия, Закаменский район, аллювий р. Оронгодой	Нефрит высокого качества, цвет серовато-зеленый; поиски масштаба 1 : 10 000	—
Горлыкгольское	Бурятия, Окинский район, Оспинско-Китойский гипербазитовый массив	Окраска неоднородная, пятнистая, зеленая; полируемость совершенная, зеркальная. Поисково-оценочные работы масштаба 1 : 2000, разведка с одновременной добычей	Нефрит-сырец: C_1 — 2226,7 т, C_2 — 2062,3 т; сортовой: C_1 — 364,1 т C_2 — 630,8 т (баланс запасов, 1986 г.)
Сорокское	Бурятия, Окинский район, левобережье р. Сорок, в делювии серпентинитов	Три валуна нефрита высокого качества, цвет светло-зеленый; поиски нефрита масштаба 1 : 50 000	—
	Бурятия, Окинский район, правобережье р. Сорок, аллювий первой надпойменной террасы	Обломок нефрита размером 5 см, полосчатого, ярко-зеленого; геологическая съемка масштаба 1 : 50 000	—
Болдоктинское	Бурятия, Тункинский район, русловый аллювий р. Болдокто в связи с Хангарульским гипербазитовым массивом	Цвет неоднородный, зеленый различных тонов, реже дымчатый до черного; поверхность полировки гладкая, шагреневая, с декоративным рисунком; поисково-оценочные с одновременной добычей	На 01.01.84 г. балансовые запасы нефрита-сырца — 388,2 т, сортового — 74,1 т
Хангарульское	Бурятия, Тункинский район, Хангарульский гипербазитовый массив	Цвет травяно-зеленый, окраска неоднородная, полируемость с шагреневой поверхностью, декоративный рисунок; поиски масштаба 1 : 25 000	Прогнозные запасы по жилам № 1 и 2 — 132 т
Хара-Жалгинское	Бурятия, Тункинский район, русловый аллювий р. Хара-Жалга в связи с Хангарульским массивом	Цвет от серовато- до ярко-зеленого, качество удовлетворительное; поисково-оценочные работы с одновременной добычей	Прогнозные запасы — 54 т

Бортогольское	Бурятия, Окинский район, Оспинско-Китойский гипербазитовый массив	Цвет зеленый различной тональности; полировка зеркальная. Поисково-оценочные работы масштаба 1:2000 с попутной добычей	Прогнозные запасы по жилам — 62 т
Онотское	Бурятия, Окинский район, аллювий р. Онот, бассейн р. Онот	Валуны весом 10—12 т, цвет светло-зеленый; геолого-съемочные работы масштаба 1:200 000	—
Улзыты приток	Бурятия, Окинский район, русловые отложения притока р. Улзыты	Глыбы серпентинитов с прожилками нефрита длиной 5—13 см; геологическая съемка масштаба 1:50 000	—
Ондольтойское	Бурятия, Окинский район, водораздел рек Улзыта и Ондольтой	Темно-серый до черного, несортовой отальковaнный нефрит в тремолит-серпентиновых зонах; в монолитах нефрита отмечен голубовато-зеленый кондиционный; поиски масштаба 1:20 000	—
Сорок-Шулутское (Сахир-Шулутское	Бурятия, Окинский район, русловый аллювий р. Сахир-Шулута	Цвет темно-бурый с участками (размером 3 × 4 см) темно-зеленого; некондиционный; поиски масштабов 1:50 000 и 1:25 000	—
Ихэ-Худуйское	Бурятия, Тункинский район, русловый аллювий рек Ихэ-Худуй, Худу, Зун-Мурэн	Цвет зеленый различных тонов, равномерный, редко неоднородный; средний выход сортового нефрита-сырца 19—20 %; поисково-оценочные работы с попутной добычей	Запасы сортового нефрита — 10 610 кг, в том числе ювелирного I сорта — 1055,5 кг
Парамское	Бурятия, Муйский район, Парамский массив	Цвет зеленый; нефрит I—II сортов; поисково-оценочные работы с попутной добычей	Прогнозные запасы — 51,4 т
Средневитимское	Читинская область, Каларский район, Шаманский гипербазитовый массив; аллювий р. Витим	Кондиционный нефрит — светлоокрашен, полировка совершенная; поисковые работы на нефрит	—
Шаманское	Читинская область, Каларский район, Шаманский массив	Нефрит трещиноват, включения карбонатов; полировки с кавернами; поисковые работы на нефрит	—

составляет 20 %, по остальным — 0,5—40 %. Вдоль русла руч. Хара-Жалга отмечается ледниково-аллювиальная россыпь протяженностью 4 км; валуны от 0,1 до 10,0 м^3. Вдоль эндоконтактов массива наблюдаются декоративные серпентиниты; длина тел 1—3 км, мощность 500 м. Встречаются линзы лиственитов длиной 200—1000 м, мощностью 10—20 м, в серпентинитах — кристаллы (0,2—0,3 см) и прожилки хризолита. Нефрит массивный, реже рассланцованный, со спутанно-волокнистой немато-фибробластовой структурой; окраска неравномерная, пятнистая, от ярко-зеленого до черного цветов. Просвечивает в пластинах толщиной 1—4 мм. Плотный, хорошо полируется. Дефекты: микротрещины, гидроксиды железа, включения тремолита, талька, карбоната.

Месторождения апокарбонатных метасоматитов и жил

Месторождения апокарбонатных метасоматитов находятся в основном в бассейне верховьев р. Витим на территории Республики Бурятия в пределах нижнепротерозойского обрамления Муйской глыбы и связаны с воздействием гранитов витимканского комплекса на толщу гнейсов с линзами и прослоями доломитовых мраморов.

Буромское месторождение находится в верховье р. Бурома, впадающей в Бамбуйку. Месторождение описано А.П. Секериным и др. (1980 г.). Оно представлено нефритовыми телами, приуроченными к линзам доломитового мрамора северо-западного и северо-восточного простирания, находящимися в гранитах витимского комплекса. Линзы доломитовых мраморов окаймлены серпентин-диопсидовым или амфибол-клиноцоизитовым скарном и нефритом. Иногда мраморы переходят в форстеритовые кальцифиры, нередко содержащие лучистые агрегаты тремолита. Линзы образуют прерывистые полосы протяженностью до 400 м и шириной до 80 м. Элювиальные глыбы скарна и нефрита до 1,5 м в поперечнике встречаются вдоль этих полос мраморов. Нефритовые жильные тела находятся также и на контактах дайки гранита и доломитового мрамора. Мощность жил 0,35 м при протяженности до 30 м. Скарны содержат клиноцоизит (40—60 %), диопсид (до 15 %), скаполит (до 20 %) и примеси реликтовых полевых шпатов и кварца. Скарны с нефритом зональны (от жилы к мрамору): нефритовая зона мощностью до 0,4 м, зона серпентин-кальцит-диопсидового скарна мощностью до 0,75 м с гнездами и прослоями нефрита мощностью до 0,4 м, зона слабо серпентинизированной кальцит-доломитовой породы, переходящая в доломитовый мрамор. Нефрит белый, светло- до темно-зеленого (фото 40). На контакте доломитового мрамора с биотитовыми гранитами метасоматическая зональность несколько иная. Здесь в направлении от биотитового гранита к доломитовому мрамору постепенно сменяются следующие зоны: 1) доломитовый мрамор; 2) диопсидовая порода с кальцитом и обособлениями белого и светло-зеленого нефрита мощностью до 0,5 м при длине 8 м; 3) диопсид-амфибол-клиноцоизитовый скарн с реликтами гранита мощностью до 0,3 м; 4) эпидотизированный и карбонатизированный микроклиновый гранит; 5) биотитовый гранит. Месторождение относится к новому промышленно-генетическому типу с высокими декоративными свойствами ювелирно-поделочного, поделочного и коллекционного нефрита (табл. 30).

Таблица 30

Перспективные объекты нефрита формации апокарбонатных метасоматитов и связанные с ними россыпи

Месторождение	Административное положение, привязка	Качество сырья, степень изученности	Ресурсы, запасы
Буромское	Бурятия, Баунтовский район; 5 км от истока р. Бурома в ее долине; зона скарнов в мраморах	Цвет белый, светло- до темно-зеленого; высокие декоративные свойства. Нефрит ювелирно-поделочный, поделочный, коллекционный; выход сортового камня — 33 %. Поисково-оценочные работы масштаба 1 : 2000 с попутной добычей	Баланс запасов на 01.01.84 г.: нефрит-сырец — 878 т; нефрит сортовой по C_2 — 241,1 т
Голюбинское	Бурятия, Баунтовский район; долина р. Голюбе; скарны на площади 25 км^2	Цвет белый, серый, светло- и темно-зеленый; высоко декоративен, хорошо полируется. Поисково-оценочные работы масштаба 1 : 2000 с одновременной добычей	На 01.01.84 г.: нефрит-сырец — 870,4 т; нефрит сортовой по C_2 — 242 т
Кавоктинское	Бурятия, Баунтовский район; аллювий р. Кавокта в ее верховьях	Цвет серый с бледно-зеленым оттенком, хорошая полируемость. Поисковые работы масштаба 1 : 25 000. По непроверенным данным разрабатывается	Прогнозные ресурсы по P_3 — 100 т
Воймаканское	Бурятия, Баунтовский район; правый берег р. Ципа; элювиально-делювиальная россыпь	Цвет белый с зеленоватым оттенком, реже зеленый; хорошо полируется. Поисково-оценочные работы	То же
Ципинское	Бурятия, Баунтовский район; аллювий косовых отложений р. Ципа	Цвет салатно-зеленый (преобладает), белый, темно-зеленый. Поиски масштаба 1 : 50 000	—
Хойтинское	Бурятия, Баунтовский район; р. Хойта, русловые отложения	Слабоокрашенный нефрит. Поисковые работы масштаба 1 : 25 000	—
Витимское	Бурятия, Баунтовский район; косы р. Витим между устьями Бамбуйки и Калара	Цвет белый, зеленый различных оттенков. Поисковые работы масштабов 1 : 25 000 и 1 : 5000	—
Бамбуйское	Бурятия, Баунтовский район; аллювий р. Бамбуйка в ее среднем течении	Цвет от снежно-белого через зеленоватый и голубоватый к салатно-зеленому. Поисковые работы на нефрит	—
Глубокое	Читинская область, Каларский район; руч. Глубокий (приток р. Витим). В амфиболитах архея с горизонтами кальцифиров и мраморов	Цвет белый, зеленый, различных оттенков. Глыба обнаружена при геолого-съемочных работах. По непроверенным данным в последние годы велась хищническая добыча в небольших масштабах	—

Голюбинское месторождение находится на контакте доломитовых мраморов с метаэффузивами горбылокской свиты протерозоя и с гранитами витимканского комплекса палеозоя. По данным А.П. Секерина (1980 г.), нефритоносные скарны развиты на площади 25 км^2. Нефрит наблюдается в виде гнезд, линз, жил размером 1—2 × 1—30 м. Выявлены четыре нефритоносные залежи мощностью от 0,2 до 2,0 м, протяженностью 26 м, позднее — еще шесть жил. В элювиально-делювиальных отложениях встречаются глыбы диаметром до 1—1,5 м. Выход сортового камня от 10 до 30 %. Цвет белый, серый, светло- и темно-зеленый. Структура скрытокристаллическая, текстура массивная, излом занозистый. Просвечивает в сколах на глубину 2—2,5 см. Высокодекоративен, хорошо полируется. Недостатки: иногда трещиноват; содержит включения кальцита и рудного минерала. Объемный вес 2,92 т/м^3.

Россыпные месторождения

Россыпи нефритовых глыб являются продуктами выветривания коренных месторождений всех охарактеризованных выше формационных типов. Приведем краткие описания наиболее важных из них.

Болдоктинское россыпное месторождение нефрита находится в долине руч. Болдокто, левого притока р. Ехэ-Худуй. По данным Л.И. Тарана и Л.Н. Волковой (1982 г.), месторождение выявлено в современном русловом аллювии р. Болдокто, в связи с Хангарульским гипербазитовым массивом, Джидинским гипербазитовым поясом. Известно 87 валунов и глыб размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. Обычна тремолит-нефритовая оболочка мощностью 5—10 см. Отдельные валуны интенсивно рассланцованы. Выход сортового нефрита 19,1 %, ювелирного — 1,9 %. Нефрит массивный, с редкими трещинами. Цвет неоднородный, зеленый различных оттенков, реже дымчатый до черного. Полируемость хорошая и удовлетворительная. Поверхность полировки гладкая, шагреневая, с декоративным рисунком. В сколах нефрит просвечивает на глубину 3—4 см. Дефекты: мелкие трещины, включения магнетита, шагреневая поверхность полировки. Может использоваться как поделочный (при условии блочности 150 × 150 × 100 мм) и для изготовления ювелирных изделий.

Ихэ-Худуйское месторождение расположено в Тункинском районе Республики Бурятия, в верховье р. Зун-Мурэн, по руслу р. Ихэ-Ходуй. В современном русловом аллювии рек Ихэ-Худуй, Худу и Зун-Мурэн в результате исследований А.В. Терещенко, В.В. Леонова (1974 г.), Л.И. Тарана и Л.Н. Волковой (1982 г.) обнаружены хорошо окатанные 72 валуна общим весом 5555 кг размером 0,5 × 0,5 × 0,7—1,9 × 1,0 × 1,5 м. Нефрит массивный; цвет зеленый, различных тонов, равномерный, редко неоднородный. Отмечаются включения хлорита, талька, тремолита, редко изумрудно-зеленого гидрограната. Средний выход сортового нефрита-сырца 19—20 %, в том числе ювелирного I сорта 1,9 %, поделочного — 17,2 %. Поскольку попутно с изучением месторождение отрабатывалось, необходима ревизионная оценка оставшихся запасов.

Воймаканское проявление находится в Баунтовском районе Республики Бурятия, на правом берегу р. Ципа, в 1,5 км ниже устья р. Воймакан, в гранитоидах витимканского комплекса нижнего палеозоя с ксенолитами

осадочно-метаморфических пород суванихинской свиты верхнего протерозоя [Секерин, Секерина, 1978]. В основном представлено глыбами нефритоносных кальцит-тремолитовых скарнов, развитых по мраморам, до 2 м в поперечнике. Скарны — плотные скрытокристаллические массивные породы белого цвета с зеленоватым оттенком; содержат прожилки и линзы нефрита мощностью от 0,7 до 10—20 см. Нефрит преимущественно белый с зеленоватым оттенком, реже зеленый. Полировку принимает хорошо. Может быть использован как ювелирный и поделочный.

Геологические предпосылки нефритоносности

Анализ геологической ситуации на территории Забайкалья с учетом известных сведений о связи нефрита с серпентинитами, лиственитами, диопсидитами, тремолититами, тремолитово-волластонитовыми метасоматитами в условиях развития метаморфизма зеленосланцевой фации, переходов к эпидотовым амфиболитам и глаукофановой фации показывает, что ресурсы региона на нефрит еще далеко не выявлены. Ниже приводятся сведения о развитии указанных пород в связи как с ультрабазитами, так и с карбонатными породами.

В регионе в качестве перспективных на нефрит, с учетом данных бывшего ВО "Союзкварцсамоцветы" [Предложения..., 1978], выделяются три группы территорий, где развиты ультраосновные и апокарбонатные породы, в связи с которыми известны или могут быть месторождения нефрита. К первой группе отнесены территории с изученными месторождениями и проявлениями нефрита; ко второй — слабоизученные территории с ультраосновными и апокарбонатными породами, в пределах которых известны, но мало изучены проявления нефрита; наконец, к третьей — территории, где закартированы гипербазиты, серпентиниты и апокарбонатные тремолититы, диопсидиты, альбититы, родингитоподобные породы, но проявления нефрита не известны.

К первой группе территорий приурочены Восточно-Саянский (Оспинское, Улан-Ходинское, Арахушажалгинское и другие месторождения), Джидинский (Хохюртовское, Хамархудинское, Харгантинское и другие месторождения) и Парамский (Парамское месторождение) гипербазитовые пояса. Сюда же относится территория Привитимья в бассейне левых притоков Витима Ципы и Бамбуйки, где известны Буромское и Голюбинское месторождения, Воймаканское, Усть-Келянское, Бамбуйское, Витимское, Каноктинское и другие проявления нефрита апокарбонатной формации.

Второй группе принадлежит территория распространения ультрабазитов парамского комплекса, Ане-Келянский, Парамский и Шаманский массивы ультрабазитов, с которыми известны, например, проявления нефрита Шаманской площади. **Шаманская площадь** характеризуется наличием Средневитимского или Шаманского проявлений нефрита апогипербазитовой формации, расположенных в правобережье р. Витим, в 65 км к СЗ от с. Бамбуйка, находится в пределах Шаманского массива гипербазитов. Нефрит связан с тремолититами и представляет собой агрегат тремолита с примесью хлорита. Встречается он и в глыбах, и валунах аллювия русла р. Витим. Вес валунов нефрита достигает 50 кг. Сортовой камень находится толь-

ко в валунах. Он зеленый и темно-зеленый, полировка совершенная. Светлоокрашенный нефрит пригоден для высокохудожественных изделий. По аналогии с Парамским месторождением ресурсы категории P_3 оценены в 50 т. К этой же группе относятся широко проявленные ультрабазиты верхнего течения р. Джида, Цакирского и других массивов Джидинского гипербазитового пояса, плохо изученные в связи с их труднодоступностью.

Возможность обнаружения нефрита в полях развития карбонатных пород на контактах с гранитоидами в правобережье Витима подтверждена находками нефрита в кварцевой жиле в правом борту долины р. Витим ниже устья р. Таксима (Александровское, руч. Глубокий, Таксиминское).

Таксиминская площадь. *Проявление ключа Глубокий*, выявленное в 1977 г. И.Г. Рутштейном и И.А. Томбасовым, расположено в Каларском районе в русле руч. Глубокий, правого притока р. Витим. Нефрит обнаружен в одной из глыб, сложенных кальцифирами, в которых он образует линзовидные прожилки мощностью 3—4 см. Нефрит светлый, зеленовато-желтовато-молочный, хорошего качества. *Таксиминское проявление* находится среди доломитовых мраморов витимской свиты архея (И.А. Турчинов, 1970 г.). Нефритоносные породы образуют прерывистые слои и линзы мощностью 0,3 м и протяженностью до 200 м и более. Нефрит отнесен к поделочному сорту. *Александровское проявление* находится в том же районе в правом борту долины р. Витим в 2 км ниже устья р. Таксима. Нефрит расположен в виде каймы в кварцевой жиле длиной 24 м и мощностью 1—3 м на контакте ее с доломитами (Секерин и др., 1980 г.). Нефрит зеленовато-матовый, салатно-, серовато-зеленый. Полировка совершенна, просвечивает в пластинках толщиной 2—5 мм. Пригоден для ювелирных и поделочных работ. Район, по данным А.П. Секерина и др. (1980 г.), перспективен на обнаружение промышленных скоплений нефрита нового апокарбонатного промышленно-генетического типа. По аналогии с Буромским промышленным месторождением прогнозные ресурсы площади по категории P_3 оцениваются в 530 т нефрита-сырца при выходе сортового камня 33 % (Г.А. Юргенсон, 1998 г.).

Геологические предпосылки поисков нефрита на территориях третьей группы

К третьей группе относятся массивы гипербазитов, в которых проявлены серпентинизация, жилы и тела тремолититов, но нефрит не обнаружен.

А.Н. Сутуриным в 1972 г. установлена перспективность на нефрит массивов, тел или участков с петельчатой хризотил-лизардитовой серпентинизацией. Ассоциирующие с нефритом метасоматиты имеют клиноцоизитово-диопсидовый состав или представлены альбититами с тремолитом. При этом в зонах контактов гипербазитов (серпентинитов) по габброидам формируются клиноцоизитово-диопсидовые породы, а по гранитоидам — тремолитизированные альбититы. С точки зрения нефритоносности определенный интерес представляют не только гипербазиты, но и основные породы.

Несмотря на то, что вероятность формирования нефрита связывается с зеленосланцевыми фациями метаморфизма и возможность обнаружения его в гипербазитах архея у многих авторов вызывает сомнение, анализ данных по условиям локализации нефрита [Секерин и др., 1977; Секерин, Секери-

на, 1978] и данных геологических съемок свидетельствует о возможности образования нефрита в условиях, соответствующих кварцево-эпидотово-актинолитовой фации контактового метаморфизма.

Эти условия, в принципе соответствующие зеленосланцевой фации либо фации эпидотовых амфиболитов, широко развиты в породах любого возраста.

Территории, перспективные на нефрит формаций апогипербазитовых и апобазитовых метасоматитов

В пределах Чарской глыбы известны зоны серпентинитов и тремолититов в метагипербазитах, находящихся среди гранитогнейсов куандинского комплекса [Шульгина и др., 1984].

В ***Кодаро-Удоканской зоне***, в долине р. Калар ниже устья р. Тепракан, в оливиновых метагипербазитах, включенных в габброидах, развита прожилковая серпентинизация с наложенным тремолитом (до 5—10 %) и реликтами гиперстена [Федоровский и др., 1978]. В нижнем течении Сакуканныра, в приустьевой части р. Тянькарь, в дунитах, пироксенитах также широко распространены тремолитизация и серпентинизация [Геологическая карта..., 1985]. Интенсивно развиты серпентинизация и тремолитизация в гипербазитах муйского, чуйско-кодарского и каларского комплексов, относимых к нижнему (раннему) протерозою.

В пределах массивов муйского комплекса в ***Муйской зоне*** (верховья р. Томпуда и правобережье р. Улюгна), среди гнейсов и сланцев нюрундуканской свиты закартированы линзо- и пластообразные тела дунитов мощностью 200—250 м [Иванов, 1975]. Дуниты подвержены тремолитизации и оталькованию. По данным Ю.Б. Алешко и И.В. Столбиной [1978], в этом же комплексе в Бахтарнакском массиве по пироксенитам развиты серпентинизация и актинолитизация.

Г.Б. Гиммельфарбом и др. [1979] в составе каларского комплекса (бассейн р. Тарынг, район оз. Ничатка) описаны тремолитизированные пироксениты в толще биотитовых гнейсов и мраморов. Тремолитизация сопровождается образованием асбеста. Указанная ассоциация горных пород представляется перспективной на нефрит. В пределах чуйско-кодарского комплекса этим же автором в 1985 г. в полосе от верховьев р. Мулукун до верховьев р. Аян закартированы плитообразные тела пироксенитов и дайки перидотитов длиною до 20 км, приуроченные к контакту чарской и сюльбанской серий. Процессы изменений ультрабазитов изучены недостаточно, но особенности их залегания свидетельствуют о возможности продуцирования нефрита.

Довыренский комплекс, относимый разными авторами по времени от средневерхнего протерозоя до рифея, развитый в Байкальской складчатой области, с точки зрения нефритоносности не рассматривался. Однако, судя по петрографическому составу собственно Довыренского массива (его первой фазы), прорывающего вулканогенно-осадочные образования олокитской серии верхнего протерозоя, характеризующемуся ассоциацией дунитов, оливинитов, перидотитов и серпентинитов, он может быть отнесен к перспективному на нефрит типу формаций апоультрабазитовых и апобази-

товых метасоматитов и жил. В частности, установленная И.А. Томбасовым и др. в 1978 г. серпентинизация ультрабазитов довыренского комплекса может сопровождаться образованием нефрита.

А.Н. Артемьевым и др. в ***Прибайкальской зоне*** в междуречье Орколикана и Токинды в восточной и западной частях Довыренского массива в полях габброидов закартированы интенсивно серпентинизированные ультрабазиты, состоящие на 85 % из игольчатого, решетчатого и спутанно-игольчатого (волокнистого) серпентина [Государственная геологическая карта..., 1984]. Серпентиниты содержат также клиноцоизит, тремолит, актинолит, магнетит — типичные минералы нефритоносных пород. К востоку от указанных площадей в междуречье Орколикана, Правой Мамы, Буадихты и Правой Мамы Б.П. Кудиновым, В.А. Яковлевым и В.А. Пушкиным [Кудинов и др., 1968] среди дунитов и перидотитов закартированы тела серпентинитов антигорит-хризотилового состава с тремолитом.

Приведенные данные однозначно свидетельствуют о необходимости оценки на нефрит тех частей Довыренского, а возможно, и Чайского массивов, в которых наряду с серпентинизацией и тремолитизацией проявлены дайки или другие тела гранитоидов или иных алюмосиликатных пород, сопровождающихся наложенной гидротермальной деятельностью.

К числу возможно перспективных, но недостаточно изученных, на нефритоносность в особенности, относится Молодовский пояс серпентинитов, известный на северо-восточном окончании *Западно-Борщовочного блока* (по обоим берегам р. Шилка ниже устья р. Удиринга). По данным В.Ю. Шенфиля и И.Д. Чацкиса [1970], закартировавших фрагменты полосы серпентинитов и лиственитов в среднем течении Куренги, 3—4 км южнее бывшего с. Кислый Ключ, по правобережью р. Удыча, далее по долине р. Шилка ниже и выше устья р. Удыча и вниз по левобережью р. Шилка в северо-восточном направлении, пояс простирается в общей сложности на 70 км. Отдельные тела его имеют в длину 6—10 км при мощности 0,3—1,8 км. По данным К.В. Вараксина и др. (1970 г.), А.И. Демина и И.И. Хмельницкого (1979 г.), пояс находится среди зеленокаменных ортосланцев, соответствующих толеитовым базальтам, представляет собой серпентиновый меланж и локализован в типичном троге. Серпентиниты залегают конформно со слоистостью пород кулиндинской свиты [Шенфиль, Чацкис, 1970; Мисник, 1970], которая вблизи серпентинитов сложена зеленокаменными ортосланцами, содержащими линзы амфиболитов, чередующихся с кварцево-альбитово-биотитовыми сланцами, редко с мраморами, что представляется очень важным для формирования нефрита в условиях воздействия гранитоидного магматизма.

В мощных телах рассланцованных серпентинитов во внутренних, незатронутых тектонической проработкой, частях большинство исследователей обнаруживают хризотил-антигоритовую ткань с включениями оливина, реже ортопироксена. Это свидетельствует о том, что, по крайней мере, часть тел серпентинитов образовалась в результате изменений силлов оливинит(дунит)-гарцбургитового состава, что представляется важным аргументом, свидетельствующим о возможности формирования и сохранения нефрита в контактирующих с поздними гранитоидами блоках, где слабо проявлены постсерпентиновая тектоника и сопровождающий ее диафторез. Вероят-

ность образования нефрита может быть реализована на контактах серпентинитов с телами гранитов шахтаминского комплекса, например в районе с. Усть-Ургуна. К.К. Анашкина и др. [Геологическое строение..., 1997] свидетельствуют о том, что пластообразная форма тел серпентинитов и конформное залегание с вмещающими породами могут быть обусловлены происхождением их за счет ультраосновных эффузивов — пикритов, которые близки к ортосланцам по пикритовым базальтам, известным в быркинской свите. Как и в быркинской свите, в Молодовском поясе серпентинитов и их ортосланцевом обрамлении могут быть найдены метакоматииты.

В ***Пришилкинской зоне*** серпентинизированные габбро и габбродиориты выявлены Е.М. Лейфманом и др. в зоне Могочинско-Бушулейского разлома вблизи г. Могоча и в бассейне р. Желтуга. Они образуют полосу мелких тел.

В ***Удино-Витимской зоне*** И.Д. Победашем и И.П. Павловой в правобережье р. Нилхиси закартированы тела апогипербазитовых серпентинитов, прорывающих раннепротерозойские метаморфические породы [Победаш, Павлова, 1974]. Интрузивные залежи серпентинитов имеют мощность 80—250 м при протяженности до 2 км. Серпентиниты характеризуются фибролитовой, поперечно-волокнистой, петельчатой структурой. Они прорываются раннепротерозойскими гранитоидами, что позволяет надеяться на замещение их тремолитом в зонах контактов с образованием нефрита.

В кручининском комплексе, в частности в Ангашанском массиве, нами наблюдались зоны актинолитизации и тремолитизации в пироксенитах. Нефритовые тела могут быть сформированы на контактах пироксенитов и оливинового габбро с дайками и телами гранитоидного состава, развитых в пределах Кручининского месторождения титаномагнетита в зонах растяжения, так как именно в этих условиях возникают тонкоспутанно-волокнистые агрегаты тремолита. К этому же комплексу относится Оленгуйская интрузия, имеющая в своем составе тела пироксенитов и перидотитов, по которым развиты зоны интенсивной тремолитизации и актинолитизации, наблюдавшиеся при геолого-съемочных [Фомин, Бурба, 1965] и поздних наших работах по изучению скандиеносности амфиболизированных пород этой интрузии в пределах Верх-Нарымского месторождения титаномагнетита. Поэтому есть все основания предполагать с учетом приведенных данных возможность нефритоносности в связи с базитами и ультрабазитами Оленгуйской интрузии в участках контактов с гранитами. О перспективности на нефрит ультрабазитов и базитов, развитых в бассейне р. Хилок, с выделением Хилокской нефритоносной зоны имеются сведения в рекомендациях ВО "Союзкварцсамоцветы" [Предложения..., 1978]. Следует оценить и возможность нефритоносности ингодинского комплекса базитов.

В ***Агинской зоне***, в районе Шерловой Горы, определенный интерес с точки зрения возможной нефритоносности могут представлять серпентиниты, образующие дайкообразные и неправильной формы тела, приуроченные к разрывным нарушениям в связи с Шерловогорским глубинным разломом в раннепротерозойских гранитах и в породах нижней части уртуйской свиты. Серпентиниты состоят из антигорита с включениями хризотила, образующего псевдоморфозы по оливину [Трущева, Анашкина, 1981]. Вероятность нефритизации связывается с воздействием юрских интрузий.

Территории, перспективные на нефрит формации апокарбонатных метасоматитов

Среди архейских отложений амалатской свиты в пределах ***Удино-Витимской*** геолого-структурной ***зоны*** в бассейне Амалата и Ципы, по данным В.А. Козлова (1962—1965 гг.), Т.С. Гостевой (1962—1965 гг.), Е.Е. Зеленского (1966 г.), среди меланократовых двупироксеново-плагиоклазовых кристаллических сланцев с прослоями и линзами мраморов, образующих ксенолиты в апикальных частях разновозрастных гранитоидов, широко развиты кальцифиры, связанные с переходами в диопсидовые породы [Геологическое строение..., 1997].

В шуругинской свите могочинской серии архея в междуречье верховьев ручьев Закдакан-1 и Закдакан-2 среди амфиболовых плагиогнейсов и кварцитов Ю.П. Тряниным и др. [1984], закартированы линзы и слои диопсидовых пород и кальцифиров. Наиболее широко развиты процессы диопсидизации и тремолитизации в карбонатных породах муйской серии нижнего протерозоя, среди кавоктинской свиты которых известны месторождения нефрита.

По данным А.Н. Демина и Т.В. Деминой [1973], в ***Муйской зоне*** на Росомо-Кутимском водоразделе закартированы слои известняков протяженностью до 10 км с диопсидом, тремолитом, пиритом, пирротином. В Муйской зоне на водоразделе рек Чарво и Богодикта, в бассейне рек Тукулах, Дерасо, на водоразделе рек Монюкан и Левый Алокмочак среди цоизитово-актинолитовых, альбитово-актинолитово-эпидотовых, эпидотово-хлоритовых сланцев и кристаллических известняков А.Н. Артемьевым и др. закартированы скарнированные известняки с диопсидом. В Кавоктинской синклинали в правобережье р. Кавокты, правобережье р. Муякан, в зоне воздействия конкудеро-мамаканского гранитоидного комплекса П.Ф. Зайцевым закартированы скаполитово-диопсидовые и гранатоводиопсидово-цоизитовые породы [Зайцев, 1971].

В ***Удино-Витимской зоне*** в бассейне нижнего течения р. Конда среди биотитовых гнейсов, биотитово-кварцевых кристаллических сланцев амазарской свиты нижнепротерозойского возраста А.А. Малышевым и др. (1959—1960 гг.) выявлены полевошпатово-диопсидово-скаполитовые и кварцево-скаполитово-диопсидовые породы, которые могут указывать на возможность развития нефрита в местах воздействия позднего кислого магматизма. Прямой поисковый признак нефрита в условиях кальций-натрового метасоматоза — тремолитизация в относительно открытых системах. Явления тремолитизации развиты на исследуемой территории в породах, образованных и метаморфизованных в огромном временном интервале — от архея до мезозоя (табл. 31). При этом возраст исходных осадочно-метаморфических пород не имеет решающего значения.

В сюльбанской серии, относимой к архею [Колесников и др., 1985] в пределах ***Кодаро-Удоканской зоны*** в бассейне р. Аян, на южных склонах Бурпалинских гольцов развиты мощные (до 15 м) зоны тремолитовых пород в толще мраморизованных известняков и амфиболитов. Тремолитизация широко проявлена также и в мраморизованных известняках икабийской свиты удоканской серии нижнепротерозойского возраста в междуречье Катугина и Мулукана [Федоровский и др., 1978].

В ***Муйской зоне***, в верхней части муйской серии, в правобережье р. Укачикта А.Н. Артемьевым описаны известняки с тремолитом, находящиеся в зеленых ортосланцах. В этой же зоне в междуречье Яны и Горбыляка, Горбыляка и Каверги Б.П. Кудиновым и др. закартированы тремолититы (до 85—90 % тремолита) с графитом, тальком, вблизи с гранитами среди гнейсов и доломитовых мраморов [Кудинов и др., 1968].

Существенными перспективами на открытие новых объектов высококачественного светлого нефрита характеризуется площадь распространения кристаллических сланцев, гнейсов и кристаллических известняков, слагающих Кавоктинскую синклиналь, включающую правобережье рек Кавокта и Муякан, где, наряду с отмеченными выше зонами развития скаполитово-диопсидовых скарнов, широко развиты кварцево-плагиоклазово-тремолитовые и кальцитово-тремолитовые тела [Зайцев, 1979]. В связи с воздействием конкудеро-мамаканского гранитоидного комплекса, карбонатно-терригенные метаморфические породы муйской серии повсеместно интенсивно тремолитизированы. И.А. Томбасов и др. в 1979 г. приводили описание широко развитых процессов тремолитизации и актинолитизации в мраморах и кварцитах тузалинской серии (кедровская и шаманская свиты) [Геологическое строение..., 1997].

В ***Северном Прибайкалье*** по р. Абчада, на водоразделах рек Чая и Амутберен, Гулякит и Чико [Артемьев и др., 1984], в бассейнах рек Калакачан и Абчада, Уокит-Тыйский, на водоразделе рек Абчада и Олокит (П.Б. Дедюхин и др.), в породах соответственно чуйской серии, чуйской толщи и олокитской серии (ондокской свиты) широко развита тремолитизация карбонатных пород, особенно в контактовых зонах с гранитоидами. В контакте доломитистых известняков ондокской свиты с Довыренской интрузией они превращены в серпентинизированные мраморы [Геологическая карта..., 1971].

В ***Селенгино-Становой зоне*** в тунгирском метаморфогенном комплексе (тундакская и асмиканская свиты) нижнего протерозоя, по К.К. Анашкиной и др., обобщившими данные А.Ф. Озерского, Ю.П. Трянина, В.И. Шулики и других геологов-съемщиков, на больших площадях между Каларским, Моклинским и Могочинским выходами гранулитов в ядрах купольных структур среди гнейсов, кристаллических сланцев широко развиты карбонатные породы, линзующиеся слои скарнированных и тремолитсодержащих мраморов.

В ***Монголо-Охотской зоне*** в левобережье р. Унда, в районе Андрюшкинского месторождения золота, среди гнейсов, амфиболитов, мраморов и кристаллических сланцев борщовочной серии мощно проявлены процессы тремолитизации, сопряженные с диопсидовыми, волластонитовыми скарнами, с малоглубинными кальцифирами с форстеритом и монтичеллитом, гумитом, в связи с воздействием жерловых фаций диоритовых порфиритов шадоронской серии и секущих их юрских граносиенитов и монцонитов. В условиях, типичных для значительной части площади бассейна Унды, в связи с воздействием гранитоидов ундинского, шахтаминского, кукульбейского и борщовочного комплексов, в линзах известняков, ортоамфиболитов широко проявлены процессы серпентинизации, тремолитизации, бруситизации, с которыми могут быть связаны тела нефрита апокарбонатной фор-

Таксономическая единица	Структурно-формационная зона, привязка	Возраст	Вмещающие породы
1	2	3	4
Тузалинская серия (кедровская и шаманская свиты)	Муйская	Нижнепротерозойский	Терригенно-карбонатные
Таллаинский комплекс	Муйская, бассейн рек Таллаи и Девочанды	То же	»
Тунгирский комплекс (серия), тундакская и асминканская свиты	Селенгино-Становая, между Каларским, Моклинским и Могочинским выходами гранулитов	»	Среди гнейсов, кристаллических сланцев. Карбонатные породы в ядрах купольных структур, линзующиеся прослои скарнированных мраморов
Борщовочная серия	Монголо-Охотская, левобережье р. Унда, Андрюшкинское месторождение золота и его окрестности	»	Гнейсы, амфиболиты, мраморы, кристаллические сланцы
Чуйская серия	Прибайкальская, р. Абчада, водоразделы рек Чая и Амутберен, Гулякит и Чико	»	Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты
Чуйская толща	Северное Прибайкалье, бассейн рек Калакачан и Абчада	»	Кристаллические известняки
Олокитская серия, ондокская свита	Северное Прибайкалье, бассейн р. Уокит-Тыйский, на водоразделе рек Абчада и Олокит	Верхнепротерозойский	То же
Муйская серия, верхняя часть	Муйская, правобережье р. Укачикта	Нижнепротерозойский	Зеленые ортосланцы, кристаллические известняки
	Муйская, междуречье Яны и Горбыляка, Горбыляка и Каверги		Гнейсы, доломитовые мраморы
	Муйская, Кавоктинская синклиналь в правобережье р. Кавокты и в правобережье р. Муякан		Кристаллические сланцы, гнейсы, кристаллические известняки
Конкудеромамаканский комплекс	Прибайкальская	Раннепалеозойский	Кристаллические известняки, гранитоиды
Тилимская свита	Удино-Витимская, Амалат-Ципинское междуречье, реки Ципа, Кавокта, Дипкоша	Венд-кембрийский	Водорослевые и графитистые известняки и доломиты с прослоями и линзами песчаников в провисах кровли гранитоидов Витимканского интрузивного комплекса
Якшинская свита	То же	То же	Известняки, доломиты, турмалиново-биотитовые, андалузитовые сланцы и ороговикованные песчаники

Таблица 31

на обнаружение нефрита апокарбонатной формации

Минеральный состав, характеристика тремолитсодержащих пород	Мощность / протяженность	Источник
5	6	7
Актинолит и тремолит в мраморах и кварцитах	—	[Геологическое строение..., 1997]
Кварцево-актинолитовые сланцы	—	То же
Тремолитовые сланцы, скарны	—	»
Тремолититы с кварцем, цеолитами, альбитом, пироксеново-гранатовые скарны с тремолитом	Десятки и первые сотни метров	Наши данные
Мраморы с тремолитом	400—500 м	[Артемьев и др., 1984]
Кристаллические известняки, содержащие до 15 и более процентов тремолита, до 15 % кварца, примеси моноклинного пироксена и мусковита. Тремолит концентрируется в приконтактовых частях кварцевых прожилков	—	[Дедюхин и др., 1971]
Тремолитизация в зонах тектонических нарушений. В контакте с Довыренской интрузией доломитистые известняки превращены в серпентинизированные мраморы	—	То же
Известняки с тремолитом	—	[Артемьев и др., 1984б]
Тремолититы с графитом, тальком, вблизи контактов с гранитами. Содержание тремолита до 85—90 %	—	[Кудинов и др., 1968]
Кварцево-плагиоклазово-тремолитовые и кальцитово-тремолитовые тела	—	[Зайцев, 1979]
Тремолитизация	—	[Григоров, Григорова, 1968]
Тремолитизация, диопсидизация с образованием нефрита, Кавоктинское месторождение. Содержание MgO — 20—20,5 %	—	[Осокин, 1971]
Гранатово-скаполитово-эпидотовые породы (родингиты?)	—	То же

1	2	3	4
Сюльбанская серия	Кодаро-Удоканская, бассейн р. Аян, южные склоны Бурпалинских гольцов	Архейский	Мраморизованные известняки, амфиболиты
Удоканская серия, икабийская свита	Кодаро-Удоканская, междуречье Катугина и Мулукана	Нижнепротерозойский	Мраморизованные известняки, тремолитовые сланцы

мации. В таких условиях развиты крупные тела офиокальцита (Каменное, Крутое, Шундуинское проявления, описанные Е.А. Беляковым, С.П. Шубкиным). Мощность тел кальцифиров, тремолититов, пироксеновых скарнов — от единиц до десятков метров, протяженность — десятки и первые сотни метров.

В пределах ***Удино-Витимской зоны*** в Амалат-Цыпинском междуречье, по рекам Цыпе, Кавокте, Дипкоше в водорослевых и графитистых известняках и доломитах с прослоями и линзами песчаников тилимской свиты, в провисах кровли гранитоидов витимканского интрузивного комплекса зафиксированы тремолититы, диопсидовые скарны, сопровождающие проявления нефрита [Осокин, 1971]. Содержание оксида магния в доломитистых известняках находится в пределах 20—20,5 %. На этой же площади в составе якшинской свиты среди известняков и доломитов, турмалиново-биотитовых, андалузитовых сланцев и ороговикованных песчаников известны гранатово-скаполитово-эпидотовые породы (родингиты?), которые также являются спутниками нефрита.

О нефритоносных провинциях Забайкалья

Приведенные, далеко не полные, примеры горных пород, минеральных парагенезисов, типичных для условий нефритообразования, на обширной территории Забайкалья свидетельствуют о ее высоком потенциале в смысле нефритоносности. Это относится ко всем формационным типам месторождений нефрита. Западная часть Бурятии с ее классическими месторождениями нефрита формации апогипербазитовых метасоматитов опоискована при проведении специализированных работ на нефрит, и там имеются существенные перспективы для выявления новых тел и перспективных зон (например, в верховьях Джиды и в правобережье Цакирки, в частности в бассейне р. Оронгодой). В восточной же части Забайкалья (Читинская область), если не считать находку глыбы нефрита в 1946 г. в долине Витима Ю.К. Дзевановским, лишь в 1970—1980 гг. были выявлены первые объекты нефрита формации апокарбонатных метасоматитов. Она изучена на нефрит чрезвычайно слабо.

Именно слабая изученность на нефрит бассейна Калара, междуречья Унды и Шилки (борщовочная серия на нефрит формации апокарбонатных метасоматитов и Молодовский пояс серпентинитов и лиственитов на нефрит формации апогипербазитовых метасоматитов), бассейна Ингоды и т.д., где, как показано выше, имеются предпосылки для обнаружения нефрита и тривиальный подход к оценке перспектив этих территорий, явля-

Окончание табл. 31

5	6	7
Тремолит в мраморах	До 15 м	[Федоровский и др., 1978]
Тремолит	—	То же

ются одними из причин того, что до сих пор нефрит, за исключением нижнего течения Калара, на этих территориях еще не обнаружен.

Анализ всех приведенных данных свидетельствует о возможности выделения двух важнейших нефритоносных провинций в Забайкалье — Восточно-Саянской с апогипербазитовыми и апобазитовыми формациями и Муйско-Становой — с формацией апокарбонатных метасоматитов. Имеются предпосылки для выделения третьей (Пришилкинской) нефритоносной провинции.

Родонит

Общие замечания

Родонит относится к числу традиционно русских камней, и лучший орлец происходил из Малоседельниковского месторожения на Урале. В настоящее время хороший родонит известен также в Австралии (штат Новый Южный Уэльс, месторождение Данглемах), в США (месторождения Розамонд, Уиллер, Ранчо Уарда и другие в Калифорнии).

Лучшие месторождения родонита [Киевленко, Сенкевич, 1983; Методические указания..., вып. 5, 1975] связаны с метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев вулканогенно-осадочными породами спилит-диабазовых формаций и ассоциируют с кварцитами, кварцево-слюдистыми и углисто-кремнистыми сланцами, яшмами, филлитами. Именно к такому типу относятся Малоседельниковское и Кургановское месторождения родонита. Меньшее значение имеют объекты, связанные с известковыми скарнами, к которым относится месторождение Алтын-Топкан.

Родонит и связанный с ним постепенными переходами бледно-розовый бустамит наблюдаются в жилах и жильных зонах месторождений малоглубинной золото-серебряной формации. Здесь минералы группы родонита-волластонита в ассоциации с родохрозитом развиваются в карбонатно-кварцевых жилах в результате воздействия поздних палеогеновых даек гранитов с образованием гранатово-родонитовых скарнов, иногда с магнетитом и гельвином. Такие образования известны на Дукатском, Хаканджинском, Многовершинном месторождениях серебра и золота. Однако эти месторождения редко характеризуются родонитом хорошего качества. Исключение составляет месторождение Сильвер-Бей на Аляске (США). Кроме того, промышленное значение наряду с коренными месторождениями имеют связанные с ними россыпи (Куммингтон в США и др.).

Изученность объектов, содержащих родонит

Анализ геологических ситуаций на территории Забайкалья и литературных данных по известным здесь проявлениям родонита, а также опыт их изучения показал, что можно ожидать объекты на родонит двух формаций — осадочно-вулканогенных метаморфитов и апокарбонатных метасоматитов. В связи с крайне слабой изученностью проявлений родонита и родонитоносности территории, для части известных объектов формационная принадлежность не определена.

В пределах Забайкалья выделяются четыре родонитоносных района, совпадающих с площадями развития железо-марганценосных отложений.

В отложениях итанцинской свиты в ***Удино-Витимской зоне***, в Восточно-Прибайкальской ее части, в бассейне р. Итанца, широко развиты углеродисто-, альбитово-серицитовые, эпидотово-актинолитовые, хлоритово-биотитово-актинолитовые ортосланцы, кварцитовидные песчаники, кварциты, доломиты, доломитовые известняки, диопсидово-скаполитовые породы. Они содержат множество тел и линз, обогащенных минералами марганца. В местах воздействия гранитоидов витимканского комплекса все породы интенсивно ороговикованы и скарнированы с образованием тел, содержащих родонит. В этом районе известны проявления формации осадочно-вулканогенных метаморфитов (Амарнатольское), неясной формационной принадлежности Черемшанское, скорее всего, относящееся к осадочно-вулканогенным метаморфитам и предварительно отнесенное к формации апокарбонатных метасоматитов (Усутайское).

Усутайское проявление родонита находится в верховьях р. Усутай, являющейся правым притоком р. Итанца. В 1970—1971 гг. на Усутайском проявлении марганцевых руд П.В. Осокиным выявлено десять линз и пластов марганецсодержащих пород. В некоторых из них были обнаружены гнезда и прослои родонита, и в 1972 г. проведены поиски этого минерала. Установлено, что до 70 % площади участка слагают амфиболовые, пироксеновые, слюдисто-амфиболовые сланцы, кварциты, кристаллические известняки и различные марганецсодержащие роговики. Кроме того, в окрестностях участка, на его восточном фланге, в 1992 г. нами установлены ярко-желтые кальцифиры. Простирание слоев субмеридиональное, падение западное под углами 50—85°, слои смяты в складки. Комплекс метаморфических пород прорван гранитами, граносиенитами, сиенитами витимканского комплекса. На экзоконтактах зафиксированы зоны роговиков (300—600 м), окварцевание и фельдшпатизация. В результате контактовых процессов в зонах ороговикования образовались пироксеново-гранатово-родонитовые роговики, в которых при собирательной перекристаллизации скарнов по карбонатным породам возникли линзовидные тела родонита (рис. 39). Общая мощность продуктивной толщи около 1250 м, мощность марганецсодержащих пород достигает 150 м. Выявлено десять линзо- и пластообразных тел, содержащих родонит. Родонитсодержащие тела в составе пластов образуют разобщенные линзы, гнезда и прослои. Мощность их варьирует от 0,5 до 1,5 м при длине до 10 м. Они состоят из родонита (20—40 %), кварца (до 60 %), калиевого полевого шпата (до 10—20 %). В качестве примесей присутствуют пироксен, гранат, биотит, гидроксиды марганца. На месторождении проведены буровые работы. Общее число выявленных родонитсодержащих тел достигает 30.

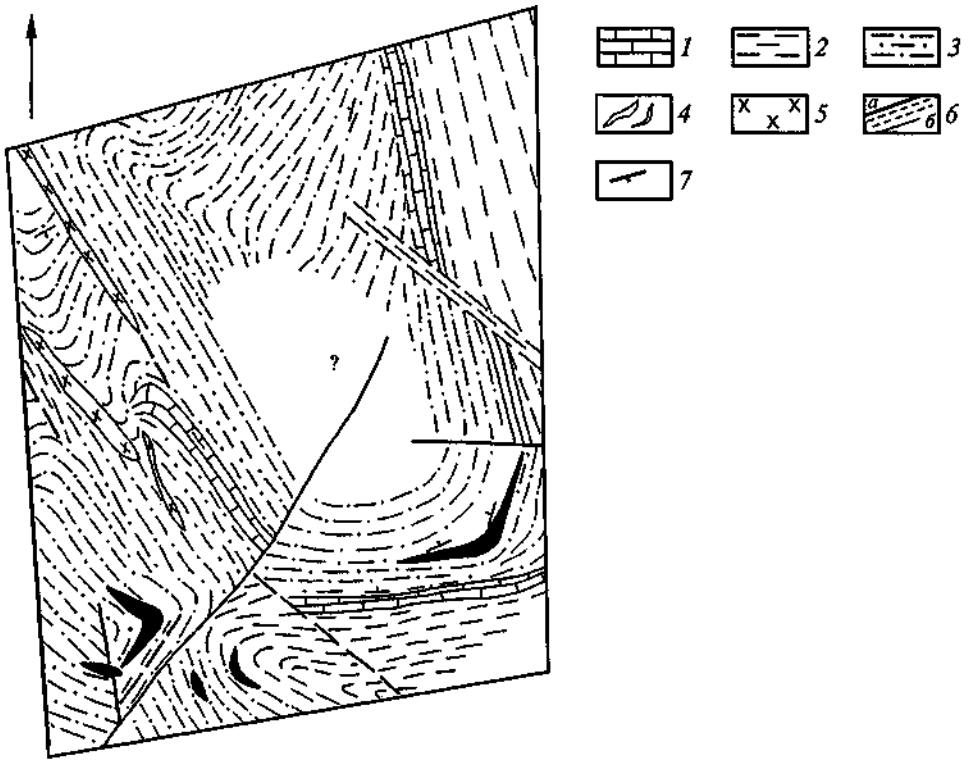


Рис. 39. Участок Южный Усутайского проявления родонита (по П.В. Осокину, 1972 г.). *1* — белые, серые, темно-серые кристаллические известняки, слюдисто-карбонатные породы; *2* — кварцево-слюдистые, слюдистые, полевошпатово-кварцево-слюдистые сланцы, роговики; *3* — кварцево-гранатовые, полевошпатово-кварцево-гранатовые, кварцево-слюдисто-гранатовые сланцы, роговики; *4* — линзы родонитовых и родонитсодержащих пород; *5* — сиениты средне- и мелкозернистые; *6* — линии нарушений (*а*), зоны милонитизации (*б*); *7* — элементы залегания.

Цвет родонита от серо-желтого до ярко-розового. Опытное использование родонита на Улан-Удэнской фабрике художественных изделий и сувениров показало пригодность его для поделочных работ. Найденные нами образцы окисленного родонита оказались розово-желтыми.

Второй родонитоносный район находится в ***Баргузинской зоне*** в бассейне р. Гарга, где развиты марганценосные отложения давыкшинской и икатской свит кембрийского возраста. Давыкшинская свита представлена доломитами, известняками с прослоями и линзами карбонатных и филлитовидных сланцев. Марганценосные вулканогенно-осадочные толщи известны в бассейне р. Икат, вблизи Икатского месторождения марганца. Здесь отмечаются марганценосные линзы мощностью до 2 м, прослои мощностью 0,2—1,5 см, пятнистые скопления, отдельные зерна родонита. Родонит развит преимущественно в ороговикованных сланцах на контактах с карбонатными прослоями, содержащими манганокальцит. Проявление относится к формации эффузивно-осадочных метаморфитов. В этой же свите в кремнисто-карбонатных сланцах, слагающих Икатскую антиклиналь (водораздел ключей Марганцевый и Скалистый), присутствуют ксеноморфные пятнистые скопления родонита и мономинеральные прослои его мощностью 0,2—1,5 см

(Руднев, 1961 г.). В левом борту руч. *Столового*, в 10 км ниже пос. Под-Икат, в пределах той же антиклинали В.С. Первухиным и А.А. Шульженко в 1980 г. описаны скарновые тела одноименного проявления, состоящие из родонита, тремолита, граната, кальцита, пироксена, скаполита, диопсида, везувиана мощностью 1—25 м и протяженностью до 500 м. Родонит распределен неравномерно в виде неправильной формы агрегатов, зерен и прослоев мощностью от 2—4 мм до 1—1,5 см. Цвет розовый различной интенсивности. Мощность продуктивной пачки 30—400 м при протяженности 3,5—9,0 км, что может свидетельствовать о возможности находок более крупных существенно родонитовых тел с кондиционным родонитом.

В этом же районе находится и *Под-Икатское проявление* родонита, локализованное в кремнисто-карбонатных сланцах давыкшинской свиты на водоразделе ключей Глубокий и Большой (Руднев, 1961 г.). Здесь отмечены неправильной формы тельца, скопления зерен и мономинеральные прослои мощностью 0,2—1,5 см. Цвет родонита розовый.

Отложения среднего кембрия, относимые к икатской свите, сложенной филлитовидными, карбонатными, алевритистыми, слюдисто-графитово-кварцевыми, биотитово-хлоритово-кварцевыми сланцами, прослоями известняков и доломитов, кварцевыми метапесчаниками, карбонатными марганцевыми рудами [Давыдов и др., 1981], содержат серию проявлений родонита формации апокарбонатных метасоматитов (проявления Тубунурское, Нерундинское, Тампамкинское и Тампамка-Кумаканго). По описаниям В.С. Первухина и др. (1980 г.) они локализованы в тремолитово-кварцевых сланцах с родонитом в Пугловской синклинали в бассейне р. Тампамка (проявления Тампамка-Кумаканго и Тампамка) либо среди карбонатных пород икатской свиты. При этом на *Нерундинском проявлении*, находящемся на водоразделе ручьев Красивый, Ангокит, Нерунгда, родонит является составной частью гранатово-пироксеново-карбонатных сланцев, в которых он образует мономинеральные прослойки и зерна изометричной и неправильной формы 0,25—3,3 см. Окраска родонита бледно-розовая, вероятно, за счет преобладания бустамита.

Наиболее полный разрез икатской свиты, развитой в центральной части Икатского хребта, в марганценосных карбонатных, кремнисто-карбонатных породах которой известен родонит, наблюдается в бассейне р. Икат-Гаргинский. Кремнисто-карбонатные сланцы, содержащие минералы марганца, образуют линзы мощностью 0,5—7,5 м среди филлитовидных сланцев. Эти линзы прослеживаются по простиранию на 50—1000 м. Породообразующие минералы в них — родохрозит, манганкальцит, реже кварц, кальцит, пирит, гранат. В результате контактовых процессов кремнисто-карбонатные и тремолитово-карбонатно-кварцевые сланцы и включенные в них карбонаты марганца преобразованы в родонитсодержащие скарны и роговики с диопсидом, везувианом, скаполитом.

Приведенные примеры проявлений родонита не представляют серьезного практического интереса, но, судя по геологической ситуации на уральских месторождениях, свидетельствуют о возможности обнаружения объектов промышленного значения.

В 1962 г. Е.А. Зайковым в *Хэнтэй-Даурской зоне*, в верховье *р. Мельничной*, выявлено непромышленное марганцевое оруденение, приуроченное к горизонту кварцитов малханской серии. Марганцевое оруденение в них крайне

не выдержано по простиранию и мощности. Оно картируется в виде неотчетливых горизонтов мощностью не более 150 м. Это — желтовато-серые, розоватые породы массивной, реже полосчатой текстуры. Рудные тела сложены гнездообразными скоплениями до 5 м в поперечнике и линзовидными обособлениями до 5 м в длину. Они представлены серо-черными и красноватыми разностями, связанными взаимопереходами. Красные разности состоят из родонита и родохрозита с включениями кварца, образуют желваки или изометричные тела в черных разностях. Размеры красных в оригинале отсутствуют. Качество родонита не определялось. По геологической ситуации и минеральному составу это месторождение может быть отнесено к наиболее перспективному подтипу в кремнисто-сланцевых формациях, с которыми связаны наиболее крупные Малоседельниковское и Кургановское месторождения родонита [Методические указания.., вып. 5, 1975]. Малоседельниковское месторождение представлено родонитовыми телами мощностью 0,7—1,8 м и 3—2,5 м при протяженности по простиранию и падению 10—22 м. Размеры известных родонитовых тел Мельничного проявления в среднем составляют 3 × 3 × 4 м, что в 3—4 раза меньше Малоседельниковских, где в 1963—1972 гг. было добыто 708 т родонита-сырца со средним выходом кондиционного поделочного камня 32,4 %.

Приведенные сравнительные данные позволяли оценить прогнозные ресурсы родонита по категории P_2 в количестве 116 т.

В ***Пришилкинской зоне*** известно *Куренгинское проявление* родонита. Здесь в россыпи на левой стороне долины р. Куренга, сложенной филлитами, кварцитами и диоритами, в 1937 г. А.И. Алешковым обнаружены глыбы и обломки катаклазированного и окисленного по трещинам родонита. Величина обломков достигает 30 см в поперечнике. В ассоциации с родонитом находились спессартин и кварц. Коренные выходы не обнаружены. Есть предположение о жиле субмеридионального простирания, залегающей в кварците, уходящей под шоссе. Химический состав породы (мас. %): кремнезем — 58,28; оксид железа — 1,98; оксид марганца — 31,67; диоксид марганца — 0,86; известь — 7,2; $MnO : CaO = 3 : 1$, что свидетельствует о преобладании родонитовой молекулы. С целью оценки качества сырья и поисков коренного источника необходимо проведение ревизионных работ.

В ***Аргунской зоне***, в Калганском районе, в 4 км от пос. Доно, на правой стороне пади Доно, в пределах *Донинского* (Никольского) полиметаллического месторождения, известного с 1845 г. и брошенного в 1849 г., среди известковых скарнов известны скопления родонита и бустамита. Месторождение посещалось С.С. Смирновым, который дал первое его минералогическое описание на современном уровне. С целью ревизионного обследования посещено автором. Месторождение вскрыто шахтой глубиной около 15 м, двумя короткими штреками из нее, несколькими канавами и шурфами. Родонит встречается в виде гнезд и неправильной формы скоплений — в пироксеново-гранатовых скарнах, развитых на контактах известняков и сланцев в связи с воздействием гранитов. Скарновое тело имеет форму межпластовой жилы субширотного простирания и крутого падения. Прослежена шахтами и канавами. Мощность 0,75—1,0 м. В скарнах развиты марганцевые силикаты — бустамит, родонит, тефроитоподобный минерал. Они ассоциируют с диопсидом, геденбергитом, людвигитом, флюоборитом, спессартином ярко-розового цвета, розовым тулитом.

Родонит желто-розовый, розовый, с просечками гидроксидов марганца, образует гнезда и зернистые агрегаты до 3—5 см в длину. Хорошо полируется. Дефектом являются блеклая окраска и обилие черных просечек гидроксидов марганца. Тем не менее на проявлении целесообразно провести поисково-оценочные работы масштаба 1 : 2000 с горными и буровыми работами. По характеру оруденения (галенит, сфалерит) объект может быть отнесен к формации апокарбонатных метасоматитов с серебряно-свинцово-цинковым оруденением.

Перечисленным исчерпываются находки родонита на изучаемой территории. Лишь один из объектов, Усутайское проявление, может представлять практический интерес после детализации уже проведенных П.В. Осокиным работ.

Марганценосные отложения как косвенные признаки родонитоносности

К числу перспективных на родонит можно отнести территории, где известны марганценосные метаморфизованные отложения вулканогенно-осадочных формаций.

Перспективными на родонит в ***Северном Прибайкалье*** могут быть марганценосные сланцы олдакитской свиты и горизонты карбонатных марганцевых руд туколамийской свиты по правобережью Верхней Ангары (среднее и верхнее течение) и в верховьях Правой Мамы.

В Ангаро-Баргузинской горной стране в бассейне р. Ловоктон и в междуречье Амнунды и Укшаки в полях развития баргузинской свиты (известняки, сланцы, гнейсы, песчаники) Л.Е. Ивановым в 1970 г. описаны ореолы марганца. Территория тяготеет к переходу от Баргузинского хребта к Икатскому, известному марганценосностью и родонитом. Родонит может быть связан со слабомарганцовистыми известняками и кварцево-биотитовыми сланцами, которые выявлены на Горбылокском проявлении марганца, находящемся на левом склоне долины р. Горбылок, в устье рек Нерунгдакан и Ашигла. Участок имеет площадь 18 × 4,5 км.

В бассейне рек Усой, Нижний Аунакит, Бугарикт (бассейн р. Талой в северо-западной части Витимского плоскогорья) [Фишев, 1974], в отложениях тилимской свиты нижнего кембрия известна толща белых, красноватых доломитов с прослоями и линзами железомарганцевых руд. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а в верховье р. Большой Байчекан скарнированы, на водоразделе рек Талой и Усой окварцованы.

На их водоразделе находится Талойское железомарганцевое месторождение (А.А. Гамчан и др., 1964 г.), представляющее собой рудную зону в карбонатных породах тилимской свиты. Рудная зона протягивается на расстояние 12 км при средней мощности 150 м. Руды метаморфизованы с образованием скарнов. В кратком описании месторождения в объяснительной записке к геолкарте-200 (лист №-49-XII) нет указаний на присутствие в рудах родонита, но геологическая обстановка свидетельствует о возможности его образования. Поэтому необходима ревизия имеющихся данных на родонит.

Вероятность находок родонита формации апокарбонатных метасоматитов в Северном Прибайкалье весьма высока в карбонатных породах кооктинской свиты, особенно в верховьях р. Аявкан, левого притока р. Чуро, где известны крупные скопления марганцевых руд [Бажин и др., 1984].

В ***Удино-Витимской зоне,*** в междуречье Уды (Холоя) и Зазы, на юго-западе Витимского плоскогорья, в 2 км к северо-востоку от Озерного свинцово-цинкового месторождения, известно проявление марганца, связанное с выходами кембрийских осадочно-эффузивных пород, вероятно, олдындинской свиты. Зона имеет протяженность 600 м, ширину 270 м и мощность 45 м. Руды на дневной поверхности окислены и сложены гаусманитом, псиломеланом, гетитом, лимонитом [Янов, 1971]. В этой же зоне в прибортовой части Бадинской впадины известны *Гонготинское и Шалутское проявления* марганца в фельзитах и туфолавах удинской свиты [Ермаков, 1983]. Проявления марганца представляют собой верхние части свинцово-цинковых месторождений, в которых на глубине могут быть родонитсодержащие серебряно-свинцово-цинковые руды, аналогичные дукатским и известным на Аляске, по данным Дж. Синкенкеса [1989].

В ***Агинской зоне***, по данным Е.В. Барабашева и Н.А. Трущевой [1983], марганцевое оруденение приурочено к тектоническим зонам северо-восточного простирания в осадочно-метаморфических отложениях агинской свиты в междуречье Урда- и Хойто-Ага, в частности в окрестностях с. Дунда-Ага, в зоне тектонического контакта песчаниково-сланцевой толщи верхней подсвиты агинской свиты и нижнемеловых базальтов, в левобережье р. Хобдори, в верховье пади Нарин. В отложениях нижней подсвиты агинской свиты марганценосность установлена в правобережье пади Хойта-Нурта, в верховье пади Удэ-Гунтэй и в других местах. Все проявления марганца описаны как экзогенные инфильтрационные, родонит среди минералов марганца не упоминается. Наиболее крупное из проявлений — *Урда-Агинское* (по Е.В. Барабашеву и Н.А. Трущевой), представлено зоной брекчированных рассланцованных и омарганцованных алевролитов, в которой описано восемь линзообразных субпараллельно расположенных тел с повышенным содержанием марганца. Мощность их варьирует от 1—3 до 30 м, среднее содержание марганца 12 %. Е.В. Барабашев и Н.А. Трущева справедливо считают, что концентрации марганца во всех проявлениях сингенетичны и синхронны с кремнистыми породами агинской свиты и проявились в виде оксидных минеральных форм в зонах дробления в связи с процессами инфильтрации. Относительно возможности находок родонитовых пород эта концепция достаточно плодотворна.

Родонит может быть образован при метаморфизме марганецсодержащих кремнистых пород в условиях зеленосланцевой фации там, где имеются выходы яшм. Парагенетические связи яшм и родонита формации апотерригенных метаморфитов общеизвестны [Киевленко, Сенкевич, 1983; Методические указания..., вып. 5, 1975]. В пределах Малоседельниковского и Кургановского месторождений родонита яшмовые породы сопровождают родонит. Единственное условие, которое должно способствовать преобразованию марганецсодержащих кремнистых осадков в родонитовые породы, — термальное воздействие. Поэтому наиболее реально детальное обследование района интрузивного сочленения кремнистых яшмовидных марганценосных пород и долеритов в окрестностях с. Дунда-Ага и в других местах, где известна высокая марганценосность кремнистых пород в сочетании с горизонтами яшм, например в верховьях пади Удэ-Гунтэй, где горизонты яшм прослежены и вынесены на карту масштаба 1 : 200 000 (лист M-50-VII) [Барабашев, Трущева, 1983].

В пределах юго-западной части Агинской структурной зоны в брекчированных ороговикованных песчаниках и кремнистых сланцах зуткулейской свиты известно Новодурулгуевское проявление марганца с содержанием его до 17 % [Чабан, Беляков, 1974б]. Ороговикование марганценосных песчаников и особенно кремнистых сланцев, состоящих из "...крупнозернистой основной массы с примесью рудной пыли, зерен кварца и полевых шпатов" [Там же, с. 18], может привести к образованию родонита с последующей его перекристаллизацией в связи с воздействием гранитов кукульбейского комплекса. Подобные образования могут быть и на площади Бильчир-Норского проявления. Можно полагать, что именно высокая марганценосность пород зуткулейской и агинской свит, вмещающих пегматиты, зоны альбитизации, окварцевания и грейзенизации, обусловила появление на Ималкинском и Ангатуйском месторождениях крупных кристаллов силиката бериллия и марганца — даналита. Поэтому не исключено, что при взаимодействии марганца и кремнезема в условиях высоких температур и относительно низких давлений может возникнуть родонит.

Другая группа проявлений марганценосных пород, изученная Н.Н. Чабаном и Е.А. Беляковым, связана с метаморфизованными кремнистыми сланцами и песчаниками ононской свиты в пределах Буйлэсэнского поля ее развития. Видимая мощность зоны окварцевания достигает 500—600 м при протяженности более 1 км и содержании марганца до 10 %. В брекчированных кремнистых сланцах и песчаниках верхней части ононской свиты Молцогского проявления видимая мощность зоны достигает 1,5 км при протяженности более 10 км и содержании марганца 10—12 %.

Возможность образования родонита в марганценосных кремнистых и зеленокаменно-измененных породах на этих и других территориях по аналогии с районами развития икатской свиты не исключена. Сопоставление разрезов икатской и ононской свит свидетельствует о том, что у них много общих черт, из них главная — относительно высокая марганценосносность вулканогенно-осадочных кремнистых пород.

Перспективы Забайкалья на родонит

Изученность родонитсодержащих объектов в регионе крайне недостаточна. Лишь на Усутайском проявлении проведены поиски родонита с их детализацией на отдельных пластах, в результате определены прогнозные ресурсы родонитовой руды (около 4,4 тыс. т). Усутайское проявление представляется наиболее перспективным из числа известных в Забайкалье объектов с родонитовой минерализацией. Здесь следует организовать поисково-оценочные работы, а на ряде пластов (1, 2, 4—6), уже частично обследованных, — предварительную разведку.

Перспективными могут оказаться проявления, связанные с марганценосными породами в пределах Икатской антиклинали (Столовое, Под-Икатское, Верхнее), поэтому они и Талойское проявление предлагаются для постановки поисково-оценочных работ на родонит. Перспективным является площадь участка по р. Мельничной. На остальных объектах рекомендуются поиски родонита и работы ревизионного характера (табл. 32). Факт наличия родонита на Донинском полиметаллическом месторождении под-

Таблица 32

Родонитсодержащие объекты на территории Забайкалья

Название	Привязка	Изученность
Усутайское	Бурятия, Прибайкальский район; верховья правого притока р. Усутай; в породах итанцинской свиты	Поисковые работы на родонит с детализацией*
Столовое	Бурятия, Курумканский район; левый борт руч. Столовый; Икатская антиклиналь, в породах давыкшинской свиты	Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, разведка марганцевой минерализации
Под-Икатское	Бурятия, Курумканский район; водораздел ключей Глубокий и Большой; Икатская антиклиналь, в породах давыкшинской свиты	Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, поисково-оценочные работы на марганец масштаба 1 : 25 000
Верхнее	Бурятия, Курумканский район; водораздел ключей Марганцевый и Скалистый; Икатская антиклиналь, в породах давыкшинской свиты	То же
Икатское	Бурятия, Курумканский район; правобережье р. Икат; Икатская антиклиналь; в породах давыкшинской свиты	Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и поисково-оценочные работы на марганец
Тубунурское	Бурятия, Курумканский район; приустьевая часть руч. Тубунур; Икатская антиклиналь, в породах икатской свиты	Поиски масштаба 1 : 50 000
Тампамкинское	Бурятия, Курумканский район; левый борт долины р. Тампамка; Пугловская синклиналь; в породах икатской свиты	Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000
Тампамка-Кумакангинское	Бурятия, Курумканский район, верховья рек Тампамка и Кумаканго; Пугловская синклиналь; в породах икатской свиты	То же
Талойское	Бурятия, Баунтовский район; водораздел Талоя и Усоя; в карбонатных породах тилимской свиты	Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и поиски марганцевых руд масштаба 1 : 10 000
Нерундинское	Бурятия, Баунтовский район; водораздел ручьев Красивый, Ангокит и Нерунгда; в породах икатской свиты	Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000
Бамбуйка	Бурятия, Баунтовский район; левый борт р. Бамбуйка; в доломитах горбылокской свиты	Поисковые работы на марганец масштаба 1 : 50 000
Амарнатольское	Бурятия, Прибайкальский район; левый борт долины р. Бурля; в породах итанцинской свиты	Поиски фосфоритов масштаба 1 : 50 000
Черемшанское	Бурятия, Прибайкальский район; в окрестностях месторождения гранулированного кварца; в породах итанцинской свиты	Попутное обследование (Л.С. Волков, ЗабНИИ)
Куренга	Читинская область, Сретенский район; левая сторона долины р. Куренга	А. Алешковым в 1937 г. родонит был обнаружен в россыпи
Мельничная	Читинская область, Красночикойский район; верховья р. Мельничной; в кварцитах малханской серии	Геолого-съемочные работы; прогнозные ресурсы категории P_2 — 116 т
Донинское	Читинская область, Калганский район; в пределах Донинского полиметаллического месторождения	Вскрыто горными выработками; проведено минералогическое изучение

* 2493 м^3 родонитовой руды, в том числе с содержанием родонита 50—85 %.

тверждает возможность его образования на тех полиметаллических месторождениях, где известны марганценосные карбонатные породы на контактах с гранитоидами.

В Забайкалье следует ожидать выявления месторождений родонита формации апокарбонатных метасоматитов, включая скарновые на полиметаллических месторождениях, и формации осадочно-вулканогенных метаморфитов в связи с кремнисто-спилит-диабазовыми толщами. Перспективными на обнаружение промышленно важных скоплений родонита могут быть преимущественно метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи итанцинской, икатской, ононской, давыкшинской, агинской и зуткулейской свит.

Тулитит

Известна находка В.И. Салиховым, А.И. Трубачевым, С.В. Филипповым в 1982 г. тулитита в среднем течении р. Кукугунда (верховья р. Сюльбан) на контакте гранитоидов кодарского интрузивного комплекса с кар-

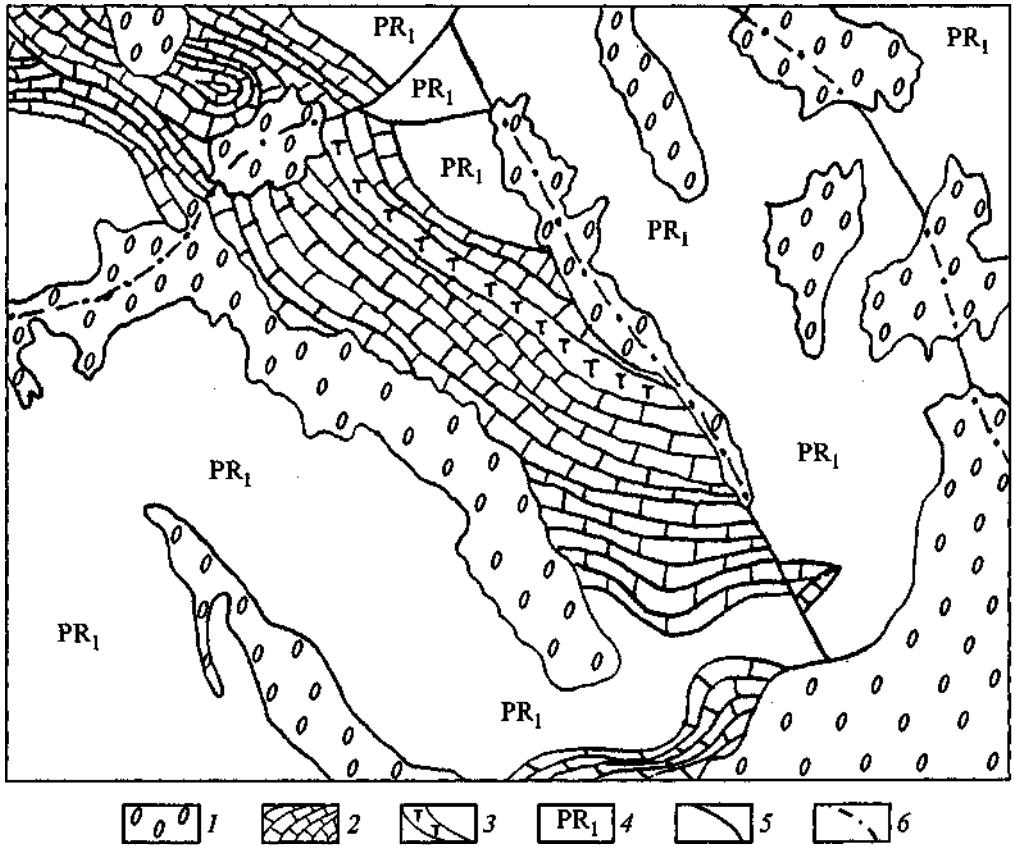


Рис. 40. Геологическая карта масштаба 1 : 50 000 проявления тулитита (составлена по Е.М. Фалькину и В.С. Салихову, 1985 г.).

1 — верхнечетвертичные отложения; *2* — мраморы бутунской свиты PR_1; *3* — тулитизированные породы; *4* — метаморфизованные песчаники, алевролиты, аргиллиты PR_1; *5* — тектонические нарушения; *6* — тектонические нарушения, скрытые под четвертичными отложениями.

бонатными породами бутунской свиты удоканской серии (рис. 40) [Салихов, Трубачев, 1985]. Тулитит состоит из кварца, альбита, кальцита и тулита. Камень характеризуется нежно- до ярко-розовой окраской и хорошей полируемостью. Пригоден как поделочный камень, не более 10 % — как ювелирно-поделочный. Тулит известен также на Донинском проявлении родонита, но масштабы развития и качество не изучены.

Ксонотлит

Чинейское проявление ксонотлита находится в пределах одноименного титаномагнетитового месторождения [Гонгальский, Криволуцкая, 1996]. Оно локализовано в скарнах на контакте габброидов Чинейского массива и известняков бутунской свиты. Жилы ксонотлита невыдержанной мощности (до 50 см) прослежены по восстанию на 6 м. Ксонотлит бледно-розового цвета, полупрозрачен. Необходимо дальнейшее изучение. Опытное изготовление кабошонов показало высокие эстетические и технологические свойства камня. В пределах зоны контакта габброидов и карбонатных пород возможны находки ксонотлитовых жил.

Лазулит

В Южном Прибайкалье выявлено несколько участков с фосфатными минералами, представляющими интерес в первую очередь в качестве коллекционного материала [Рипп, 1996]. *Староичетуйское проявление* лазулита расположено в приустьевой части р. Ичетуй (левобережье р. Джида). Среди сланцев хангарульской свиты протерозоя развиты линзовидные пласты кварцево-дистеново-слюдистых сланцев, содержащие лазулит. Протяженность пластов до 160 м, видимая мощность 25—30 м. Лазулит образует как точечную (0,5—3,0 мм) и мелкогнездовую (3—10 мм) вкрапленность в кварцево-мусковитово-дистеновом сланце, так и линзовидные прожилки мощностью до 3—5 см, гнезда, кристаллически-зернистые скопления до 3—15 см на контакте сланца и кварцевых линз и жило- и пластообразных субсогласных тел. В этих условиях лазулит образует также кристаллы до 3—4 см по оси *a*. Цвет камня темно- до черно-синего. Для ювелирных изделий (кабошоны) пригодны однородные нетрещиноватые блоки величиною 1 × 1—1 × 2 см. Штуфы хорошо принимают полировку. Наряду с собственно лазулитом в качестве коллекционного материала и сырья для изготовления сувениров, шкатулок можно использовать голубой, серо-голубой массивный и с вкрапленностью лазулита дистеновый сланец, а также серо-вишневый до розового существенно кварцевый агрегат. На проявлении в 1960-х годах проводились поисково-оценочные работы с проходкой шурфов вкрест простирания пластов дистеновых сланцев. Нами в сентябре 1992 г. проведено детальное изучение обогащенной лазулитом части пласта с опробованием вкрест простирания (рис. 41) для определения технологических свойств лазулита как ювелирно-поделочного сырья. Ориентировочные запасы лазулита 1—2 т при содержании 1—20 %. Выход кондиционного сырья не более 10 %.

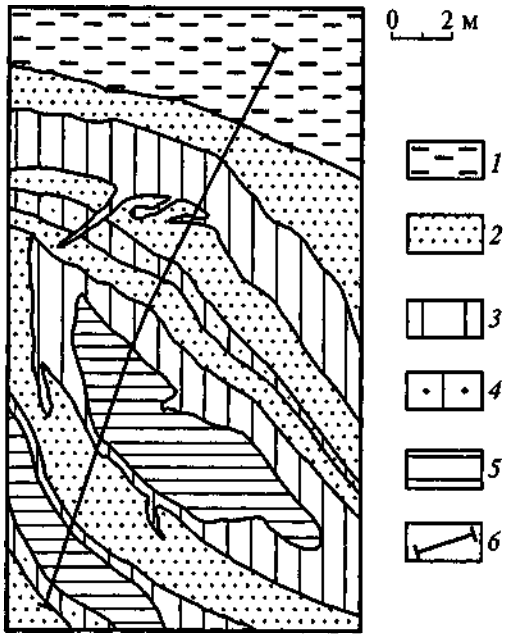


Рис. 41. Схема коренного обнажения Староичетуйского проявления лазулита.

1 — мусковитово-кварцево-хлоритовые сланцы; *2* — кварцево-альбитовая порода; *3* — кварцевые жилы; *4* — розовый кварц; *5* — мусковитово-дистеново-лазулитовая порода; *6* — линия опробования обнажения.

Как возможный источник поделочного сырья может быть рекомендовано для изучения Акшинское проявление топазово-лазулитовых пород. Известна находка гальки лазулита на Ципе в ее приустьевой части на левом берегу р. Витим (устное сообщение С.А. Абушкевича). Находится в ассоциации с крупнолистоватым мусковитом и происходит, вероятно, из пегматита. Величина гальки 7 см; лазулит массивный, темно-синий.

Лазулит как относительно редкий синий самоцвет для кабошонов должен занять достойное место среди ювелирных камней, если учесть, что синие камни редки и потребность в них всегда была большой.

Малахит

В Забайкалье нет месторождений ювелирного и ювелирно-поделочного малахита. Однако минералогические находки, которые следовало бы изучить с точки зрения возможности использования для ювелирно-поделочных работ, имеются.

К их числу относятся зоны малахитовых руд на *Удоканском месторождении* меди, прежде всего на участке Западном. Здесь встречаются и описаны Я.М. Борсуком в начале 1950-х годов и нами при изучении зоны окисления месторождения в 1968 г. гнезда, желваки, корки малахита. Величина агрегатов 1—10 см, толщина корок иногда достигает 1 см. Малахит ассоциирует с борнитом, халькозином, карбонатом, реже с азуритом и кварцем. Отдельные лишенные примеси других минералов агрегаты малахита размером до 2—3 см пригодны для изготовления изделий. Минерал хорошо полируется, окраска зеленая, распределение ее равномерное. Однако специальных работ на ювелирный малахит на Удоканском месторождении не проводилось. Поэтому при отработке месторождения необходимо провести оценку целесообразности селективного извлечения относительно крупных агрегатов малахита. Наряду с малахитом как ювелирно-поделочный материал могут представлять интерес зеленые корки антлерита и брошантита.

В *Муя-Ципинском междуречье*, в Баунтовском районе Бурятии, по р. Быстрой, известны, по данным В.Ф. Рукавца и В.М. Ладаевой (1983 г.), находки малахита. Среди песчаников и алевролитов мухтунной свиты верхнего про-

терозоя малахит находится в кварцево-анкеритовой жиле, обнаруженной при геологической съемке масштаба 1 : 50 000.

В ***Восточно-Саянской зоне*** в диабазах боксонского комплекса, в правом борту долины р. Ока, в 3,5 км от устья р. Боксон, описаны крупные (3 × 4 м) гнездовые скопления натеков "медной зелени". В виде миндалин гнезда "медной зелени" диаметром 10—15 см отмечаются в диабазах (В.Ф. Рукавец, В.М. Ладаева, 1983 г.). Принадлежность медной зелени к малахиту не доказана.

Широко развит малахит на полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья, но в литературе отсутствуют сведения о существенных его скоплениях, пригодных для ювелирных изделий. Возможно, это связано с отсутствием целенаправленных работ.

Амазонит и иризирующие полевые шпаты

Амазонит

Амазонит широко распространен в Забайкалье (зарегистрировано около 30 находок, проявлений и месторождений), но специальных работ на амазонит как на ювелирно-поделочное сырье не проводилось, хотя имеется опыт использования амазонита для изготовления украшений и мелких ювелирных изделий. На территории известны три формационных типа проявлений амазонита: гранитных пегматитов, амазонитовых гранитов и апогранитных метасоматитов [Амазонит, 1989].

Два первых типа взаимосвязаны при сочетании пегматитов с амазонитовыми гранитами (Орловский и Этыкинский массивы и связанные с ними пегматиты в Восточном Забайкалье). Амазонитовые граниты и пегматиты на территории Забайкалья, по современным представлениям о геологическом возрасте, относятся к широкому временному диапазону от протерозоя до верхней юры.

С ирельским субвулканическим гранитным комплексом среднепротерозойского возраста в ***Прибайкальской зоне*** связаны *Слюдянское-1* и *Голубиченское проявления* бериллоносных амазонитовых пегматитов. Амазонит присутствует в кристаллах до 10—15 см по оси ***c***, нежно-бирюзового цвета. Здесь же известна *Даванская группа* бериллоносных мусковитово-топазово-кварцевых жил формации апогранитных грейзенов. Амазонит отмечается в кристаллах до 12 см в длину, нежно-бирюзового цвета. Мощность жил 1—7 м, протяженность достигает 200 м. В ассоциации с амазонитом наблюдается голубовато-зеленый и желтоватый берилл. Проявление похоже на Шерловогорское, но вместо обычного микроклина присутствует амазонит. П.Б. Дедюхиным и др. [Геологическая карта..., 1972] в связи с гранитами ирельского комплекса отмечены амазонитовые граниты. В этой зоне, особенно в ее северной части, развиты щелочные граниты, граносиениты и сиениты абчадского комплекса, тяготеющие к одноименному глубинному разлому. С этим комплексом связан широкий спектр редкометалльных пегматитов с бериллом, амазонитом, танталониобатами группы самарскита, эвксенита. Проявления амазонита, приуроченные к абчадскому комплексу, известны на водоразделе р. Укучикта и руч. Болотистый, где пегматиты локализованы на

контакте гнейсов с амфиболитами, в левобережье верховьев р. Чико (элювиальные россыпи амазонитовых пегматитов), в верхнем течении р. Малая Кутима, где жилы амазонитовых пегматитов мощностью 0,5—3,0 м залегают среди гнейсово-сланцевой толщи нижнего протерозоя. О качестве амазонита сведений нет. Тем не менее, учитывая ассоциацию амазонита с редкометалльным оруденением, следует обследовать указанные объекты на амазонит и ограночный берилл.

В бассейне рек Верхняя Бира, Бира и в правобережье р. Гоуджикит Р.М. Файзуллиным и др. в 1959 г. отмечено *Верхнебиринское проявление* амазонита. Здесь известно восемь пегматитовых жил мощностью 0,2—20,0 м и протяженностью до 170 м. Пегматитовые жилы, судя по развалам, находятся среди гранитов протерозойского возраста. Пегматиты сложены кварцем, альбитом, амазонитом. Амазонит ярко-зеленый. Длина кристаллов 3—4 см. Жила № 17 почти нацело (на 95—98 %) сложена зеленым амазонитом и состоит из кристаллов до 15 × 30 см. Подобные жилы, оказавшиеся весьма продуктивными, наблюдались автором на периферии Ак-Джайляусской кольцевой интрузии в Северо-Западном Тарбагатае в Казахстане. Жилы, аналогичные жиле № 17, могут быть достаточно высокопродуктивными.

Южнее, в правобережье р. Рель, в левом борту долины р. Поперечная, в 15 км выше ее впадения в р. Рель, Р.М. Файзуллиным и др. в 1959 г. среди гранитогнейсов обнаружено восемь линзо- и плитообразных жил зонального строения с пегматоидной и графической структурами амазонитовых пегматитов мощностью 1—7 м при протяженности от 10 до 100 м, редко 1,5 км. В крупных жилах имеются кварцевые ядра. Минеральный состав жил свидетельствует о связи их со щелочными гранитами либо граносиенитами. Они содержат (%): кварц (15—45), амазонит (35—65), альбит (12—18). Акцессории представлены гранатом (1170 г/т), цирконом (56 г/т), гельвином, гадолинитом, другими танталониобатами, флюоритом. Амазонит ярко-зеленый и светло-синий.

В ***Баргузинской геолого-структурной зоне*** в связи с баргузинским гранитным комплексом в верхнем течении р. Баргузин развиты поля амазонитовых пегматитов — Давачанское (левый борт долины р. Давачан) и Еринское (в русле первого левого притока р. Юргон, в 4,5 км южнее оз. Малан-Зурхен). *Давачанское проявление* описано Л.Е. Ивановым и др. в 1970 г. и представляет собой развалы пегматитовой жилы в виде глыб до 1 м в поперечнике. Пегматиты блоковые, размеры моноблоков амазонита 15 × 20 см, ассоциирующего с ним мориона 10 × 15 × 20 см. *Еринское проявление* — пегматитовая жила блокового строения мощностью 2,5 м и прослеженной протяженностью 35 м в ксенолите известняков баргузинской свиты. Жила состоит из амазонита (до 65 %), кварца, кварцево-альбитово-турмалинового комплекса с белым бериллом. Амазонит образует блоки голубовато-зеленого цвета. В связи с тем, что пегматитовое тело находится в известняках, необходимо изучение их на содержание в приконтактовой части скарновых минералов — гессонита, везувиана, диопсида, шпинели, корунда. Подобные образования с ювелирными гессонитом, демантоидом наблюдались нами в зоне контакта одной из жил в пределах Друмгальского пегматитового поля в Гиндукуше.

Среди брекчированных гранитов и сиенитов баргузинского комплекса в пределах юго-восточного крыла Котерского антиклинория, на водоразделе

р. Тураки и руч. Таборный, описаны амазонитовые пегматиты в виде жил длиной 100 м при видимой протяженности по простиранию до 100 м, сложенные на 95—96 % монолитным амазонитом, зеленые кристаллы которого имеют размеры от 3 × 4 до 15 × 30 см.

В ***Кодаро-Удоканской зоне*** в эндоконтактах *Тарынского массива* ничатского комплекса нижнепротерозойского возраста Г.Б. Гиммельфарбом и др. [1979] закартированы пегматитовые жилы с амазонитом, которые проходят и в сам массив. Содержание амазонита в пегматитах составляет около 30 %. В пегматитах Доросского массива чуйско-кодарского комплекса, развитых в верховьях Мучукачи и на левобережье Аяна и Дороса, отмечен амазонит. Мощности жил достигают 10 м при протяженности до 1 км. Амазонит находится в ассоциации с кварцем, мусковитом, турмалином, гранатом, касситеритом [Федоровский и др., 1978]. В пределах Хамар-Дабанской, Прибайкальской, Баргузинской и Удино-Витимской зон широко развиты амазонитовые пегматиты, связанные с раннепалеозойскими гранитами джидинского (Хамар-Дабанская зона) и витимканского комплексов.

В ***Хамар-Дабанской зоне*** (истоки руч. Амазонитовый) в гранитоидах джидинского комплекса обнаружено семь жил амазонитовых пегматитов и элювиальная россыпь амазонитовых гранитов мощностью 1,5 м при длине 20—50 м. Содержание амазонита 90—98 %. Амазонит зеленовато-голубой в кристаллах величиною более 20 см. В этом же районе Ю.И. Барановым и Ю.А. Алексеевым в 1971 г. описано *Харагунское (Харагульское) проявление* амазонитовых пегматитов. Оно представлено семью жилами мощностью 1—2 м при протяженности 20—50 м. Амазонит образует кристаллы в длину до 20 см и более. Содержание 90—98 %.

В ***Баргузинской зоне*** на правом склоне долины р. Уро находится пегматитовое поле, где в пегматитовых жилах наряду с морионом, дымчатым кварцем, аметистом присутствует и амазонит (В.И. Беляевский, 1992 г.). В *Северо-Байкальском районе* в пределах Баргузино-Котерского синклинория на водоразделе ручьев Пурикон и Алдунда среди мраморов баргузинской свиты известно *Пуриконское проявление* пегматитов с амазонитом. Мощность жил 5—7 м при длине 300 м. В жилах отмечаются чисто амазонитовые блоки длиной 5—20 м и мощностью 1,5—2,0 м. Прогнозные ресурсы амазонита до 9 тыс. м^3. Окраска яркая, пятнистая, голубовато-зеленая, просвечивает на глубину 3 мм. При изучении жил необходимо обратить внимание на возможность обнаружения благородных шпинели, клиногумита, скаполита и др. В этом же районе расположено *Усмунское проявление* амазонитовых жил, содержащих наряду с выделениями голубого и голубовато-зеленого амазонита величиною до 5×30 мм также и желтый берилл размерами 1 × 6—3 × 15 см, коричнево-черный дравит в кристаллах длиною до 15—20 см. Здесь же находится и *проявление* амазонита *Снежинка* в долине ключа Алмазного, представленное россыпью амазонитовых миаролоносных пегматитов.

В связи с витимканскими гранитами известна группа проявлений амазонита в ***Удино-Витимской зоне***. *Огнитское проявление* локализовано в левом борту р. Бамбуйка (водораздел р. Огне и ключа Встречный) и представлено, судя по элювиальным развалам, 20 жилами на площади 0,7 × 1,6 км. Мощность жил 0,05—6 м, длина 50—300 м. Встречаются амазонитовые письменные граниты. Длина кристаллов амазонита достигает 5—7 см, цвет от

светло- до ярко-зеленого. Н.А. Фишевым и др. [Фишев, 1974] в бассейне рек Верхняя Улигли, Верхняя Туколакта, Ерин обнаружены альбитизированные амазонитовые пегматитовые жилы. В них присутствуют, кроме амазонита (до 30 %), кварца (до 35 %) и мусковита (5—10 %), гранат, пирит, колумбит и фергюссонит. Перспективы находки не ясны. На водоразделе р. Улигли и руч. Узкий также закартированы топазово-берилловые блоковые пегматиты с амазонитом *Улиглинского проявления*. В бассейне р. Витимкан (ключ Сайвонский) В.В. Васильченко в 1970 г. описано *Сайвонское проявление* амазонитовых гранитов и пегматитов. Мощность их 20—50 см, редко 3 м, протяженность 100—150 м. Амазонит встречается в виде вкрапленников и прожилков. Кристаллы амазонита толстостолбчатые, изумрудно-голубые и голубые. Размеры 0,2—5,0 см, редко достигает 15 см по длинной оси. Содержание амазонита до 40 %. Иногда встречаются кристаллы топаза в занорышах. В.С. Егоровым в 1958 г. описано *Сахарное проявление* амазонита в долине ключа Сахарного, представленное жилами амазонитовых пегматитов мощностью 0,5—50,0 м при протяженности 50—160 м. Кроме амазонита в жилах выявлены флюорит, гранат, пирит, колумбит, эвксенит хорошей огранки (0,8 см в поперечнике).

На территории ***Восточно-Саянской зоны*** в бассейне р. Ока (левобережье р. Хойто-Ока, западнее слияния рек Хойто-Ока и Ара-Сайлаг), в связи с гранитоидами огнитского комплекса, закартированы жилы амазонитовых гранитов и пегматитов *Хойто-Окинского проявления* мощностью до 20 м и протяженностью от десятков до 500 м. В этой же зоне в связи с гранитоидами самсальского комплекса (аналог огнитского) В.В. Левицким в 1960 г. зафиксировано *Шагайтэ-Гольское проявление* амазонита. Оно находится в левом борту долины р. Шагайтэ-Гол, в 35 км северо-восточнее пос. Ильчир. Описаны четыре зональные альбитово-амазонитово-микроклиновые пегматитовые жилы мощностью до 10 м и длиною до 100 м. Амазонит, ассоциирующий с бериллом, образует кристаллы длиною до 30 см.

В ***Хамар-Дабанской зоне*** (правый борт долины р. Биту-Джида в ее верховьях) среди гранитов битуджидинского комплекса среднего палеозоя [Давыдов и др., 1981] известны выходы амазонитовых гранитов с содержанием амазонита до 40—45 %. Массив имеет много общих черт по строению и минералого-геохимической специализации с Этыкинским массивом в Монголо-Охотской зоне, охарактеризованном ниже. Подобные массивы известны на восточном побережье оз. Байкал в междуречье Селенги и Турки. Среди среднепалеозойских гранитоидов широко развиты амазонитовые граниты и пегматиты в связи с сайжинским комплексом щелочных гранитоидов и сиенитов в полосе северо-восточного простирания от низовьев р. Кыджимит до бассейна р. Бамбуйка.

В ***Муйской зоне*** байкалид, в связи с мезозойскими редкометалльными гранитоидами, предположительно гуджирского комплекса в Баунтовском районе Бурятии, по данным П.Ф. Зайцева [1971], амазонит распространен достаточно широко. Это относится к пегматитам в бассейне верхнего течения р. Горбылок-Муйский; в бассейне Бамбуйки, Бугарихты, нижнего течения Калара, по П.Ф. Зайцеву, широко развиты амазонитовые пегматиты. При этом в аллювии Ципы и Витима встречаются глыбы и гальки зеленого амазонит-пертита. Ниже приведено несколько примеров.

В левом борту долины р. Амнунда-Ципинская в 5,6 км выше ее устья выявлены жилы амазонитовых пегматитов мощностью 0,35—0,5 м, длиною до 25 м. Изумрудно-зеленый амазонит образует кристаллы хорошей огранки 8 × 10 см. В ассоциации с ним встречаются друзы мориона, черные кристаллы колумбита 1 × 2 мм. На водоразделе ручьев Амнунна и Чулдым (левые притоки Ципы) в пределах Ципа-Амнуннской антиклинали известно *Амнуннское проявление*, представленное серией жил амазонитовых пегматитов длиною 2—30 м при мощности 0,5 м. Кристаллы амазонита светло-, изумрудно-зеленые, величиною 8—10 см, кварца 5—7 см по оси *c*. Амазонит в поверхностных выработках трещиноват.

В ***Удино-Витимской зоне*** среди гранитоидов палеозойского возраста известны амазонитсодержащие щелочные граниты и пегматиты. И.Д. Победаш и И.П. Павлова [1974] приводят краткое описание *Лакомьинского проявления* тантала и ниобия, находящегося на водоразделе рек Контала и Лакомья. Здесь среди поля развития биотитовых гранитов раннего палеозоя встречено несколько глыб аплитовидных альбитизированных гранитов и пегматита графической и пегматоидной структуры. Пегматит состоит из альбита, кварца и голубовато-зеленого амазонита. В.П. Потеминым и А.И. Перетятько на водоразделе Лабазки и Бугарихты в 1981 г. описано рудопроявление ниобия, связанное с серией мелких тел амазонитсодержащих гранитов, гранит-порфиров триасового (?) возраста. На площади 700 × 400 м вскрыто 10 жил и прожилков, содержащих колумбит. Сведений о качестве амазонита нет. Содержание калиевого полевого шпата от 40 до 80 %. Амазонитсодержащие граниты имеют щелочной уклон. Амазонитовые граниты известны в составе юго-восточной части Джелоунского гранитного массива, с которым связывается танталниобиевое оруденение *Джелоунского рудопроявления*, находящегося в правобережье р. Берея.

В ***Западно-Становой зоне*** в связи с гранитами куналейского комплекса в песчаниках застепинской свиты, в бассейне р. Кадалинка, район г. Чита), в пади Малый Красотун, по данным К.И. Анферовой (1960 г.), находится проявление амазонитсодержащих пегматитов *Красотун*, содержащих также берилл.

В ***Хэнтэй-Даурской зоне*** приведены сведения об амазоните в оловоносных пегматитах кыринского комплекса, встреченном в приустьевой части р. Верхней Улури в поле развития гранодиоритов второй фазы. В бассейне речек Зылькунда и Анацакан найдены пегматиты, связанные с гранитоидами четвертой фазы и также содержащие касситерит [Старченко, Краснов, 1965]. Как и везде, особенностью гранитоидов, вмещающих жилы с амазонитом, является их близость к кварцевым монцонитам.

На территории ***Агинской зоны*** амазонитовыми разностями представлены граниты кукульбейского комплекса, в частности Хангилайского массива, который обнажается тремя разобщенными выходами, имеющими собственные названия: Хуху-Челотуйский (Орловское месторождение тантала), Спокойнинский (с одноименным месторождением вольфрама) и собственно Хангилайский. Амазонит распространен не повсеместно, но типичен для участков эндоконтакта. Амазонитовые граниты и пегматиты танталоносны.

На *Орловском месторождении* амазонит распространен в амазонитово-альбитовых гранитах и связанных с ними пегматитах. В пегматитах амазонит образует крупно- до гигантокристаллических агрегаты в ассоциации с квар-

цем. Кристаллы амазонита различной интенсивности голубой окраски имеют размеры 2—15 см и после обогащения могут быть использованы как сырье для ювелирных изделий. Мелкозернистые массивные и полосчатые амазонитсодержащие граниты могут быть использованы как поделочное сырье. Обломки кристаллов амазонита (крупных) хорошо обрабатываются способом галтовки и пригодны для изготовления бус. Отдельные образцы амазонитовых гранитов обладают повышенной радиоактивностью и поэтому должны подвергаться дозиметрическому контролю. Одним из дефектов является слабая обохренность части амазонитовых гранитов. Трещиноватость усугубляется взрывным способом отбойки амазонита в процессе добычи танталовых руд. Запасы амазонита и амазонитовых гранитов только на Орловском месторождении даже с учетом низкого выхода кондиционного сырья достаточно велики.

В пределах собственно Хангилайского массива можно выбрать участки для безвзрывной добычи крупноблочного амазонитового сырья. Это относится прежде всего к пегматитам западной части Хангилайского массива, где они образуют линзовидные тела мощностью 0,7—1,5 м при протяженности 100—150 м.

В этом же районе известно *Зун-Килькиндинское* (падь Зун-Кинкильда) *проявление* амазонитовых пегматитов, представляющее собой две жилы мощностью 0,3 и 0,7 м и протяженностью соответственно 130 и 150 м [Барабашев, Трущева, 1983]. Жилы изучались как рудопроявления олова, лития и бериллия. О качестве амазонита сведений нет. В этой же зоне находятся три массива амазонитовых гранитов, с которыми связаны пегматиты с амазонитом, — *Этыкинский, Ачиканский и Тургинский.* Наиболее интересен Этыкинский массив, где среди амазонитовых гранитов находятся кварцево-амазонитовые пегматитовые жилы с яркоокрашенными кристаллами амазонита (фото 41, 42). Мощность жил 1—3 м, редко достигает 15 м. Величина кристаллов или моноблоков от 3 до 50 см и более. Выход крупных моноблоков из вскрытых карьером частей не более 10 % из-за проведения взрывных работ. При селективной отработке безвзрывными методами возможно получение высококачественного сырья. Амазонитовый гранит Ачиканского массива характеризуется хорошей декоративностью, обусловленной горошковидными зернами серого кварца на зеленом фоне полевых шпатов. Может быть использован в качестве поделочного камня. В пределах приконтантовых зон следует искать амазонитовые пегматиты.

Оценивая регион на амазонит в целом, следует отметить, что наиболее перспективны объекты Прибайкалья, в связи с ирельским и абчадским комплексами, Баргузинской и Муйской зон — с баргузинским и витимканским комплексами, Хамар-Дабанской зоны — с битуджидинским, огнитским и джидинским комплексами, Удино-Витимской зоны — с витимканским и куналейским комплексами, Агинской зоны — с гранитами кукульбейского комплекса.

Иризирующие полевые шпаты

Иризация — особое свойство ювелирных и ювелирно-поделочных полевых шпатов, отличающее их от обычных, широко распространенных в природе минералов этой группы. Иризирующие полевые шпаты относятся к

категории относительно редких, но популярных камней. Они подразделяются на две группы: 1) ювелирные прозрачные и лунные камни; 2) ювелирно-поделочные и поделочные непрозрачные камни (беломорит, лабрадор и т.д.) [Киевленко, Сенкевич, 1983].

Прозрачные лунные камни (жемчужные шпаты) характеризуются холодным голубовато-серым и голубым цветом, легким перламутровым отливом. Этим эффектом обладают бесцветные адуляры и альбит-олигоклазы (перистериты). Непрозрачные иризирующие полевые шпаты бывают представлены плагиоклазами (лабрадором, андезином, олигоклазом-беломоритом), микроклином и микроклин-пертитом.

В настоящее время на территории региона можно назвать в качестве возможно промышленного лишь Имангакитский анортозитовый массив, в котором откартирована зона, сложенная лабрадоритами темно-серого цвета с порфировыми вкрапленниками лабрадора до 5 см в длину. Иризируют в индигово-синих, зеленоватых, красноватых тонах. Возможна селективная отработка.

Лабрадориты, содержащие до 85—90 % лабрадора № 47—53, известны среди ультрабазитов довыренского комплекса в междуречье Орколикана и Токинды [Государственная геологическая карта..., 1984].

Солнечный камень присутствует в плагиоклазовых пегматитах *Падь Уточкина* в окрестностях г. Улан-Удэ. Описание их приведено А.Е. Ферсманом [1962а]. Жилы иногда почти целиком состоят из плагиоклаза. Отдельные иризирующие кристаллы имеют сечение 10 × 20 см. Камень светло-серый, красновато-бурый до коричневого, местами бледно-красный. Пригоден как поделочное сырье (В.Ф. Рукавец, В.М. Ладаева, 1983 г.).

В ничаткинском комплексе лейкократовых гранитов в бассейне рек Илуан, Богаюкта, Компангна, Догалдын, Бургай [Гиммельфарб и др., 1979] развиты граниты с черным, голубым, густо-малиновым и полупрозрачным с перламутровым отливом микроклином. Следует провести ревизионные работы на упомянутых площадях. Е.М. Фалькин указывает на возможность обнаружения иризирующих разностей троктолита в Привитимье, в районе устья р. Кадакачан (правый приток р. Тостур) [Фалькин, Фалькина, 1982]. Следует оценить возможность их использования в качестве поделочного камня.

Лунный камень отмечался в пегматитах *Янгудинского проявления*, связанных с гранитами баргузинского комплекса. Иризирующий полевой шпат в ассоциации с турмалином и гранатом встречался в кристаллах до 30 см в длину. Проявление перспективно и требует дальнейшего изучения.

Янтарь

На территории Забайкалья янтарь известен только в угленосных отложениях Арбагаро-Холбонской депрессии. В шахте, в пласте угля № 1 Арбагарского угольного месторождения была встречена небольшая линзочка янтаря (З.И. Жильцова, 1967 г.). Кроме того, по устному сообщению геологов, разбуривавших депрессию, в керне скважин изредка наблюдались мелкие включения желтого янтаря.

Лазурит и содалит

Лазурит и содалит рассматриваются вместе в связи с тем, что они хотя и разобщены в карбонатных лазуритоносных породах, но указывают на геохимическую активность серы и щелочных элементов, определяющих возможность их образования [Юргенсон, Сухарев, 1984; Дроздов и др., 1986].

До 1995 г. в пределах изучаемой территории лазурит не отмечался. Лазуритсодержащие метасоматиты обнаружены недавно в Восточном Саяне в пределах Бельско-Китойской глыбы раннего докембрия А.П. Секериным, Ю.В. Меньшагиным, Ю.В. Резницким и Е.И. Воробьевым (бассейн р. Урик) [Секерин и др., 1996]. Они развиваются в зонах скарнирования на контактах алюмосиликатных пород с доломитовыми мраморами. Скарны характеризуются зональностью. Последовательность зон такова: плагиоклазовая (апогранитоидная) — пироксеново-плагиоклазовая — диопсидово-скаполитовая — лазуритово-амфиболовая — кальцитовая — скарнированных мраморов.

Такой тип зональности характерен для непромышленных зон лазуритизации Афганского Бадахшана [Юргенсон, Сухарев, 1984].

В отличие от промышленных скоплений лазурита, в карбонатных породах Бельско-Китойской глыбы лазуритоносной является скаполитово-лазуритово-амфиболовая ассоциация, в которой отсутствуют пирротинизированный пирит, нефелин и содалит, постоянно сопровождающие лазурит. От месторождений Слюдянского лазуритоносного района, а также Ляджвардарьинских на Памире и Сарысангских в Афганистане отличаются отсутствием кальцифира, флогопита и форстерита, что сближает их с Малобыстринскими. Скорее всего, это может оказаться новым типом лазуритовой минерализации. Сам факт обнаружения лазурита в Восточном Саяне свидетельствует о возможности обнаружения его промышленных скоплений.

Поскольку лучшими по концентрации, величине лазуритоносных тел и качеству лазурита являются месторождения III типа [Юргенсон, Сухарев, 1984; Yurgenson, Sucharev, 1985], при поисках этого сырья необходимо руководствоваться следующими поисковыми признаками.

Для зон с интенсивной лазуритизацией характерно: 1) развитие натрового метасоматоза (скаполит, нефелин, иногда содалит, тремолит) в глубоко метаморфизованных мраморах древних толщ срединных массивов или складчатых сооружений обрамления жестких глыб; 2) относительно высокая концентрация бария по отношению к стронцию (3,0—3,3); 3) мощные (100—200 м) пласты доломитово-кальцитовых мраморов в толщах древних кристаллических пород; 4) присутствие в мраморах алюмосиликатных пород и развитие по их контактам метасоматитов, образованных скаполитом, форстеритом и диопсидом; 5) присутствие анатектических гранитоидов; 6) наличие прожилков кальцита с фенобластами флогопита, которые обычно локализуются вблизи лазуритоносных зон в кальцифирах; 7) присутствие в лазуритоносных метасоматитах пирита, из-за чего они обохрены и выделяются на белом фоне мраморов; 8) появление серых или голубовато-серых содалитовых пород среди измененных мраморов; 9) наличие лежачих крыльев складок или их призамковых частей с развитыми в них изоклинальными складками; 10) развитие будинажной тектоники, которая, определяя мор-

фологию лазуритоносных тел, не является, однако, обязательным условием их возникновения; в последнем заключается одно из геолого-структурных отличий месторождений Афганского Бадахшана от прибайкальских месторождений (Малобыстринское и Слюдянское).

Лазурит может быть обнаружен в ассоциации с содалитом в ***Восточно-Саянской зоне*** в зонах контактов мраморов табинзуртинской свиты и щелочных гранитов и сиенитов Хайтинского и Ботогольского массивов. По левобережью р. Хайт, на контакте палеозойских гранитоидов Хайтинского массива с мраморами известна узкая полоса (1—1,5 км × 100—200 м) нефелиновых содалитсодержащих пород (А.М. Рогачев, Ю.П. Катюха, 1980 г.). Содалит васильково-голубой, в виде ксенобластических образований. Подобные же образования, по данным В.Ф. Рукавца и В.М. Ладаевой (1983 г.), развиты на водоразделе рек Бата-Гол и Хуша-Гол, где васильково-синий содалит находится в содалитово-нефелиновых породах контактовой зоны Ботогольского гранитного массива с мраморами табинзуртинской свиты. Содалитсодержащая порода хорошо полируется и может использоваться как поделочный камень. Значительные размеры указанных зон и интенсивность процессов контактовых взаимодействий свидетельствуют о возможности выявления новых площадей, содержащих лазуритовую и афганитовую минерализацию. Если учесть, что на месторождениях Малобыстринского и Сарысангского полей [Юргенсон, Сухарев, 1984] нефелин является, в общем-то, обычным минералом, то здесь следует искать именно эти типы месторождений или им подобные.

Специфические содалитсодержащие породы, сходные с шонкинитами, описаны Г.А. Кибановым и др. в 1962 г. для юго-восточной части ***Муйской глыбы***, в бассейнах рек Бамбуйка (*проявление Встречное*) и Амнунда (*Амнундинское*). Здесь в экзо- и эндоконтактах диоритов (Встречное) и нефелиновых сиенитов (Амнундинское) с карбонатными породами бамбукойской свиты в зонах шонкинитоподобных пород развит голубой, темно-синий до фиолетового содалит. Содержание его на участке Встречном (полоса 1,2 × 0,18 км) достигает 15 %, на Амнундинском — до 5 %.

Интенсивная содалитизация в нефелиновых сиенитах неясного генезиса известна в ***Прибайкальской зоне*** в бассейне р. Левая Мама (*Таборное проявление*, руч. Таборный, левый приток р. Левая Мама), где в участках неправильной формы площадью до сотен квадратных метров содержание содалита по данным С.Н. Лагерева и др. (1964 г.) достигает 30—45 %.

Учитывая общеизвестный факт ассоциации месторождений лазурита с процессами анатексиса при высокой геохимической активности щелочных элементов, определяющих образование минералов групп нефелина, скаполита, содалита (включая лазурит), следует, вероятно, полагать, что месторождения лазурита не исчерпываются традиционными типами. Если говорить о лазурите как о полиминеральной породе голубых, синих и фиолетовых тонов, то обычно она содержит лазурит как главный компонент, а в качестве примесей присутствуют кальцит, содалит, афганит, а также нефелин, диопсид, скаполит, полевые шпаты, пирит (пирротин). Вероятно, в традиционных апокарбонатных лазуритовых породах, содержащих кальций и серу, будет преобладать лазурит, а в апосиликатных, содержащих высокие концентрации натрия и хлора, — содалит, нефелин и скаполит. При

этом могут быть и переходные разности, возникающие в зависимости от режима серы и хлора, состава преобразующегося субстрата, зоны эндо- или экзоконтакта участвующих во взаимодействии пород.

Таким образом, следует иметь в виду как разнообразие условий, в которых возникают месторождения лазурита, так и многообразие самих месторождений. Наиболее продуктивны карбонатные толщи, соответствующие условиям накопления эвапоритов.

Следовательно, месторождения лазурита могут быть не только в пределах Бельско-Китойской глыбы, но и в Муйской, и в Чарской глыбах, где развиты глубоко метаморфизованные мраморы, содержащие алюмосиликатные линзы, скарноиды, новообразованные полевые шпаты, анатектические граниты. Например, в бассейне рек Сюльбан, Куанда, Таллая перспективными на лазурит могут быть метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации мраморы бутунской, шаманской, боруряхской свит, кодарской подсерии, муйской серии, содержащие кальцифиры, анатектические граниты.

Перспективными на лазурит могут быть мраморы карбонатного подкомплекса могочинского комплекса в правобережье р. Витим в бассейнах рек Нижняя Джилинда, Гулинга, Долунга, Талакан, где находится мощный блок карбонатных пород, содержащий кальцифиры, скарноиды и другие образования, благоприятные для формирования лазурита, карбонатного подкомплекса тунгирского метаморфогенного комплекса в Тундак-Калаканском междуречье, а также Бургак-Асынкан-Среднемоклинском и Олекма-Багдарин-Малояхранском междуречьях.

Везувиан

Везувиан редко дает пригодные для огранки прозрачные кристаллы. Большее значение имеют в настоящее время тонкозернистые или скрытокристаллические агрегаты так называемого калифорнийского жада или везувианита, встречающегося в составе родингитов, образующих небольшие контактовые или жилоподобные тела в связи с преобразованиями базитов или ксенолитов осадочных или метаморфических пород под воздействием ультраосновных пород [Юркова, 1977]. Среди везувианитов отмечаются коричневые, коричневато-, серо- и ярко-зеленые разности. Последние имеют название идокразититов, пользующихся успехом на рынке камня.

На изучаемой территории существенно везувиановые родингиты известны в пределах Оспинско-Китойского, Парамского и Йоко-Довыренского массивов. Везувианиты нередко ассоциируют с тонкозернистыми гроссуляровыми или гидрогроссуляровыми породами (гидрогроссуляритами). Везувиановые метасоматиты образуются также на контактах гранитов и мраморов, иногда пегматитов и мраморов. В этих случаях возможны кристаллы ювелирного качества, подобные известным на Слюдянском месторождении в Прибайкалье. Такие образования следует ожидать в долине р. Усой, где, по данным П.В. Осокина (1960 г.), есть зеленые и серо-зеленые кристаллы везувиана до 12 см в длину. Следует провести ревизионное обследование на кабошонный и коллекционный везувиан.

В пределах Саган-Сайрского проявления нефрита М.Ф. Шестопаловым и А.С. Ивановым (1956 г.) и Ю.Н. Колесником [1965] описаны хорошо ограненные кристаллы зеленого везувиана длиной до 1,5 см в ассоциации с гроссуляром и диопсидом.

Гематит-кровавик

Скрытокристаллические плотные, иногда тонковолокнистые, разности гематита издавна привлекали ювелиров красным отливом и потому назывались кровавиком, как, впрочем, и все гематитовые руды. Гематит-кровавик относится к оригинальным цветным камням, мода на которые достаточно переменчива. В настоящее время он достаточно популярен и изделия из него, поставляемые из Индии, а также изготовляемые из железных руд Коршуновского рудного поля пользуются широким спросом; отдельные кабошоны, а также подвески и кулоны из него массой до 3—4 г продаются по цене до 1 дол. США, ожерелья — до 10—30 дол. США в зависимости от качества камня и его обработки.

Месторождения ювелирного гематита связаны либо с выполнением жил, либо с метаморфизмом осадочных или вулканогенно-осадочных руд, либо с зонами окисления, с корами выветривания. В данной работе известные проявления гематита, а их более 20, подразделены на четыре формации: вулканогенно-осадочных месторождений, метаморфогенных железорудных месторождений, апокарбонатных метасоматитов и гематитовых жил.

С метаморфогенными железорудными месторождениями протерозоя связано большинство проявлений гематита-кровавика Забайкалья. Это прежде всего позднеархейские протогеосинклинальные рудные районы ***Кодаро-Удоканской зоны***, где с борсалинской кварцитово-амфиболитово-биотитово-гнейсовой формацией связаны месторождения железа в трех рудных районах: Калаканском, Среднекаларском и Чарском. В пределах Чарского месторождения разведаны два участка — Нижнесакуканский и Сулуматский, приуроченные к крыльям антиклинальной складки. Здесь, несмотря на существенно магнетитовый состав руд, повсеместно присутствуют тела с гематитом, которые необходимо оценить на гематит-кровавик. Это же относится и к Калаканскому, и Чукчудинскому железорудным районам.

В рудах *Чарского месторождения* железистых кварцитов в среднем 28 % железа, из которых на долю магнетита приходится 22,5 %, остальное содержится в силикатах и окисленных формах, прежде всего в гематите. Известны проявления гематита в гольцах Бурпала. Сферолитовые корки гематита с хорошо выраженными красными рефлексами обнаружены в медистых песчаниках участка Секущий на Удоканском месторождении меди летом 2001 г.

В ***Муйской зоне*** гематит известен в якшинской свите (*проявление Бугарихта*, водораздел рек Бугарихта — Талойская и Бугарихта — Усойская). Здесь в известняках выявлена зона марганцево-гематитовой минерализации протяженностью 2,5 км, в составе которой присутствуют 19 гематитовых линзо- и пластообразных тел мощностью 0,8—15 м, длиной 15—150 м. На этой же площади В.Ф. Донцовым и И.Я. Кузьминым (1955 г.) описано проявление Кайдакон: два гематитовых тела длиною 20 и 60 м при мощности

0,8 м в скарнированных известняках. Среди сланцев и кварцитов тыйской свиты протерозоя в долине р. Нюрундукан В.А. Чабаненко в 1964 г. описаны гематит-магнетитовые кварциты и жила с гематитом (*Нюрундуканское* или *Динамитное проявление*).

Проявления гематита рассматриваемой формации известны также в отложениях кембрия в районе *Намаминского полиметаллического месторождения* в ***Баргузинской зоне*** (Красногорово, водораздел р. Октокит и ключа Большой), где гематитсодержащая зона мощностью 45—47 м в скарнированных известняках прослежена на 700 м. Гематит вишнево-красный. Здесь же в карбонатных породах бирамьинской свиты развиты в верховьях р. Большой Чипчикон скарны с крупнокристаллическими агрегатами гематита. В этом же районе (северный склон горы Накотино) находится проявление гематита, представленное жилообразным телом гематитово-карбонатных пород мощностью 1—4 м и протяженностью до 500 м. Гематит мелкозернистый. Крупные глыбы гематита красного и темно-лилового цвета известны на склоне долины р. Моча (водораздел рек Моча и Деля). Они находятся среди кембрийских доломитов и известняков и связаны с полосой минерализации вдоль зон дробления шириною 100—400 м.

В ***Восточно-Саянской зоне*** в песчаниках боксонской свиты, на площади *Боксонского месторождения* бокситов Ю.П. Бутовым и др. в 1973 г. описаны гематитовые тела мощностью 10—14 м при протяженности 1,1 км. Гематит ассоциирует с халцедоновидным кварцем.

В ***Удино-Витимской зоне*** зафиксирован ряд проявлений гематита. *Балбагарское проявление,* по данным Д.В. Ветрова (1955 г.), представляет собой пять гематитовых залежей. Одна из них, Федоровская, имеет мощность 30—120 м при протяженности 1500. Ю.С. Тарасовым и др. в 1964 г. приведены сведения о проявлении Гематитовое-II, находящемся в районе Озернинского рудного узла (среднее течение р. Ульзутуй). Оно представлено двумя телами гематитовых скарнов протяженностью до 200 м при мощности 10—15 м.

В ***Приаргунской зоне*** находится *проявление Падь Листвянка*, расположенное в приустьевой ее части, в 1,9 км от автодороги Сретенск — Нерчинский Завод на территории Газимуро-Заводского района. Проявление открыто в процессе ГСР Сайфутдиновым и др. в 1978 г. Оно является составной частью одноименного проявления гематитовых руд, локализованного в зоне контакта доломитов быстринской свиты с гранодиоритами палеозойского возраста. Выявлены три линзы и валунно-галечная россыпь гематитовых руд. По результатам лабораторно-технологических испытаний экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" качество гематита-кровавика высокое; сырье хорошо полируется и пригодно для изготовления вставок и бус. Проявление относится к перспективному промышленно-генетическому типу. Прогнозные ресурсы камня-сырца в коренном залегании М.Г. Кычаковым в 1993 г. оценены P_2 в 300 т при выходе сортового материала 60 %, а в россыпи — 60 т по категории P_3 с выходом сортового гематита 40 %.

Кроме того, известны гематитсодержащие жилы в районе горы Цаган-Оло. Здесь, по данным А.П. Номоконова и И.К. Абрамова (1960 г.), в отложениях надаровской свиты развиты кварцево-гематитовые жилы мощностью 20—25 и 1,5—2,0 м и протяженностью соответственно 100 и 200—300 м.

Гематит образует кристаллические агрегаты 10—15 см и сплошные массы, пригодные для использования как ювелирно-поделочное сырье.

Гематиты ювелирного и ювелирно-поделочного качества могут быть на *Балягинском, Коротковском* месторождениях в Петровск-Забайкальском районе, на *Березовском* месторождении железных руд, в зонах окисления и развития поздней гидротермальной деятельности в скарнах на Железном Кряже, Яковлевском, Западном, Култуминском и других скарновых железорудных месторождениях.

Пьемонтит

Минералы группы эпидота после находок танзанита все более привлекают внимание геммологов как возможный ограночный материал.

Выше рассматривалось проявление тулитита, состоящего из тулита — розовой разновидности цоизита.

В Прибайкальской зоне на водоразделе р. Коганда и руч. Таборный, в зоне диафтореза, среди гнейсово-сланцевой толщи А.А. Брензеем и др. в 1980 г. обнаружены глыбы не полностью гранулированного кварца с пьемонтитом (проявление Северное), который образует среднезернистые скопления 5—10 см и более. Цвет пьемонтита розовый, густо-малиновый, до красновато-бурого. В штуфах просвечивает. По комплексу признаков он может быть использован как поделочный камень.

Глава 5

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Яшма

Геологические предпосылки

В Забайкалье выявлено около 50 объектов-проявлений яшм и яшмоидов, часть которых известна с XVIII в. Сведения о них приведены в сводках А.Е. Ферсмана и более поздних материалах по цветным камням. Несмотря на большое число проявлений яшм, специального их изучения не проводилось. Исключение составляют работы В.И. Беляевского на площади Озернинского рудного узла и Гарсонуйского месторождения флюорита, Б.В. Грибанова и М.А. Петриной "дучарских яшм" (1966 г.) и исследования авторов на Террасовом проявлении в 1991—1993 гг.

Анализ геологических ситуаций региона свидетельствует о более широком развитии яшм и яшмоидов, чем это принято считать. Здесь возможны находки крупных объектов как в связи с метаморфическими преобразованиями отложений спилит-кератофировой формации, так и с переотложенными корами выветривания на эффузивах основного и кислого состава, а также других формационных типов.

Яшмоносность протерозойских отложений

В нижнем протерозое в пределах Байкало-Витимского поднятия ***Муйской зоны*** в составе муйской серии широко развиты породы спилит-кератофировой формации, с которыми могут быть связаны яшмоиды и родониты. Они описаны в бассейне рек Правая Мама, Джялокан, в верховье р. Яна, в междуречье Каверги и Мамы [Кудинов и др., 1968]. В Северном Прибайкалье возможны в связи с метаморфизованными диабазами и порфиритами тела яшм и яшмоидов в полях развития нюрундуканской свиты нижнего протерозоя, особенно в бассейне Левой Мамы и Правой Мамы. Это же относится и к эффузивно-осадочной толще в рамках иликтинской свиты, поскольку она представляет собой типичные образования спилит-кератофировой формации. В парамской серии протерозоя, на территории южной части Муйской глыбы, на левобережье р. Витим, развиты метаморфизованные пепловые туфы с прослоями кремнистых яшмовидных пород и кислых метаэффузивов, переходных к яшмам. В сюльбанской серии, в пределах развития отложений муйской серии [Давыдов и др., 1981], в келянской подсерии муйской серии следует ожидать яшмы и яшмоиды, так как здесь развиты различные метаэффузивы, включая спилиты, порфириты, фельзитовые и кварцевые порфиры.

В Муйском районе выделяется падринская среднепротерозойская [Давыдов и др., 1981] серия, возраст которой на территории Читинской области определяется как нижнепротерозойский [Геологическое строение..., 1997]. Главное заключается в том, что падринская серия включает типичные яшмоносные породы — базальты и андезитовые порфириты, диабазы с прослоями кератофиров, фельзит-порфиров и их туфов, песчаники, туфопесчаники, липаритовые порфиры, а на территории Читинской области встречаются игнимбриты, риолиты, аргиллиты и яшмы. Вишнево-красные риолиты известны в верхах большепадоринской свиты и в отложениях таллаинской свиты, которая содержит и типичные яшмы (правобережье р. Витим в районе р. Таллая) [Геологическое строение..., 1997]. Перечисленные породы метаморфизованы в значительной мере в условиях зеленосланцевой фации, что повышает их перспективы в отношении находок яшм. Среди верхнепротерозойских образований яшмоносными могут быть кислые эффузивы и их туфы тулуинской свиты в Келяно-Ирокиндинском грабене.

Продукты метаморфизованных пород спилит-кератофировой формации, представленные яшмами и кварцевыми порфирами, встречаются на южных склонах Удоканского хребта, в бассейне верхнего течения Сакукана, на водоразделе Сакукана и Талакана [Федоровский, 1972; Федоровский и др., 1978] в виде галек в песчаниках, входящих в состав маркирующего горизонта сакуканской подсвиты нижнего протерозоя. Эти данные свидетельствуют о возможной яшмоносности останцов, подстилающих сакуканскую свиту эффузивно-осадочных пород.

В ***Баргузинском геолого-структурном районе*** яшмы и яшмоиды могут быть обнаружены в бассейне р. Сухая, в нижнем течении р. Кика и в районе оз. Колок (истоки р. Итанца), на территории, примыкающей с юга-востока и юга по зоне разлома к мигматитово-гнейсовому комплексу Байкальской глыбы архея, относимому к нижнепротерозойской муйской серии.

Среди метаморфических пород малханской серии в ***Западно-Становой зоне***, развитой в правобережье Селенги, включая бассейн Чикоя и частью нижнее течение Хилка, подчиненное значение имеют кварциты и порфироиды, среди которых могут быть яшмы. Здесь же могут быть развиты и яшмоиды по магнезиальным известнякам. По крайней мере, отдельные проявления яшм здесь известны. В частности, *Ивановское проявление* представляет собой редкие прослои сургучно-красных яшм мощностью до 2 м среди кристаллических сланцев и зеленокаменно-измененных пород. Яшмы прорваны жилками основных пород, вероятно, связанных с ингодинским комплексом.

Метаэффузивы кислого состава известны в борщовочной серии [Геологическая карта..., 1980], и вероятность нахождения яшм и яшмоидов среди слагающих ее пород может быть реализована в местах, где проявлены контактово-метасоматические процессы в карбонатных породах.

В ***Восточном Саяне*** находки яшм и яшмоидов возможны среди метаморфизованных кислых эффузивов урикской свиты в бассейне Урика и Большой Белой, а юго-западнее Главного Саянского разлома — также среди метаморфизованных эффузивов основного, среднего и кислого составов окинской серии.

В ***Прибайкалье*** вероятна яшмоносность малокосинской и хибеленской свит, в объеме которых широко развиты метаморфизованные эффузивы основного и кислого состава, диабазы и различные порфириты.

В ***Хамар-Дабанской зоне*** яшмы и яшмоиды можно ожидать среди образований верхнепротерозойского возраста в метаэффузивах кислого состава битуджидинской свиты в верхнем течении р. Джида.

В Северном Прибайкалье в Олокитском прогибе, включающем бассейн Тыи, верховья Чаи и Большой Чуи, выделяется вулканогенно-осадочная олокитская серия [Давыдов и др., 1981], в которой наиболее перспективны на яшмы и яшмоиды поля метаморфизованных эффузивов ондокской (андезиты, базальты), сыннырской (миндалекаменные диабазы, порфириты, спилиты, кварцевые порфиры, кератофиры) и абчадской (метавулканиты кислого и среднего состава) свит.

Свидетельством яшмоносности Чуйской структурно-формационной зоны являются находки яшм среди сланцев олокитской серии. Одна группа — на водоразделах рек Ондок, Олокит и Чашмандян-Тулуокит. Здесь известны гематитовые руды в виде невыдержанных по простиранию и мощности линз (1—40 м). Жилообразные тела яшм находятся в полосчатых гематитовых рудах. Яшмы плотные, нежно-розового цвета, хорошо полируются. Другая группа проявлений яшм в этой же зоне находится на склонах Ондоко-Абчадского водораздела. Яшмовидные породы слагают прослои и линзы мощностью 1—15 см. С ними тесно ассоциируют сургучно-красные яшмы. В этой же толще присутствуют тонкополосчатые гематитовые кварциты.

В ***Восточном Прибайкалье*** яшмоносными могут быть метаморфизованные эффузивы уколкитской и няндонинской свит, входящих в состав котерской серии. В бассейне Итанцы кремнистые (яшмовые) породы распространены в полях развития итанцинской свиты [Давыдов и др., 1981]. Определенный интерес как возможный источник декоративных цветных кремней, близких по качеству голутвинским (Подмосковье), могут иметь линзы и конкреции кремней и халцедонов, описанных В.В. Ляхницким, в темно-серых доломитах верхней подсвиты сеньской свиты верхнего протерозоя. Мощность подсвиты около 150 м [Ляхницкий, 1981].

Вероятность образования и сохранности яшм в породах верхнего протерозоя в связи с процессами метаморфизма обусловлена преимущественным развитием начальных ступеней фации зеленых сланцев, при которых собирательная перекристаллизация с укрупнением зерна еще проявлена слабо.

Яшмоносность образований докембрия — нижнего палеозоя

Широко развиты в регионе яшмоносные эффузивно-осадочные образования, нередко нерасчлененные и относимые различными авторами к возрастному интервалу от рифея до кембрия.

В ***Восточно-Саянской зоне*** перспективными на обнаружение яшм следует считать эффузивы сархойской свиты (венд), сложенной кварцевыми порфирами, андезитобазальтовыми и диабазовыми порфиритами, и забитской свиты (венд), в которой известны слои и линзы кремней среди карбонатных пород. В хамсаринской свите, относимой к нижнему кембрию и распространенной в бассейне р. Хойто-Ока, есть толщи яшмовидных пород. Здесь

развиты перспективные на обнаружение яшм кварцевые кератофиры, базальтовые порфириты, кварцевые порфиры и спилиты. Среди пород табинзуртинской свиты, слагающих крылья Хан-Модонской и Улзытинской антиклиналей, А.М. Рогачевым и др. в 1980 г. отмечены пачки и тела яшмоидов, залегающих среди фосфоритов, в железисто-карбонатных окремненных породах, на контактах габброидов и магнезиальных известняков. Эти и подобные им образования яшм и яшмоидов описаны в долине р. Барун-Сала, на водоразделах рек Ондольтой и Хойто-Гарган, Улзыта и Хойто-Гарган и др. Возможны находки яшм и в сагансайрской толще.

В ***Хамар-Дабанской зоне*** яшмоносными могут быть диабазы, спилиты, порфириты, кварцевые порфиры, различные кремнистые породы хохюртовской свиты венд-кембрийского возраста, вулканогенной частью, представленной на южном крыле Джидинского синклинория и кремнисто-карбонатной — на северном.

В ***Северном Прибайкалье*** сингенетичные кремни и яшмовидные породы известны в кооктинской и кумакской свитах кембрия, в доломитах в виде прослоев, желваков и стяжений.

В ***Баргузинской зоне*** доломитовые известняки с прослоями сингенетичных кремней развиты в верховьях Светлой и Томпуды (приток Байкала), в бирамьинской свите [Давыдов и др., 1981].

В ***Удино-Витимской зоне*** в поле развития балбагарской свиты известны фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, с которыми могут быть связаны яшмы. В олдындинской свите, датируемой как нижнекембрийская, относительно полный разрез которой [Давыдов и др., 1981] развит повсеместно в междуречье Курбы и Уды, бассейне р. Кыджимит и левобережье р. Витим (бассейн Аталанги и низовья Джилинды), закартированы кварцевые и фельзитовые порфиры, фельзиты, плагиопорфиры, андезитовые и базальтовые порфириты, туфы кислых эффузивов. К ним относится крупная площадь проявлений яшм *Озернинского (Назаровского) колчеданного месторождения*, особенности которого будут рассмотрены ниже. В этом же районе развиты и кислые эффузивы и туфы исташинской свиты верхнекембрийского-ордовикского возраста, с которыми также могут быть связаны проявления яшм и других высококремнистых декоративных пород.

В ***Селенгино-Становой области*** к числу перспективных на яшмы относятся андезитовые и диабазовые порфириты, альбитофиры, кварцевые кератофиры, их туфы, метаморфизованные песчаники катаевской свиты. В частности, в Становом и Малханском поднятиях вдоль зон разломов накапливались толщи, сложенные эффузивными и осадочными образованиями катаевской, солонцовской и тыпинской свит, относимых к липаритовой (солонцовская) и андезитодацитовой (катаевская) формациям. Они формировались в линейных прогибах, возникавших на геоантиклинальном поднятии. С ним связаны широко проявленные яшмы и яшмоиды.

В ***Хэнтэй-Даурской зоне*** в кулиндинской свите преобладают метаосадочные породы, но вероятность нахождения яшм и яшмоподобных пород в связи с микрокварцитами сохраняется.

В ***Агинской эвгеосинклинальной зоне*** в кулиндинской свите, представленной в основном вулканогенными образованиями, присутствуют кремнистые сланцы и яшмоиды. Известны они и в разрезе вышележащей ононской

свиты. По данным С.К. Ушакова, В.А. Попеко и А.Н. Булгатова, кулиндинская и ононская свиты могут быть объединены в единый ряд яшмоносных формаций от спилит-диабазовых (спилит-кератофировых) до терригенно-сланцевой [Геологическое строение..., 1997]. Среди вулканогенно-терригенных пород верхней подсвиты ундургинской свиты, среди алевролитов по левобережью р. Амитхаши в виде редких прослоев мощностью до 10—15 м залегают яшмы сургучно-, темно-красного и черного цвета. Имеется вероятность нахождения яшм и среди зеленокаменных пород этой свиты на правом берегу Сикинды (средняя подсвита) и левом берегу Ундурги (нижняя подсвита), где они имеют мощность 3—10 м [Самусин и др., 1970].

В ***Верхнеамурской*** (Пришилкинской) ***зоне*** яшмоносными могут быть бондихинская и глубокинская свиты, в которых, по данным В.И. Шульдинера, Л.Е. Эйдельмана, А.М. Лысака, широко развиты риолиты и дациты, их туфы, метаандезиты (бондихинская) и зеленые, лиловые и черные ортосланцы, которые чередуются с метапелитами, пестрыми кремневыми породами (глубокинская) [Геологическое строение..., 1997].

Яшмоносность образований среднего и позднего палеозоя

В среднем и позднем палеозое на территории Бурятии преобладали процессы денудации, поэтому лишь в ограниченном числе мест сохранились девонские отложения, в частности в Восточном Саяне, на левобережье р. Оки, где развиты вулканогенные образования, относимые к илейской свите. Они сложены кварцевыми и фельзитовыми порфирами, фельзитами, ортофирами, дацитовыми порфирами, туфоалевролитами и другими. Все они при условии зеленосланцевого перерождения могут быть перспективными на яшмы [Давыдов и др., 1981].

В ***Селенгинско-Становой зоне*** в Гунзанском хребте (нижнее течение Джиды), вдоль Боргойского хребта, в междуречье Селенги и Хилка известны кислые вулканиты и кремнистые сланцы, с которыми могут быть связаны яшмы. Это же относится и к тамирской свите, в разрезе которой в Хилок-Чикойском междуречье развиты туфы, игнимбриты кварцевых, фельзитовых, дацитовых и трахитовых порфиров, липаритов с прослоями гравелитов, песчаников, конгломератов. В ***Удино-Витимской*** и ***Хилок-Ингодинской подзонах*** в нижнем отделе ортинской свиты возможны находки яшмоидов в полях развития кислых эффузивов в верхнем течении р. Шимбелик. Судя по распространенности метаэффузивов, яшмоносными могут быть отложения тамирской свиты в Тугнуй-Удинском междуречье [Давыдов и др., 1981]. На северо-востоке, распространяясь от бассейна Хилка и Уды, на Она-Удинском водоразделе, пересекая р. Витим близ устья р. Кыджимит вплоть до Амалат-Витимского междуречья, распространены нерасчлененные верхнепалеозойско-нижнемезозойские вулканиты [Давыдов и др., 1981]. В полях их развития присутствуют ортофиры, фельзиты, кварцевые порфиры и кератофиры, альбитофиры, туфы, туфолавы, среди которых определенно могут быть перспективные проявления яшм.

В ***Западно-Становой зоне*** аналогом тамирской свиты является куйтунская, в которой широко развиты риодациты, трахириолиты, риолиты, могущие быть субстратом для формирования яшм.

В *Хэнтэй-Даурской зоне* в агуцинской свите предположительно девонского возраста яшмы и яшмоиды могут быть развиты среди граувакк, метаэффузивов и филлитовидных сланцев по аналогии с проявлением яшм в *пади Ямаровка*. В горячинской свите в пределах северо-западного крыла Чикой-Ингодинского синклинория яшмы и яшмоиды могут быть обнаружены среди метаморфизованных и окварцованных алевролитов и филлитовидных сланцев. Наиболее перспективна в отношении яшмоносности изученная Е.А. Беляковым, В.П. Красновым, Н.Н. Чабаном [Беляков, Чабан, 1963; Старченко, Краснов, 1965; Чабан, Беляков, 1974], В.Л. Яковлевым и др. ингодинская серия, в связи с которой известны описанные А.И. Тарабанько и М.Б. Звонковой в 1959 г. *проявления яшм* верховьев рек Кароль и Верея; *Ивановское, падей Крымка, Шапкина, Верхнеингодинское* и др. В основании серии выделяется киркунская свита, в которой в бассейнах рек Бальджа, Хаваргун, Кароль, Верея, по Букукуну, Барун-Цохондо и в других местах развиты различные яшмоносные метаэффузивы. Но наиболее обогащена яшмами верхняя часть разреза дабан-горхонской свиты, граница которой с вышележащей киркунской свитой обозначается в натуре появлением кремнистых сланцев и яшм. По данным Н.П. Костякова и В.И. Шулики [1981], в верхнем течении Ингоды, по Ара-Одырею, Уйладжикану, Шаглею, в верховьях Кыры, Косуртая, на склонах Волдырейского гольца и в других местах закартированы именно эти яшмоносные породы. Мощность горизонтов яшм достигает 10—200 м. Яшмы в основном красного и красно-бурого цвета различных оттенков. Продукты разрушения горизонтов яшм повсеместно встречаются в русле и в косах Кыры. Они могут иметь промышленное значение, так как размеры глыб достигают 0,3—0,5 м, а в среднем ее течении у моста западнее с. Кыра — 0,1—0,2 м. Они хорошо полируются и пригодны для поделок из мозаики.

Налегающая на дабан-горхонскую рябиновская свита содержит прослои и линзы яшм; в разрезах в Ундур-Кокорской и Усть-Уйладжинской синклиналях в "...верховьях р. Кучкиной, на стрелке Одырея и Барун-Одырея и по Сырой Уйладжин в песчаниках встречаются одиночные линзообразные пласты яшм и вулканитов... Они тяготеют преимущественно к низам (нижнерябиновской) подсвиты..." [Костяков, Шулика, 1981, с. 25]. В разрезе на стрелке Кыры и Урлы пачка переслаивающихся яшм и грубозернистых песчаников имеет мощность 45 м, ниже залегает пласт брекчий, в основании которого отмечаются линзы яшм мощностью 0,5 м.

Прослои яшм и метабазитов известны в разрезе уртуйской свиты в правобережье р. Онон, в 4—5 км к северу от с. Акша, описаны Н.Н. Чабаном, Е.А. Беляковым, С.Х. Чабан, В.В. Старченко на листе М-49-XVIII [Чабан, Беляков, 1974а, б].

В *Агинской зоне* в чиндантской свите нижнего девона Л.Ф. Чербянова и Е.А. Беляков в 1966 г. отмечали гематитизированные кислые эффузивы и яшмы. В усть-борзинской свите яшмы и яшмоиды желтовато-, фиолетово-серого, красновато-бурого цвета образуют линзы различных размеров. К ним относятся *проявления Хан-Хоронорское, Холбойское* и др. В верхней подсвите верхнедевонской — нижнекарбоновой зуншивеинской свиты, в пределах Могойтуйского хребта широко развиты розовые, кремовые и темно-серые липаритовые и дацитовые порфиры, кварцевые кератофиры, крем-

нистые породы. Указанные образования могут быть перспективны на обнаружение яшм. Это же относится и к нижней подсвите уртуйской свиты, в которой западнее Шерловой Горы выделена толща с яшмоидами, кремнистыми сланцами, спилитами, кератофирами, туфами и туффитами кислого состава. Она рассматривается как типичная сланцево-спилит-кератофировая формация эвгеосинклинали [Геологическое строение..., 1997].

В ***Верхнеамурской зоне*** в ковыхтинской свите известны линзы кератофиров, с которыми могут быть связаны яшмы. В типаринской свите нижнего карбона распространены кремнистые сланцы и кислые пепловые туфы, которые при метаморфизме могут дать яшмы либо яшмоиды.

Яшмоносность вулканогенных и терригенно-осадочных образований позднего палеозоя – мезозоя

В ***Восточно-Саянской*** (Джидинской) ***зоне*** яшмы и яшмоиды связаны с эффузивами ичетуйской свиты, в ***Селенгинской*** — с эффузивами ичетуйской, галгатайской, бадинской и тигнинской свит. В позднем палеозое — раннем мезозое в пределах ***Становой складчатой области*** сформировалось несколько вулканогенов: Хилокский, Удино-Витим-Каренгинский и Пришилкинский. Нижние части Хилокского вулканогена сложены гунзанской и ортинкской свитами, с которыми также ассоциируют проявления яшмоидов. В Удино-Витимской зоне они, по данным В.И. Беляевского (1992 г.), В.Ф. Рукавца и В.М. Ладаевой (1983 г.), связаны с эффузивами хысехинской и кижингинской свит.

В Яблоновом и Становом хребтах в прибортовых частях наложенных мульд широко развиты покровы базальтов, андезитобазальтов с проявлениями яшм. Перспективными на яшмы являются поля развития эффузивов в пределах Хилокского вулканогена: Шила-Бадинское, Малета-Зардаминское, Буртуй-Тырэбхэнское и др. В Удино-Витим-Калаканском и Пришилкинском вулканогенах известны проявления яшм, например по р. Дыроватка и др.

Анализ геологической ситуации в бассейне р. Онон (***Хэнтэй-Даурская*** и ***Агинская зоны***) показал, что в полях развития эффузивов среднего и основного составов, прежде всего их пузырчатых миндалекаменных разностей, подвергшихся гидротермальному воздействию, могут быть обнаружены коренные и россыпные проявления яшм, что подтверждается находками в современных косовых отложениях р. Онон высокодекоративных обломков яшм и яшмоидов (*проявление Буцигин*). В Приононском и Приаргунском вулканогенах в связи с мезозойской вулканической деятельностью в континентальных условиях яшмы являются обычными продуктами становления и гидротермальной переработки эффузивов основного, среднего и кислого составов. Они сопровождают практически все проявления агат-халцедоновой минерализации, являясь их составной частью. Коренные месторождения яшм формации миндалекаменных эффузивов не имеют самостоятельного значения, но они дают превосходный материал в связанных с их разрушением россыпях. В Приононском вулканогене яшмы связаны в основном с полями базальтов, андезитобазальтов, андезитодацитов джаргалантуйской, букукунской, бырцинской, акуинской, реже даинской свит и шадоронской серии.

В *Агинской зоне* наряду с миндалекаменными эффузивами на яшмоиды перспективны обширные площади, занятые отложениями нижней подсвиты агинской свиты, закартированные Е.В. Барабашевым и Н.А. Трущевой [1983]. Она сложена песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, яшмоидами и гравелитами. Переслаивание имеет линзовидный характер. Размеры линзовидных слоев кремнистых пород варьируют по длине от единиц метров до километров, мощность — от единиц сантиметров до сотен метров. Нередко линзовидные прослои яшмоидов приурочиваются приблизительно к одному стратиграфическому уровню и располагаются в нем цепочкой или кулисообразно. Кремнистые породы представлены яшмами, глинисто-кремнистыми сланцами; первым свойственны розовая окраска и тонкая полосчатость. Окраска кремнистых сланцев от серой до светло-зеленой и голубой, часто с пленками оксидов марганца. Кремнистые породы состоят из халцедона и кварца с примесью глинистого материала. Отложения этой подсвиты развиты в пади Таптанай, верховьях Ульдурги, Хойто-Аги, в междуречье Хойто-Аги и Урда-Аги. Характерная черта — ритмичная смена пачек пород значительной мощности. Так, в бассейне р. Хойто-Ага наблюдаются четыре крупные ритмопачки (снизу): первая (250 м) и третья (299 м) сложены песчаниками, вторая (500 м) и четвертая (250 м) — песчаниками, кремнистыми породами, гравелитами [Барабашев, Трущева, 1984]. По данным этих авторов, в агинской свите на водоразделе рек Монголтуй и Угдантой (лист М-50-VII) яшмоидами сложены 4 из 16 слоев разреза. Мощности слоев яшмоидов составляют 2, 17, 110 и 2—5 м. В хилинской свите, по данным этих же авторов, развиты фиолетовые андезитовые и андезитодацитовые порфириты.

В *Приаргунской зоне* яшмы и яшмоподобные образования, связанные с миндалекаменными андезитобазальтами, базальтами, а также кислыми эффузивами, известны в полях развития свит годымбойской, аргунской, усть-карской и др. (*проявления Яшмовая Гора, Дучарское* и др.).

Приведенный материал показывает, что в пределах Забайкалья выделяются, по крайней мере, три возрастных уровня развития яшм, связанных с областями геосинклинального развития и накопления толщ, относимых к спилит-кератофировой формации: нижнепротерозойский, развитый в основном в Прибайкалье, венд-кембрийский — в Восточно-Саянской и Становой складчатых областях и каменноугольный — в Монголо-Охотском складчатом поясе. Характерно, что по направлению к юго-востоку от Сибирской платформы происходят омоложение спилит-кератофировой формации и возрастание доли терригенных яшмообразующих пород (ингодинская серия). Именно в карбоне в Монголо-Охотском складчатом поясе сформировались вулканогенно-песчаниково-сланцевые отложения ингодинской серии, характерной особенностью которой является повышенная кремнистость отложений. Яшмы и кремнистые сланцы составляют 10—15 % ее объема и образуют горизонты, протягивающиеся на 10—20 км. К Монголо-Охотскому складчатому поясу приурочены также крупные тела яшм и яшмоидов, связанные с гидротермальной переработкой терригенных и терригенно-вулканических толщ, развитых в Хэнтэй-Даурской зоне в связи с внедрением даурского интрузивного комплекса. Наибольшее распространение метаморфогенные яшмы такого генезиса получили в ингодинской серии, в свитах усть-борзинской, ундургинской и др.

Яшмы апотерригенных метаморфитов распространены меньше и связаны главным образом с песчаниково-сланцевыми прибрежно-морскими отложениями палеозоя и раннего мезозоя (например, поля яшмоидов в Агинской зоне). Яшмы миндалекаменных эффузивов в основном имеют юрский и меловой возраст. Яшмы и яшмоиды в связи с гидротермальной деятельностью, обусловленной образованием вулканогенных построек дацитов, андезитобазальтов и базальтов, приурочены к свитам акуинской, джаргалантуйской, бырцинской, годымбойской, усть-карской и др. Типичны яшмы, яшмоиды и рисунчатые кремни для зон гидротермальной проработки в полях развития мелового вулканизма.

Число перспективных яшмовых объектов в Забайкалье довольно значительно, распространены они повсеместно, но изучены слабо. Приведем краткую характеристику перспективных объектов.

Коренные проявления яшм и яшмоидов

Гундуйское проявление красноцветных яшм располагается на площади одноименного медно-баритового месторождения, являющегося частью Озернинского рудного узла. В поле распространения осадочно-вулканических пород нижнего кембрия, представленных туфами и туфолавами риолитовых и риолит-дацитовых порфиров, прослеживается мощный разлом северо-восточного простирания, состоящий из зон рассланцевания и дробления. Проявление яшм приурочено в основном к юго-западному продолжению зоны разлома, на участке выклинивания колчеданных и других рудных тел. В.И. Беляевский и др., изучавшие яшмоносность рудного узла, выделяют три зоны красноцветных яшм. Ориентировочная длина зон около 200 м, простирание северо-восточное, мощность 0,2—0,4 м. Яшмы полосчатые, реже с брекчиевидной текстурой, имеют высокие художественно-декоративные свойства.

Во время посещения Озернинского месторождения при осмотре отвала одной из штолен автор обратил внимание на широкое развитие линз и прожилков ярко-красных яшм, секущих тонкозернистые до мелкозернистых колчеданные руды. Особенность яшм — их кораллово-красный цвет и хорошая полируемость. Размеры линз от 3—4 до 150 см и более по простиранию и 1—15 см по мощности. Они представляют собой тонкозернистый либо халцедоновидный существенно кварцевый агрегат, цементирующий включения ярко-красного существенно кварцевого агрегата, содержащего тонкую сыпь гематита и гидрогематита. Размеры включений красного цвета 0,3—10 см. В отчете о разведке Озернинского месторождения имеются указания на присутствие описанных красных яшм. По сути дела, на площади Озернинского рудного узла выделено шесть участков проявлений красноцветных яшм — Ульдзутуйский, Промежуточный, Озерный, Звездный, Гундуйский и Туркульский. По данным лаборатории экспедиции "Байкалкварцсамоцветы", яшмы Гундуйского проявления вследствие наличия пустот могут быть использованы только как коллекционное сырье. Особенностью яшм, придающей им высокую декоративность, является тонкая вкрапленность пирита. Тем не менее собранный автором материал не содержит пустот и, несмотря на мелкую блочность (2—5 × 4—6 × 5 см), как показал опыт обработки яшм, может быть использован для галтовки и изготовления ярко-красных кабошонов. При разработке Озернинского рудного узла возможны

попутная добыча высокодекоративных красноцветных яшм и использование их в национальном искусстве для замены традиционного коралла.

Барун-Саланское проявление яшмоидов (р. Барун-Сала) локализовано в кремнистых породах — верхней части разреза дабан-жалгинской свиты палеозоя. Крупные разобщенные линзы и прослои яшмоидов имеют мощность 4—5 м, протяженность 1—2 км. Яшмоиды с концентрически-зональной окраской в серых, лиловых, бурых тонах полируются хорошо, рисунок декоративный.

Ондольтойское проявление яшмоидов (реки Ондольтой, Хойто-Гарган) приурочено к нижней части красноцветного горизонта табинзуртинской свиты кембрия. Среди железисто-карбонатных окремненных пород выделяется пачка яшмоидов мощностью 5—10 м, протяженностью 50 м. Текстура яшмоидов полосчатая, ярко-зеленые и бледно-желтые цвета, полируемость, по данным А.В. Татаринова и др. (1980 г.), удовлетворительная.

В ***Приаргунской зоне*** известно *Калукшинское проявление* яшмоидов. Оно расположено в поле развития кислых эффузивов верхнеюрского возраста и представлено пестрыми туфами, состоящими из плотной полевошпатовой массы неровного зеленого цвета, оттенки которого придают ей волнистый вид, уподобляющий ее яшме. В.Н. Зиновьев установил, что полируемость камня хорошая. Проявление отрабатывалось старателями. Возможна добыча туфов в значительных масштабах как поделочного камня.

Дучарское проявление известно с XVIII в. Находится в 8 км к СЗ от с. Золотоноша и в 10 км к ЮВ от с. Горный Зерентуй Нерчинско-Заводского района. Оно изучалось, как уже отмечалось, Б.В. Грибановым и М.А. Петриной в 1966 г. Описание приводится по их данным. Проявление локализовано среди кислых эффузивов аргунской толщи и связано с дучарским комплексом (рис. 42), занимающим площадь около 50 км^2. Среди эффузивов выделяют две части: нижнюю — существенно пирокластическая, и верхнюю — собственно дучарские брекчии. Эффузивы представлены липаритами брекчиевой, флюидальной и полосчато-флюидальной текстуры, обсидианами, базальтами, туфами, туфобрекчиями и порфиритами. Чередование различных полос стекла и микрофельзита придает породе полосчатый облик, декоративные разности брекчий липаритов распространены только на южном участке, где они слагают пять небольших отдельных тел (60 × 60—100 × 250 м). Брекчии состоят из остроугольных обломков липаритов зеленого и светло-зеленого цвета полосчатой текстуры. Цемент брекчий сложен стекловатой массой серого цвета. Размер обломков от 1 мм до 3—5 см. Доля их составляет 70—80 % от общего объема породы.

"Царские столики", изготовленные в XVIII в. петергофскими и екатеринбургскими мастерами, хранящиеся ныне в Эрмитаже, являются доказательством применения дучарских брекчий в качестве поделочного материала. Б.В. Грибановым и М.А. Петриной их оценка была проведена согласно техническим требованиям ЦНИЛКСа 14-1-64. Брекчии приравнены к типу кнорингских конгломератов. Липариты оценены одним сортом в блоках не менее 0,05—0,1 м^3 при наименьшей толщине куска 0,2 м. Выход блоков из горной массы не менее 5—10 %. Проявление условно рассматривается в разделе "Яшмы", так как по качеству и другим признакам липариты сопоставимы с яшмами. Правомерность такого подхода исходит из традиции: "...к яшмам как существенно кремнистым породам микрокристаллического

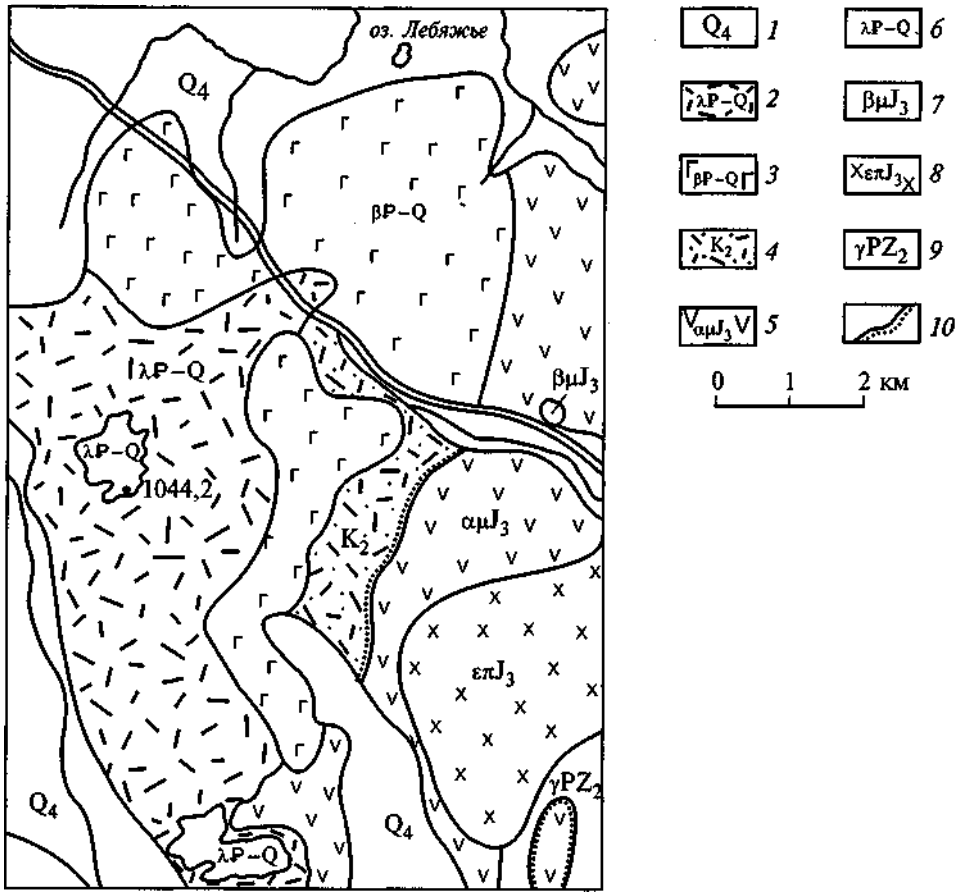


Рис. 42. Схематическая геологическая карта района Дучарского месторождения (составлена по Б.В. Грибанову, 1965 г.).

1 — аллювиальные и аллювиально-пролювиальные песчано-галечные отложения; *2* — липариты, лавобрекчии липаритового состава; *3* — базальты, андезитобазальты, андезиты, мандельштейны; *4* — туфобрекчии, туфоагломераты, туфы порфирового состава; *5* — порфириты, туфобрекчии порфирового состава; *6* — экструзивные липариты; *7* — диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры; *8* — сиенит-порфиры, сиениты, гранит-порфиры; *9* — биотитовые, биотито-во-роговообманковые граниты, аляскитовые граниты, плагиограниты, гранодиориты; *10* — стратиграфически несогласное залегание горных пород.

строения могут быть отнесены некоторые кислые эффузивные породы — фельзиты, кварцевые и фельзитовые порфиры. Характерны скрытокристаллические фельзитовые, частично микрофельзитовые структуры основной массы этих пород и отсутствие перекристаллизованного вулканического стекла. В качестве поделочного камня и сырья для отделки интерьеров и инкрустации кабинетной мебели интересны красиво окрашенные флюидальные и вариалитовые разности фельзитовых порфиров, слагающие сравнительно небольшие участки лавовых покровов" [Киевленко, Сенкевич, 1983, с. 217] (фото 43).

Верхнеингодинское проявление — один из многочисленных объектов, являющихся составной частью ингодинской серии нижнего карбона и пред-

ставляющих типичный пример формации апотерригенных метаморфитов. Яшмы и яшмовидные породы залегают в тектоническом блоке среди песчаников и сланцев ингодинской серии. Структура яшм тонкозернистая, они состоят на 80—90 % из кварца. Остальные компоненты — тонкочешуйчатый мусковит, полевые шпаты, гематит, гидрогематит, хлорит, эпидот, актинолит. Текстура полосчатая, массивная, пятнистая, линзовидно-полосчатая, прожилковая. Наиболее высокой декоративностью характеризуются пятнистые яшмы. Окраска серая, голубовато-серая, белая, коричневато-бурая, красная. Полируемость хорошая. Размеры блоков, ограниченных трещинами отдельности, 0,5 × 0,5 × 0,5 м. Но при обработке яшма рассыпается на мелкие куски. Ожидается, что с глубиной блочность увеличится, а трещиноватость уменьшится. Перспективы объекта связаны с возможностью транспортировки. Глыбово-валунный материал, сложенный яшмами, широко распространен в аллювиальных и террасовых отложениях р. Кыра. Он был использован для изготовления герба г. Читы в 1993—1994 гг.

Проявление пади Уртуй находится среди карбонатно-эффузивно-терригенных отложений уртуйской свиты и относится к формации эффузивно-осадочных метаморфитов, связанных с метаморфизмом пород спилит-кератофировой формации. Открыто в 1959 г. Забайкальской экспедицией МГРИ. Протяженность выходов яшмовидных кварцитов и яшм около 1,5 км при видимой мощности до 200 м. Яшмоиды и яшмы характеризуются массивной текстурой с однотонной сургучно-красной окраской и полосчатой текстурой, которая создается чередованием сургучно-красных и зеленовато-белых полос. Проявление не изучалось с позиций качества сырья и его масштабов.

Начирское проявление яшм находится в 1,5 км к югу от пос. Кличка в пределах Начирского участка Гарсонуйского месторождения флюорита. По данным В.И. Беляевского и др. (1989 г.), представляет собой три субмеридиональные зоны брекчирования в доломитовых мраморах, по которым развиты зоны флюорита и яшмовидного тонкозернистого, частью халцедоновидного кварца (по В.И. Беляевскому — яшм). Флюорит и яшмовидный кварц представляют собой частью апокарбонатные метасоматиты, частью — жилы выполнения. Самой крупной является жила Начирская № 1, в которой со стороны лежачего бока, по В.И. Беляевскому, располагается флюоритовая часть жильной зоны, а со стороны висячего — кремнеземистая (яшмоидная). По данным разведки месторождения халцедоновидный кварц развит вдоль обоих контактов жилы, имеющей зональное строение. Протяженность по простиранию этой жильной зоны достигает 1,5 км. Флюоритовая минерализация присутствует по всему протяжению жилы, а яшмоидная имеет прерывистое строение. Отдельные фрагменты тел яшмоидов по простиранию прослеживаются на 100—600 м. Мощность яшмоидной части жилы 1—3 м.

По данным В.И. Беляевского, яшмоиды имеют достаточно хорошую блочность: от 100 × 100 × 100 до 400 × 400 × 400 мм при выходе таких блоков до 10 %. По декоративным качествам яшмоиды визуально отнесены к пейзажным и полосчатым, пятнистым разновидностям ТУ-41-07-052-90. Преобладают полосчатые с участками пятнистых, брекчированных. Цвет коричневый, желто-розовый, реже серый и светло-серый с различными по форме и размерам включениями кремнистых образований темно-коричневого, бурого, желтого и белого цветов. Яшмоиды принимают зеркальную полировку.

Существенным дефектом являются неравномерно распределенные поры и мелкие каверны. Наибольшей декоративностью обладают пейзажные яшмы брекчиевидной текстуры. Цемент брекчий — тонкозернистый кремнезем, а обломки в брекчиях (от 5—10 до 80 мм) обычно закруглены. Возможность селективной добычи яшмоидов до начала отработки месторождения флюорита осложняется тем, что они являются составной частью флюоритовых рудных тел. Необходимо определить, нет ли обратной связи в мощностях зон существенно флюоритовых и существенно кварцевых в участках выклинивания флюоритового оруденения. Тогда, не подвергая флюоритовые руды опасности разубоживания, можно отрабатывать яшмоиды. Прогнозные ресурсы оценены по категории P_2 в 13 516 т кондиционного камня.

Кайдаловское проявление находится в Карымском районе Читинской области. По данным А.Е. Ферсмана (по Реутскому, 1901 г.), К.И. Анферовой (1960 г.) и А.И. Самусина и др. [1970], у с. Кайдалово, на левом берегу Ингоды, среди вулканогенно-осадочных пород ундургинской свиты имеются выходы яшм в виде чередующихся слоев белого, серого, зеленого и красноватого оттенков. Учитывая выгодное географо-экономическое положение находки, следует провести ее ревизионное обследование с целью отбора проб и прослеживания яшмоносного горизонта. Одновременно следует провести ревизионно-оценочное обследование яшм по левобережью р. Амитхаши, где прослои яшм мощностью до 10—15 м залегают среди алевролитов, а также по левому берегу Ундурги и по правому берегу Секинды [Самусин и др., 1970].

Горбуновское проявление расположено в Нерчинско-Заводском районе Читинской области вблизи левого берега Аргуни и в 5 км к югу от с. Горбуново. Проявление известно с XVIII в., но до сих пор не изучено. Открыто, вероятно, не позднее 1717 г. Горбуновская яшма использовалась для изготовления резных портретов русских царей и великих князей нюрнбергскими мастерами, а в самом начале XIX в. на Колыванской и Екатеринбургской фабриках пытались ее применять для организации резьбы камней. А.Е. Ферсман [1961] упоминает лишь об единичных геммах, выполненных на этих фабриках. Проявление представляет собой небольшую сопку, сложенную красными яшмами. Яшмы связаны с нижнемеловыми миндалекаменными базальтами.

Тасархайское проявление кремней и яшмоидов находится в пределах Жабхаринской брахисинклинальной впадины. Жилообразные тела и линзы яшм локализованы в участках интенсивной гидротермальной проработки базальтов, андезитобазальтов и туфопесчаников. Обломки и отпрепарированные линзовидные тела яшм присутствуют как в дезинтегрированных эффузивах, так и в элювиально-делювиальных россыпях. Площадь распространения их более 1 км^2. Размеры миндалин составляют 3—18 см по длинной оси. Окраска желтая, серо-зеленая; полируемость хорошая.

Россыпные проявления яшм

Из россыпных проявлений яшм наиболее перспективно *Террасовое*, установленное и изученное нами в 1991—1992 гг. Оно локализовано в древней террасе р. Хойто-Ага и находится в 2,5 км севернее с. Сахюрта в

непосредственной близости от проявления агата, аметистовидного кварца и яшм Марьино, с разрушением северного фланга которого и связано (см. рис. 29). Песчано-галечные отложения, слагающие террасу, содержат окатанные обломки цветных, пейзажных, рисунчатых яшм, кремней и халцедонов на площади 0,3 × 2,0 км. По данным маршрутных и шурфовых работ, проведенных нами, мощность яшмоносных отложений (рис. 43) варьирует от 0,5 до 3,0 м. Обломки цветных кремней и яшм распространены по всей мощности слоя, но концентрируются на двух уровнях — в приповерхностном (почвенном и надпочвенном слоях) мощностью до 0,3 м и галечниках на глубинах 1,5—3,0 м. Мощность этого слоя изменяется от 0,3 до 0,6 м. Содержания окатанных обломков сырья 0,3—10,0 кг/м^3. Размеры их от 1,5 × 2,0 × 3,0 до 19,5 × 20,5 × 33 см, редко до 50 см. Всего отобрано 43 пробы сырья общей массой до 600 кг с целью определения выхода кондиционного сырья для изготовления брошей, галтованных изделий, кабошонов, а также коллекционного и поделочного сырья. Предварительные данные свидетельствуют о том, что, по крайней мере, 30 % сырья может быть использовано для изготовления ювелирно-сувенирной продукции. Выявлены пейзажные яшмы и кремни, однотонные либо тонально-полосчатые черного, зелено-черного, красного, кирпично- и ало-красного цветов, яшмы и кремни разнообразных сочетаний желтых, коричневых и синих тонов (фото 44).

С целью выявления механизма формирования яшм в коренном залегании исследованы материнские породы на проявлении Марьино, где в обнаженных базальтах и структурном элювии установлены караваеподобные

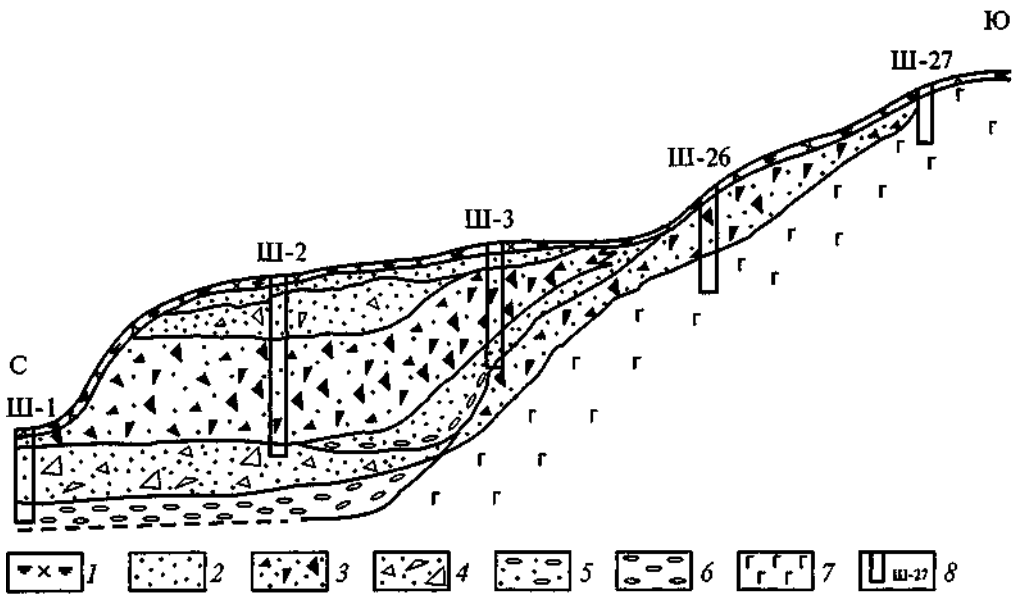


Рис. 43. Геологический разрез проявления Террасовое. Масштаб: горизонтальный 1 : 2000, вертикальный 1 : 100.

1 — почвенно-растительный слой; *2* — песок; *3* — продуктивный горизонт, песок с обломками яшм и халцедонов, базальтоидов и сланцев; *4* — песок с более редкими обломками базальтоидов и сланцев; *5* — галечник с песком; *6* — валуны; *7* — нижнемеловые долериты; *8* — шурфы и их номера.

литофизы полосчатых, концентрически-зональных яшм, субсогласных с напластованием лавы. Величина литофиз варьирует от 10 до 60 см в длину при толщине 6—25 см. Обнаружены также и жильные тела мощностью до 0,3 м. В ряде случаев яшмы рассечены сетью прожилков халцедоновидного кварца. Нередко центральная или верхняя часть литофизы сложена агатом либо халцедоном. В процессе выветривания базальтов литофизы яшм, частью цветных кремней, высвобождаются, переотлагаются и заносятся песчаным материалом.

Террасовое проявление яшм и кремней относится к экзогенному геолого-промышленному типу. Но среди промышленных типов не имеет аналогов, хотя в аллювиальных и террасовых отложениях в долине р. Тулдун, где находится известное Тулдунское россыпное месторождение агата и халцедона, присутствуют окатанные обломки яшмы. Однако на этом месторождении яшмы являются не главным полезным ископаемым, а типичными аллювиальными отложениями, тогда как на Террасовом преобладают пролювиально-коллювиальные образования над аллювиальными в связи с близостью коренного источника.

Ближе всего к Террасовому по условиям залегания подходит месторождение горы Полковник на Южном Урале, но отличается нахождением глыб и обломков яшм не в глинисто-песчаных породах древней коры выветривания, а в террасовых отложениях. В целом же ситуация, типичная для коренного залегания яшм, аналогична таковой на горе Полковник. Коренные выходы на горе Полковник представлены, по данным В.С. Шальных [Методические указания..., вып. 23, 1978], метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями улутауской свиты, прорванными диабазами и перекрыты юрскими песчано-глинистыми континентальными отложениями. На западном склоне горы Полковник развита триасовая линейно-площадная кора выветривания средней мощностью 16,5 м, максимальной — 50 м. Она имеет зональное строение (снизу вверх): зона дезинтеграции — сильно трещиноватые диабазы, содержащие гидрослюду и гидрохлорит; зона выщелачивания — глинистая зеленовато-желтая до бурой гидрослюдисто-каолинитово-монтмориллонитовая порода с реликтами структуры и текстуры диабаза; зона охристой желтовато-бурой каолинит-монтмориллонит-бейделлит-гидрохлорит-гидрослюдистой глины. Кора выветривания частично эродирована и перекрыта юрскими континентальными образованиями, которые сложены галечниками, гравелитами внизу и темно-бурыми, красноватыми, светло-серыми глинами с галькой, гнездами и линзами песка, дресвы, гравид и крупными валунами сургучной и пестроцветной яшмы (верхняя пачка). Валуны яшм встречаются и в четвертичных отложениях, образовавшихся за счет перемыва юрских отложений и триасовой коры выветривания. Следовательно, яшмы встречаются в породах разного возраста, состава и генезиса. Наибольшее значение имеет триасовая кора выветривания диабазов, являющаяся основным объектом разработки. В коре выветривания диабазов яшмы встречаются в виде отдельных глыб размером 3 × 3,5 × 8,5 м и скоплений более мелких глыб и валунов. Иногда скопления глыб образуют целые зоны до 200—300 м в длину и 60—100 м шириною. Они представляют собой, вероятно, остатки зон коренного залегания яшм, устойчивых к выветриванию. По декоративным качествам выделяются три группы яшм —

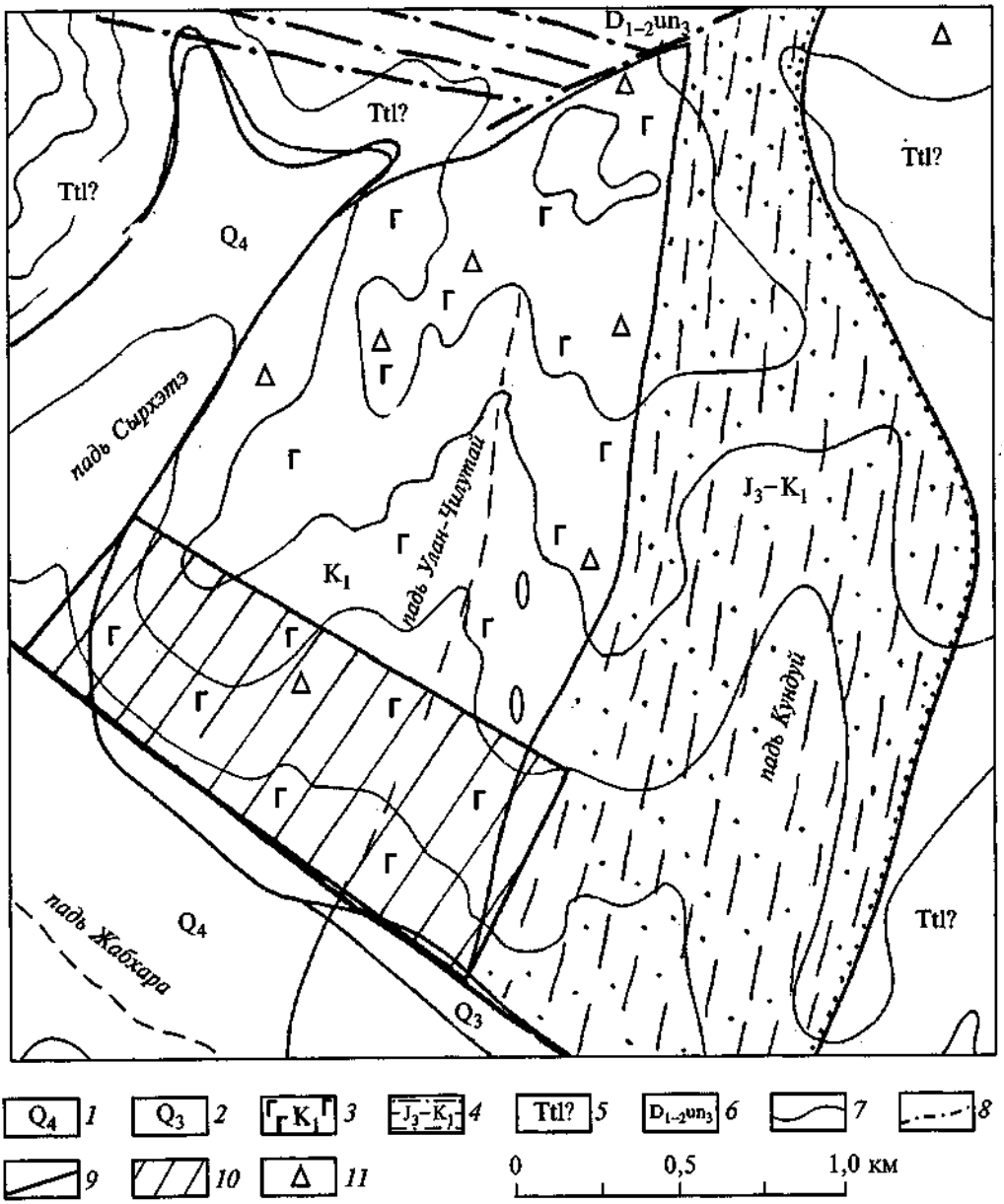


Рис. 44. Геологическая карта Улан-Чилутайского проявления цветных яшм и кремней (составлена с использованием материалов Е.В. Барабашева и Н.А. Трущевой).

1 — верхнечетвертичные и *2* — среднечетвертичные отложения; *3* — нижнемеловые базальты; *4* — верхнеюрско-нижнемеловые терригенные образования; *5* — триасовые песчаники и сланцы, предположительно тулутаевской свиты; *6* — нижнедевонско-среднедевонские сланцы; *7* — геологические границы; *8* — тектонические нарушения; *9* — автодорога; *10* — участок, обогащеный окатышами яшм и цветных кремней; *11* — точка наблюдения.

монотонные сургучно-красные, пестроцветные пейзажные и ленточные. Пестроцветные яшмы являются продуктами метасоматического перерождения ксенолитов туфогенно-кремнистых пород улутауской свиты в связи с внедрением диабазов.

На Террасовом проявлении в настоящее время аналогом юрских континентальных и аллювиальных отложений являются кайнозойские отложения террас, содержащие отпрепарированные глыбы яшм, а также не обнаруженные еще коренные образования, где яшмы сформированы на контакте триасовых вулканогенно-осадочных пород и внедрившихся долеритов. Древняя кора выветривания возможна под палеоген-неогеновыми континентальными образованиями, залегающими, видимо, на выветрелой поверхности меловых вулканогенных пород. Этот вывод дает основание для предположений о более широком развитии яшмоносных россыпей в бассейне р. Хойто-Ага и в других аналогичных ситуациях.

В центральной части поля развития террассовой россыпи на площади 0,6 км^2 общие запасы сырья могут составить 6 тыс. т.

Улан-Чилутайское проявление яшм находится недалеко от с. Цокто-Хангил в пределах Жабхаринской впадины в связи с покровами нижнемеловых базальтов и андезитобазальтов (рис. 44). Оно установлено автором при участии Т.Н. Юргенсон в 1992 г. Обломки яшм сконцентрированы в аллювиально-делювиальных россыпях в прибортовой части впадины, а также в русловых отложениях р. Жабхара. Размеры обломков составляют 4 × 5 × 8 — 5 × 10 × 15 см, полируемость хорошая, окраска яшм красно-коричневая, серая, серо-зеленая.

Фукситовый кварцит

Левоторское проявление фукситового кварцита (хр. Кодар) представлено линзообразным телом размером 25 × 2,6 м и приурочено к зоне милонитизации в позднеархейских ортоамфиболитах тепроканского метаморфогенного комплекса. Порода состоит из кварца с пропластками и отдельными чешуями фуксита, появление которого связано с источником хрома из вмещающих пород. Окраска породы изумрудно-зеленая; механическая прочность 1063,5 кг/см^2. Декоративные качества кварцита высоко оценены ГГПП "Байкалкварцсамоцветы". Проявление обнаружено при геолого-съемочных работах Ю.Ф. Харитоновым, но не изучено. Ю.Ф. Харитоновым запасы камня оцениваются в 200 т. Находится проявление в труднодоступном месте, вывоз сырья возможен только вертолетом. Тем не менее из подобных кварцитов в Индии делают кабошоны и бусы, весьма эффектные. Не исключено, что в пределах Левоторского проявления могут быть найдены высокоценные зеленые авантюрины.

Серпентинит и лиственит

Перспективные объекты серпентинита и лиственита

Восточно-Саянская зона. Как поделочный камень серпентинит оценен в основном предварительно при проведении поисково-оценочных и разведочных работ на месторождениях нефрита формации апогипербазито-

вых метасоматитов. Указывается на пригодность в этом качестве серпентинитов *Усть-Келянского*, *Улан-Ходинского*, *Ондольтойского*, *Хохюртовского* и других *месторождений и проявлений* рассматриваемой формации. Так, декоративные серпентиниты *Горлык-Гольского месторождения* признаны отвечающими требованиям промышленности и пригодными для поделок и мозаичных работ. В Восточном Саяне, в пределах Оспинско-Китойского гипербазитового массива, по руч. Змеевиковому, известны жильные серпентиниты опаловидного облика, цвета от бледно- до темно-зеленого; среди них отмечаются благородные разности водянопрозрачных эмалевидных тонов. Особенно перспективными следует считать известные аллювиальные (например, *проявление Сорокское*) и делювиальные (проявление по р. Сорок) россыпи. В бассейне рек Утата и Оронгодой, правых притоков р. Цакирка (бассейн р. Джида), в 1992 г. нами отобраны валуны и галька серпентинита, который обладает зеленой до темно-зеленого, почти черного, цветовой гаммой, мягок, хорошо полируется и с успехом может быть использован как поделочный камень, в том числе для скульптур малых форм. В 1993 г. в бассейне р. Харганта проведено опробование *Харгантинского проявления* зеленых серпентинитов; площадь их распространения достигает 2—3 км^2, в глыбовом аллювии они встречаются на протяжении 4—5 км. Серпентинит характеризуется высокими художественно-декоративными свойствами (фото 45). Проявление весьма перспективно. Режется на просвечивающие пластины толщиной 2 мм.

На ряде объектов, где серпентиниты и лиственитыи локализованы в гипербазитах и базитах, информация о последних получена лишь на уровне данных геолого-съемочных работ. В этом ряду к перспективным следует отнести приуроченное к телу метагипербазитов девочанского комплекса проявление Хочо; здесь известны зоны серпентинизации мощностью 10 м, протяженностью несколько сотен метров. На Тарынг-Юряхском проявлении тела серпентинитов в ультраосновных породах маломощны, но серпентинит имеет нефритоподобный облик.

При проведении дальнейших геолого-разведочных работ на нефрит на таких объектах целесообразны и поисково-оценочные работы на серпентинит. В частности, при планировании поисково-оценочных работ на нефрит на Шаманском гипербазитовом массиве следует учесть известные сведения о хорошей полируемости и декоративности серпентинитов даек.

В ***Северном Прибайкалье*** А.Г. Крапивиным и А.П. Тихомировым в 1980 г. изучено перспективное *Ондокское проявление*, представленное горизонтом серпентинизированных доломитов, прослеживающихся вдоль северо-западного контакта Довыренского массива основных пород с осадочно-эффузивной толщей ондокской свиты на расстоянии 4 км. Наиболее декоративные разности приурочены к контактам даек габбродиабазов, образуя линзы, гнезда, шлиры, пластообразные залежи. Размер тел 0,2—15 м^3, мощность пластовых тел 3—5 м, прослеживаются по простиранию до 60 м. Ориентировочные запасы облицовочно-декоративного камня при длине горизонта 4 км, подвеске на глубину 100 м и ширине 50 м составляют 20 млн м^3, поделочного — 200 тыс. м^3. Минимальная блочность 25 × 25 × 25 см. Текстура полосчатая, иногда массивная со сложными узорами; цвет от бледно- до густо-зеленого, иногда желтый или серовато-голубой. По декоративным свойст-

вам серпентиниты и листвениты относятся к высшим сортам. Некоторые образцы принимают полировку, близкую к зеркальной, но отдельные участки их иногда не прополировываются. По данным лабораторных исследований, порода обладает высокой прочностью, низким водопоглощением и морозоустойчивостью более чем МРЗ-25. Проявление весьма перспективно.

В большинстве случаев ставшие известными в результате геолого-съемочных работ проявления серпентинитов и лиственитов в связи с базитами и ультрабазитами обладают неясными перспективами и нуждаются в ревизионном обследовании для решения вопроса о целесообразности проведения на них поисково-оценочных работ на данные виды сырья. Это, в частности, *Давачандинское проявление* в субмеридиональном поясе мелких массивов ультраосновных пород; *Холодное* — в массиве ультраосновных пород довыренского комплекса; *Дархинтуйское проявление* серпентинита с прожилками серпофита, представленное массивом серпентинитов площадью 50 км^2. По серпентинитам отмечено развитие лиственитов. Перспективны проявления лиственита зеленовато-бурой пятнистой окраски по р. Намаме, отдельные блоки в Молодовском серпентинитовом поясе.

Другая группа серпентинитов связана с метасоматическими изменениями карбонатных пород. К ней относится *Аркиинское проявление* офиокальцита и серпентинита, локализованных на контактах доломитов быстринской свиты с гнейсированными гранитами. По породам быстринской свиты серпентиниты с удовлетворительными декоративными качествами развиты и на *Запокровском проявлении.* В пределах *Ируновского* полиметаллического *месторождения* в Приаргунье В.Г. Васильевым (ЗабНИИ) в 1992 г. отмечены высокодекоративные серпофиты. Учитывая, что серпофиты близки по свойствам благородным серпентинитам, необходимо провести оценку этого объекта для определения возможности вовлечения его в сферу производства.

Перспективные площади на серпентинит и лиственит

Отдельные проявления серпентинитов и площади их распространения уже рассмотрены. Здесь остановимся лишь на некоторых перспективных площадях.

В *Аргунской зоне* серпентиниты в карбонатных породах быстринской свиты сопровождаются тремолитизацией и скаполитизацией доломитов и доломитистых известняков. Тела серпентинитов развиты в междуречье Ушумукана и Ушумуна. Серпентинизированные перидотиты [Мисник, 1970] образуют залежи протяженностью до 11 км при ширине до 1 км в 7 км к северу от с. Кудечи в левобережье Шилки. Их простирание (СВ) совпадает с простиранием структур кулиндинской свиты. Серпентинизированные перидотиты представляют собой темно-серые, почти черные породы массивной текстуры. Под микроскопом видно петельчатое строение серпентина. Между петлями отмечаются реликты зерен пироксена и оливина. Серпентин слагает основную массу породы и представлен волокнистым и листоватым антигоритом, развиваясь по оливину и тремолиту. По данным В.Ю. Шенфиля и И.Д. Чацкиса [1970], серпентиниты, связанные с метаморфическими терригенно-карбонатными толщами ононской свиты, развиты по р. Куренга при слиянии ее с правым притоком в 2 км выше с. Кислый Ключ.

Довольно крупные вытянутые в СВ направлении тела серпентинитов среди пород кулиндинской свиты закартированы в бортах долины р. Шилка в районе с. Усть-Удыча и по правобережью р. Шилка. В районе с. Молодовск, в толще ононской свиты (кулиндинской — по В.Ю. Шенфилю и И.Д. Чацкису) развиты листвениты. Они представляют собой зеленовато-красноватую сланцеватую породу, состоящую из брейнерита, кальцита, кварца и фуксита с примесью амфибола, оливина, серпентина, талька и гидроксидов железа. Листвениты перемежаются с серыми и красноватыми микросланцами. Мощность пачек лиственитов и их протяженность не установлены. На площадях развития указанных пород рекомендуется постановка ревизионных работ на благородный серпентинит, офиокальцит, нефрит. Так, по данным А.Д. Сергеева и Т.С. Филатовой (устное сообщение), нежно-желто-зеленые, канареечно-желтые серпентиниты и офиокальциты, прекрасно принимающие полировку и пригодные для вырезания скульптур малых форм, изготовления кабошонов и бус, широко развиты в пределах Быстринского поля развития скарнов.

Площади серпентинитов, связанных с базитами и ультрабазитами, известны во многих местах. В правобережье р. Нилхиси среди раннепротерозойских метаморфических пород развиты раннепротерозойские серпентиниты и в различной степени серпентинизированные габбро, габбродиориты [Победаш, Павлова, 1974]. Они образуют интрузивные залежи мощностью 80—250 м и протяженностью до 2 км. Серпентиниты представляют собой тонкозернистые с восковым, эмалевидным блеском и ровным или занозистым изломом породы. Они мономинеральны и состоят из хризотила. Длина волокон хризотила 0,02—0,4 мм, изредка присутствует хризотил-асбест с длиною волокон до 2—3, редко 12 мм. Структура пород фибролитовая, петельчатая, поперечно-волокнистая. Подобные же породы распространены к западу от рассмотренной площади. Серпентинизированные габбро и габбродиориты закартированы Е.М. Лейфманом и др. в зоне Могочинско-Бушулейского разлома в районе горы Могоча и в бассейне р. Желтуга, где мелкие тела образуют целую полосу [Лейфман и др., 1971].

Офиокальцит

Широкое развитие метасоматических процессов в древних терригенно-карбонатных толщах обусловило образование офиокальцитов, характеризующихся широкой гаммой структурно-текстурных признаков и окраски, определяющих декоративность этого сравнительно дешевого камня. На изучаемой территории зарегистрировано более десятка объектов. Следует выделить три группы.

Первая из них, *Восточно-Саянская*, объединяет проявления офиокальцитов по магнезиальным карбонатным породам (проявление на водоразделе истоков Улзыты — Хойто-Гаргана, описанное А.М. Рогачевым и Ю.П. Катюхой в 1980 г.), ассоциирующим с серпентинитами, нередко нефритоносными (*Горлык-Гольское*) (А.З. Галимов, Н.Ф. Певченко, 1974 г.), а также по карбонатным породам в виде ксенолитов в ультрабазитах, диоритах, диоритовых порфиритах и гранитоидах Гарганского массива (*Окинское* и *Он-*

дольтойское). Офиокальциты контактовых зон Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Горлык-Гольское проявление) характеризуются широким спектром окраски от голубовато-серой до светло-желтой и зеленой различной тональности и отвечают требованиям ТУ 41-07-052-90.

Весьма перспективно *Горлык-Гольское проявление*, находящееся в левобережье среднего течения р. Горлык-Гол. Междуречье Хуша-Гола и Озерного. Расположено в Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве среди пород ильчирского комплекса и ильчирской свиты протерозоя. Здесь, по данным А.З. Галимова и Н.Ф. Певченко (1974 г.), А.Н. Сутурина и Р.С. Замалетдинова (1974 г.) и В.Н. Богорадникова и А.П. Кривокрисова (1981 г.), линзо-, пластообразные тела серпентинитов мощностью 0,5—0,6 км прослежены в эндоконтактах, зонах рассланцевания в центральной части массива. Вдоль зон рассланцевания и метасоматоза по серпентиниту развиваются тремолиты и тальк-карбонатные породы. В серпентинитах подошвы южного гипербазитового тела выявлены прожилки офиокальцита мощностью до 10 см, длиной до 30 м; офиокальцит полосчатый за счет чередования светло-серых кальцитовых и светло-зеленых хризотиловых полос. На площади Горлык-Гольского месторождения нефрита среди метаморфизованных пород выявлены мраморизованные известняки черного цвета с точечными (0,1—4 мм) белыми включениями кальцита. Серпентинит массивный, скрытокристаллический, участками рассланцован, сильно трещиноват; по трещинам наблюдаются прожилки болотно-зеленого серпофита. Цвет темно-, травяно-зеленый с желтым оттенком. Характерна кирпично-красная корочка выветривания мощностью до 1 см. Отвечает требованиям ТУ-41-07-052-90. Пригоден для поделок и облицовочно-мозаичных работ. Офиокальцит имеет тонкополосчатую текстуру, в сочетании с секущими прожилками обусловливающую его декоративность; отвечает требованиям как поделочный камень. Известняк по декоративным свойствам соответствует требованиям к сырью для производства облицовочных плит, трещиноватость незначительна.

Другая группа проявлений офиокальцита (*Каменное, Крутое, Шундуинское*) известна в Балейском районе Читинской области и связана с метасоматическими преобразованиями терригенно-карбонатных пород борщовочной серии, находящихся в виде ксенолитов в ундинских гранитах. В процессе геолого-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 Е.А. Беляковым, С.П. Шубкиным и И.П. Боляковым обнаружены три зоны распространения высокодекоративных офиокальцитов. Проведенные в 1993 г. нами ревизионные работы показали высокую технологичность сырья. На проявлении Каменном в полотне траншей вскрыты крупные (0,2 × 0,2 × 0,5 — 1,0 × 1,0 × 0,5 м) линзо-, караваеобразные блоки офиокальцита с мучнисто-пористой коркой кальцита толщиной 1—3 см. Офиокальцит имеет сочную окраску зеленых, желто-, оливково-зеленых и коричневых тонов. Отдельные блоки сложены зеленовато-коричневым камнем, просвечивающим красно-оранжевым за счет тончайших вростков гетита (фото 46). По полируемости выделяются два сорта, отличающихся числом генераций кальцита. Офиокальцит, характеризующийся постепенными переходами от мелко-тонкозернистого мрамора к гидрослюдисто-серпентиново-кальцитовым агрегатам, принимает зеркальную полировку пережженным двухромово-оксидным аммонием в одно касание после тщательной доводки на алмазированном резиновом диске с

зерном 5—10 мкм. Разновидность салатно-зеленого офиокальцита, рассеченного сетью поздних прожилков кальцита, требует очень тщательной доводки на алмазированном резиновом диске с зерном 3—5 мкм и полировки оксидом хрома на тонком (биллиардном) сукне. Офиокальцит легко окатывается в бусины и при галтовке может полироваться белыми полировальниками после тщательной трехстадийной подшлифовки. Готовность подшлифовки определяется несмачиваемостью бусин водой, которая собирается в мелкие капли на их поверхности. Проявление Каменное как легко доступное и наиболее изученное рекомендуется для геологического изучения с опытной эксплуатацией. Офиокальциты Шундуинского проявления отличаются развитием в них высокодекоративных розовых разностей. Рассмотренные проявления офиокальцита — не единственные в левобережье Унды. Они встречаются в пределах Андрюшкинского золоторудного поля и в других местах. Сложившаяся инфраструктура позволяет длительную деятельность предприятия по добыче и переработке офиокальцита в г. Балей.

Третья группа объединяет проявления офиокальцита в полях развития карбонатных пород Приаргунья, по Газимуру (*Быстринское, Падь Курочкина, Камаре* (*Аркия*)), в пределах Акатуевского, Запокровского, Кличкинского и других рудных полей, в местах контактовых воздействий палеозойских и юрских гранитоидов на карбонатные породы нортуйской, глубокинской, аркиинской, быстринской и култуминской свит.

Отдельные находки офиокальцитов известны по р. Пешкова на северном склоне Борщовочного кряжа в пределах Ургучанского пегматитового поля невдалеке от одноименного шеелитового месторождения. Декоративные кальцифиры и офиокальциты отмечены также в пределах площадей, охарактеризованных в табл. 24, 30, 31.

Нами офиокальцит ярко-желтого цвета отмечен в 1992 г. в мраморах окрестностей Усутайского проявления родонита. Офиокальциты нередко встречались при съемках масштаба 1 : 50 000 в Кодаро-Удоканской зоне в мраморах борсалинской серии и других толщ.

Все эти находки могут иметь практическое значение лишь при условии экономической рентабельности их изучения и добычи.

Агальматолит

В Забайкалье известны три объекта с агальматолитом. Все они отнесены к формации апокарбонатных метасоматитов.

Бырхэ-Шибирское месторождение расположено на водоразделе рек Бырхэ-Шибирь и Хаил и локализовано на контакте мраморизованных известняков и кальцифиров курбинской свиты кембрия с гранитами баргузинского интрузивного комплекса. Чисто агальматолитовая порода представляет собой агрегат диккита (82—97 %), гидроксидов железа (2—15 %), карбоната. Мощность линз агальматолита варьирует от 4 до 10 м при протяженности 20—95 м. Запасы по категории C_1 составляют 21,98 тыс. м^3. Размеры естественных блоков находятся в пределах 15 × 20 × 10 — 50 × 60 × 100 см, сопротивление сжатию — от 493—568 до 754,5 кг/м^2. Камень хорошо обрабатывается и полируется. Цвет от темно- до серовато-вишневого и серо-зеленого. На месторождении проведена предварительная разведка. Возможна

опытная эксплуатация. Агальматолит прекрасно поддается обработке и может быть использован для изготовления скульптур малых форм.

Улан-Гантыйское проявление находится в приустьевой части р. Бырхэ-Шибирь, представляет собой один из фрагментов Бырхэ-Шибирской агальматолитоносной зоны и имеет аналогичное строение с вышеописанным объектом. Детальных работ не проводилось. Охарактеризовано по результатам геолого-съемочных работ масштаба 1 : 300 000 Ю.И. Тулугуровым и В.Н. Богорадниковым (1968 г.) и В.И. Агеевым и Ю.Ф. Харитоновым (1980 г.). Учитывая нахождение указанных объектов в единой структуре, можно полагать возможность крупного объекта.

Култуминское проявление агальматолита приурочено к контакту мраморизованных известняков быстринской и алтачинской свит с триасовыми и юрскими интрузиями, расположено в пределах одноименного полиметаллического проявления (устные данные А.Д. Сергеева).

Окаменелое дерево

Окаменелое дерево используется в качестве поделочного сырья или материала для изготовления культовых предметов с давних времен. Известно оно и в Забайкалье, по крайней мере, в двух районах — в долинах рек Витим (в районе с. Романовка) и Унда (в Балейском районе Читинской области).

В долинах Витима и его притоков, в неогеновых отложениях в обрывах левого берега р. Холой, в его русле и аллювиальных отложениях, в бассейне р. Апхарок, в районе оз. Витлаус распространены в различной степени окремненные стволы деревьев рода Cedrus. Размеры их достигают 0,8 м в поперечнике и 5—6 м в длину. Обычно же в рыхлых песчаниках или песчано-галечном материале находятся фрагменты окремненных стволов, отщепков. Цвет их варьирует от черного до серого. Встречаются желтовато-, голубовато-, зеленовато-серые фрагменты (фото 47). Окраска определяется степенью окремненности. В долине р. Апхарок они окрашены то в почти черный, то в светло- и кремово-серый цвета. Камень хорошо принимает полировку. В случаях, когда древесина разбита продольными трещинами, по ним развиваются тонкие корочки и сыпь светло-дымчатого кварца, кристаллики которого нередко образуют двухголовики величиною 0,5—2,0 см. Окремненные стволы кедра по р. Апхарок нередко обладают высокой радиоактивностью. Поэтому использование их сопряжено с необходимостью дозиметрического контроля. Добыча окаменелого дерева не требует особых затрат. По визуальной оценке со 100 м^2 площади поймы р. Холой можно без труда собрать от 100 до 200 кг сырья с выходом сортового камня до 20—30 % для мелких поделок.

В долине Унды окаменелое дерево встречается в виде отдельных окатанных фрагментов стволов величиною до 10—15 см в валунно-галечных отложениях окрестностей г. Балей. Самостоятельного значения как объект добычи оно, вероятно, не имеет, хотя в базальтах и андезитобазальтах левобережья Унды встречаются целые поля окаменевших пней, вплавленных в лаву. Они находятся между реками Талангуй и Средний Голготай. Диаметр пней 10—30 см. Местные скотоводы используют их в качестве ко-

новязи. Пробная полировка показала, что часть их обладает хорошо выраженным рисунком годовых колец и может быть использована для камнерезных работ [Юргенсон, 1997а].

Флюорит

Забайкалье относится к одной из крупнейших флюоритоносных провинций мира. Общее число промышленных месторождений флюорита около 30. На 14 из них известен поделочный флюорит. Специальных работ, в которых флюорит рассматривался бы как поделочное сырье, не проводилось, хотя именно это его утилитарное свойство неоднократно обсуждалось в специальной [Ферсман, 1961; Киевленко, 1980б; Киевленко и др., 1987], периодической и научно-популярной литературе [Юргенсон, 1971, 1980, 1991б; Кренделев, 1985]. К числу наиболее популярных флюоритов, известных на территории Забайкалья, относятся полосчатые, концентрически-зональные коричневые и фиолетово-коричневые калангуйские, лиловые и сиреневые — *жилы Гаражной*, фиолетово-, иногда голубовато-зеленые и зеленовато-желтые усуглинские, ярко-зеленые солонеченские, светло-розовые, голубовато-зеленые абагайтуйские, медово-коричневые и медово-желтые начирские (фото 48—51).

Перечисленные цветовые разности массивного или массивно-полосчатого флюорита используются камнерезами-любителями для изготовления пришлифовок и сувениров. Кроме названных выше, высокой декоративностью отличаются флюориты *Улунтуйского месторождения*, цветовая гамма которых шире, чем у усуглинских. В определенной мере аналогом собственно калангуйского флюорита, в основном отработанной жилы Главной, где наряду с флюоритом было очень много великолепного поделочного и коллекционного пирита, ныне уже использованного для производства серной кислоты на предприятиях Приаргунского ПГХК, является флюорит Березовского месторождения вблизи г. Балей, на восточном фланге Среднеголготайского рудного поля.

В целом, при необходимости, месторождения флюорита Забайкалья могут обеспечить камнерезным сырьем любую потребность. К числу источников поделочного флюорита, запасы которых достаточны для обеспечения камнерезной промышленности, относятся месторождения *Улунтуйское, Брикачанское, Номто-Шибирское, Наранское, Калангуйское, жила Гаражная, Гарсонуйское, участки Начирский, Олимпийский* и пр., *Урулюнгуйское* и др.

По аналогии с Дербширом в Англии, где существовала целая промышленность по обработке этого камня [Ферсман, 1961; Юргенсон, 1991б], только на сырьевой базе поделочного флюорита может быть организовано уникальное производство по выпуску из него различных камнерезных изделий.

Декоративные карбонатные и другие минеральные агрегаты

На территории Забайкалья известны многочисленные находки археоциатовых, строматолитовых и коралловых известняков, которые могут быть использованы в качестве материала для изготовления письменных

приборов, подсвечников, торшеров. Они распространены в карбонатных толщах рифея и нижнего палеозоя (*Зун-Аралтуйское проявление*, к северу от с. Нерчинский Завод; в окрестностях пос. Николаевка Александрово-Заводского района Читинской области и др.). Определенный интерес как поделочные камни могут представлять красные до фиолетовых сферолитовые радиоляриты.

Возможности для новых находок декоративных разностей различных пород и минеральных агрегатов на территории Забайкалья практически не ограничены. Это относится ко всем генетическим типам пород — от осадочно-метаморфогенных до магматических.

Например, как поделочное сырье могут быть использованы санидиново-морионовые трахириолиты абагайтуйского субвулканического комплекса, пещерные ониксы Приаргунья, кварцево-турмалиновые гальки *Даурской турмалиноносной полосы.* В пределах распространения ножийской свиты верхнемелового возраста в Среднем Прононье, долине Аргуни от г. Забайкальск до пос. Ишага, в долине р. Сухой Урулюнгуй в благоприятных аккумулятивных условиях находятся россыпи высококачественных яшмы, яшмоидов, опала и халцедона, кахолонга и других камней.

В древних захоронениях и могильниках, плиточных могилах в районе сел Гуней на Ононе, Арта на Ингоде и в других местах, как установлено профессором И.И. Кирилловым, постоянно встречаются изделия и заготовки из пирофиллита. Этот камень, легко поддающийся обработке, в Китае до сих пор широко используется в камнерезном деле. Возможно, источник камня местный, но до сих пор не найдены его месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Забайкалье представляет собой один из уникальных регионов Земного шара по сочетанию геологических ситуаций, порождающих многообразие месторождений самоцветов. Ограночные камни — минералы группы берилла (аквамарин, гелиодор и воробьевит) и турмалина (рубеллит, верделит, полихромные его разности), а также топазы, группа кварца (горный хрусталь, раухтопаз, морион, розовый кварц и редко, аметист и цитрин) — генетически и пространственно связаны с пегматитами реоморфических гранитов борщовочного типа, широко развитых в связи с влиянием Монголо-Охотского, Станового, Восточно-Саянского и Абчадского тектонических швов глубокого заложения. Свойства гранитоидных систем, соответствующих комплексу признаков, характерных для многофазного Борщовочного батолита, присущи Халзанскому и Малханскому батолитам, гранитоидам, тяготеющим к Абчадскому и Главному Саянскому швам и т.д. Но непосредственно пегматитоносны наиболее поздние, преимущественно лейкократовые миароловоносные граниты, секущие собственно реоморфические гранитные батолиты.

На топаз и берилл наиболее перспективны миароловые микроклиново-мусковитовые и микроклиново-альбитово-бериллово-топазовые с лепидолитом и рубеллитом пегматиты. Нет принципиальной разницы в возрасте пегматитоносных гранитоидов. Все зависит от вероятности сохранения миароловых пегматитов от эрозии. Только поэтому все-таки основная масса берилло- и топазоносных пегматитов и миароловых гранитов обнаруживается в связи с мезозойскими гранитами кукульбейского, кондуйского, гуджирского, асакан-шумиловского, яблонового и других редкометалльных комплексов. Миароловые пегматиты развиты в основном в реоморфических гранитоидах или породах, претерпевших гранитизацию, прорванных куполо- или штокообразными телами средне-верхнеюрских гранитов, являющихся продуктами плавления реоморфических гранитов или пород субстрата. Камерные пегматиты присущи прикупольным частям интрузии аляскитовых гранитов или непосредственно локализованы в купольных частях тел редкометалльных гранитов. Околопегматитовые ореолы в гранитоидах характеризуются относительно слабоконтрастными геохимическими аномалиями редких и летучих элементов. Это связано с тем, что вероятность формирования миарол и погребов с кондиционными камнями обусловлена высокой степенью закрытости минералообразующих систем.

Пегматиты с цветным турмалином развиты в связи с теми же гранитоидами, но вероятность широкого развития боросиликатов обусловлена бор-

ной специализацией пород субстрата, по составу приближающихся к плагиогранитам или кварцевым диоритам, что отчетливо увязывается с локализацией их в диоритогнейсах (Малханское поле [Загорский, Перетяжко, 1992]) или в биотитовых кварцево-плагиоклазовых кристаллических сланцах с примесью амфибола (Савватеевское в Шивкинском поле, Гурсалак в Дарья-и-Пичском, Нуристан). Важнейший признак турмалиноносных пегматитов — широко известное развитие в продуктивном клевеландитовом комплексе олигоклаза вместо альбита, что также указывает на влияние состава пород субстрата реоморфических гранитов.

Камерные и миароловые пегматиты соответствуют центральным частям рудной зональности, обрамляющей крупные батолиты. Со становлением последних связано формирование пегматитов как с драгоценными камнями, так и различного оруденения по их периферии. Абсолютное большинство крупных батолитов характеризуется субконцентрической минерагенической зональностью, в центральной части которой находятся пегматиты с самоцветами, а в обрамлении по мере удаления от центра — месторождения тантала и ниобия, лития, вольфрама, молибдена, золота, серебра, сурьмы и ртути. В распределении пегматитов по глубине их образования внутри пегматитоносной купольной структуры существует единая зональность, отражающая удаленность от гранитного тела: камерные, миароловые, редкометалльные бесполостные. В этом направлении уменьшается продуктивность пегматитов на драгоценные камни. В рудно-магматических системах, где отчетливо проявлены все фации от гранитного тела и его апикальных частей до грейзенизированных вмещающих пород (Адун-Челон-Шерловогорская система), видны переходы от миароловых и камерных пегматитов к миароловым гранитам и грейзенам. Если зона развития пегматитов характеризуется максимальным проявлением высококачественных, но относительно однообразных цветных камней, то в миароловых гранитах и переходах к грейзенам увеличивается многообразие их форм в ущерб качеству. Месторождения группы берилла и топаза формации миароловых гранитов объединяются в Шерловогорскую, Малханскую, Орекитканскую, Яхактинскую и Желтугинскую зоны.

Месторождения горного хрусталя образуют две хрусталеносные провинции: Северо-Восточно-Забайкальскую как продолжение Алданской (Южно-Якутской) формации безрудных хрусталеносных жил и Южно-Забайкальско-Монгольскую хрусталеносных пегматитов.

Забайкалье в результате работ последних лет стало одним из крупнейших нефритоносных регионов мира. Месторождения нефрита формаций апогипербазитовых и базитовых метасоматитов и жил объединяются в Восточно-Саянскую провинцию, а апокарбонатных метасоматитов и жил — в Муйско-Становую и прогнозируемую Пришилкинскую.

Если яшмы связаны в основном с преобразованиями палеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и частью с процессами мезозойского наземного и подводного вулканизма, то халцедоны, агаты и рисунчатые кремни являются преимущественно продуктами средне- и позднемеловой вулканической деятельности в структурах глубокого заложения, развитых в обрамлении впадин забайкальского типа. Агатоносные структуры имеют в основном северо-восточное простирание, совпадающее с гене-

ральным направлением этих структур, на юго-западе уходящих в пределы Монголии, на северо-востоке — в бассейн Верхнего Амура и Зеи, образуя огромную внутриконтинентальную Забайкальско-Монгольскую агатоносную провинцию, включающую десять зон. Из них семь (с ЮЗ на СВ Джидинская, Хилокско-Чикойская, Приононская, Удино-Витимская, Приаргунская, Пришилкинская и Зейская) находятся на территории России, три (Селенгинская, Гобийская и Улдза-Гол-Керуленская) — в Монголии [Юргенсон, 1995].

Наряду с всемирно известной Уральской родонитоносной провинцией высвечиваются совершенно четкие перспективы промышленных месторождений родонита. Имеются предпосылки для обнаружения промышленных месторождений минералов группы лазурита-содалита. Велики перспективы на хризолит и пироп наиболее важной формации базальтов с включениями глубинных пород и связанных с ними россыпей.

К концу двадцатого столетия на территории Забайкалья открыто около 900 объектов 60 видов камнесамоцветного сырья. Это создает надежные предпосылки для организации и развития не только добычи, но и широкомасштабной ювелирной и камнерезной промышленности с полным циклом переработки камня и выпуска ювелирных изделий с использованием добываемого золота. Необходимо отказаться от сложившейся довольно устойчивой тенденции бесконтрольного вывоза сырья за пределы региона. Со стороны зарубежных фирм существует огромный спрос на светлый и салатный нефрит апокарбонатной формации, светлые и голубые халцедоны, ярко-голубой невыцветающий аквамарин, арбузный и красно-коричневый турмалин.

Для рационального использования имеющихся ресурсов цветного камня во избежание бесконтрольной добычи и вывоза его за границу необходимо изменение правовой основы недропользования в части камнесамоцветного сырья.

Для успешных поисков, оценки и прогноза месторождений цветного камня необходима разработка количественных критериев выявления физико-химических и геодинамических характеристик минералообразующих систем, обусловливающих вероятность образования минеральных индивидов и агрегатов со степенью совершенства кристаллического строения, определяющего их утилитарные свойства.

В связи с тем что нередко камнесамоцветное сырье является составной частью других полезных ископаемых, необходима разработка рациональных схем их добычи с учетом комплексного и безотходного использования минеральных ресурсов и сложившихся экологических требований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алешко Ю.Б., Столбина И.В. Государственная геологическая карта СССР. 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXXIII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1978. — 78 с.

Аль-Бируни. Собрание сведений для познания драгоценностей. Минералогия. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 518 с.

Амазонит / А.Я. Вохменцев, М.Н. Остроумов, Ю.Б. Марин и др. — М.: Недра, 1989. — 192 с.

Амштутц Дж., Банк Г. Геологические, петрографические и минералогические наблюдения в некоторых месторождениях изумруда, танзанита, цаворита и рубина в Танзании и Кении // Реферативная информация (ювелирные, ювелирно-поделочные и поделочные камни): Библ.-реф. сб. — М.: Мингео СССР, 1980. — Вып. 7. — С. 32—33.

Аристов В.В., Петрова М.Г., Королев Б.Н. и др. Структура рудопроявления и условия образования Шерловогорского гранитного интрузива // Геология руд. месторождений. — 1961. — № 6. — С. 41—53.

Бажин Ю.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Саянская. Лист N-49-V. Объясн. зап. — Улан-Удэ: БГУ, 1965. — 120 с.

Бажин Ю.М., Сорокин В.А., Дарижапов А.Д. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-49-XXXV: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1984. — 103 с.

Бакакин В.В., Белов Н.В. Кристаллохимия берилла // Геохимия. — 1962. — № 5.

Балицкий В.С., Лисицина Е.Е. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. — М.: Недра, 1981. — 158 с.

Балицкий В.С., Махина И.Б., Емельченко А.Г. и др. Об условиях образования кристаллов фосфорсодержащего розового кварца // Докл. АН. — 1996. — Т. 349, № 3. — С. 358—360.

Банк Г., Гюбелин Э. Месторождение изумрудов и александрита близ озера Маньяра (Танзания) // Реферативная информация (ювелирные, ювелирно-поделочные и поделочные камни): Библ.-реф. сб. — М.: Мингео СССР, 1980. — Вып. 5. — С. 89.

Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. — Т. 2. — 360 с.

Барабашев Е.В., Трущева Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XI: Объясн. зап. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 81 с.

Барабашев Е.В., Трущева Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-VII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1983. — 127 с.

Барабашев Е.В., Трущева Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1984. — 110 с.

Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема. — М.: Наука, 1984. — 140 с.

Беляков Е.А., Чабан Н.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XVII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1963. — 80 с.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 330 с.

Богданов Ю.В., Феоктистов В.П., Чечеткин В.С. Металлогеническая карта Кодаро-Удоканского прогиба и его обрамления. 1 : 200 000: Объясн. зап. — Л.: ВСЕГЕИ, 1989. — 48 с.

Бойко С.М. Типоморфные особенности кварцев и сульфидов в месторождениях оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья // Типоморфизм минералов и его прикладное значение: Сб. — Чита: Читинское отд-ние Всесоюз. минер. о-ва, 1983. — С. 7—10.

Бойко С.М., Гребенщикова В.И., Трошин Ю.П. Использование типоморфных особенностей минералов грейзенов при поисках цветных камней (на примере Шерловой Горы) // Типоморфизм минералов и его прикладное значение. — Чита: Читинское отд-ние Всесоюз. минер. о-ва, 1983. — С. 112—116.

Болдырев А.К., Луи Я.А. Разведка коренных месторождений руд вольфрама, олова, висмута и бериллия на Шерловой Горе (в Забайкалье) и дополнительные данные разведки россыпей там же в 1928 и 1929 гг. // Горн. журн. — 1929. — № 8, 9. — С. 1338—1364.

Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Габов Н.Ф. Характерные метаморфические формации Байкальской горной области // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. — Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1986. — 198 с.

Геологическая карта Читинской области. 1 : 1 000 000 / К.К. Анашкина, Н.Я. Никульников, А.Ф. Озерский и др. — М.: Мингео СССР, 1979.

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части Монголии. 1 : 1 500 000 / З.М. Анисимова, В.П. Арсентьев, В.И. Давыдов и др. — М.: Мингео СССР, 1980.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-49-XXXII: Объясн. зап. / П.Б. Дедюхин, А.Д. Митчин, Ф.Г. Рейф и др. — М.: Недра, 1971. — 72 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXIII: Объясн. зап. / В.И. Колесников, В.И. Кричевец, Л.С. Симонова и др. — М.: Мингео СССР, 1985. — 91 с.

Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья / Г.А. Юргенсон, В.С. Чечеткин, В.М. Асосков и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1999. — 574 с.

Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте масштаба 1 : 500 000 / К.К. Анашкина, К.С. Бутин, Ф.И. Еникеев и др. — Чита: Читагеолком, 1997. — 239 с.

Геруволь М.Т., Алхазов В.Ю., Юргенсон Г.А. Минералогия продуктивных минеральных комплексов пегматитов с драгоценными камнями Нуристана (ДРА) // Самоцветы. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980. — С. 63—70.

Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л.Б., Николаев Ю.Т. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1979. — 75 с.

Гладышев М.А., Гладышева С.С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 80 с.

Глуховский М.З. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXX: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1978. — 117 с.

Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. — М.: Недра, 1987. — 368 с.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. Ксонотлитовые жилы Чинейского расслоенного массива // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собр. Минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996. — С. 66.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-49-XXVIII (Орколикан): Объясн. зап. / А.Н. Артемьев, Ф.И. Иванов, Ю.С. Тарасов и др. — М.: Мингео СССР, 1984. — 99 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-49-XXVII (р. Чая): Объясн. зап. / А.Н. Артемьев, Ф.И. Иванов, Ю.П. Цыпуков и др. — М.: Мингео СССР, 1984. — 50 с.

Гранадчикова Б.Г., Никольская Л.В., Самойлович М.И. О природе окраски натуральных и синтетических сапфиров и экспрессный метод их идентификации // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 246, № 3. — С. 599—601.

Григоров В.Т., Григорова П.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXVI: Объясн. зап. — М.: Недра, 1968. — 88 с.

Грудинин М.И., Секерин А.П. Новый тип нефритовых месторождений Средне-Витимской горной страны // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. — Иркутск, 1977. — С. 172—177.

Гунбин В.Д., Чербянова Л.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-IV: Объясн. зап. — М.: Недра, 1968. — 78 с.

Гюбелин Э. Александрит с озера Маньяра, Танзания // Реферативная информация (ювелирные, ювелирно-поделочные и поделочные камни): Библ.-реф. сб. — М.: Мингео СССР, 1980. — Вып. 5. — С. 91—94.

Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1 : 500 000. — Улан-Удэ: Мингео СССР, БТГУ, 1981. — 148 с.

Демин А.Н., Демина Т.В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-49-XXVI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1973. — 92 с.

Дзевановский Ю.К. О новой находке нефрита в Восточной Сибири // Докл. АН СССР, Нов. серия, 1946. — Т. 58, № 3. — С. 243.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации метаморфизма умеренных давлений. — М.: Недра, 1972. — 288 с.

Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое / Под ред. В.И. Смирнова. — М.: Наука, 1973. — 221 с.

Дроздов В.П., Евтропов А.А., Шатнов Ю.А. Геологические особенности и принципы предварительной оценки месторождений кварцевого сырья: Обзор. — М.: ОНТИ ВИЭМС, 1984. — 61 с.

Дроздов В.П., Комов И.Л., Воробьев Е.И. Поиски и оценка месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. — М.: Недра, 1986. — 224 с.

Еремеев П.В. О кристаллах берилла из Кукусыркенского кряжа в Нерчинском горном округе // Зап. Минерал. о-ва. — Ч. XXXIII: Протоколы, 1985. — С. 28—29.

Ермаков Г.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Западно-Забайкальская. Лист М-49-II: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1983. — 84 с.

Ефимов А.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XXIII: Объясн. зап. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 84 с.

Ефимов А.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XXIV: Объясн. зап. — М.: Недра, 1964. — 28 с.

Жалсабон Д. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-50-IX: Объясн. зап. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. — 224 с.

Зайцев П.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-50-I: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1971. — 95 с.

Зайцев П.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-49-XXXVI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1979. — 62 с.

Замалетдинов Р.С., Якшин И.С. Геологические особенности и условия формирования Восточно-Саянских месторождений нефрита // Разведка и охрана недр. — 1971. — № 8. — С. 15—17.

Иванов Л.Е. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-49-III: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1975. — 98 с.

Кибанов Г.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-50-II: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1971. — 126 с.

Киевленко Е.Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. — М.: Недра, 1980а. — 168 с.

Киевленко Е.Я. Цветные камни — сырьевые ресурсы и некоторые пути геологического изучения // Драгоценные и цветные камни. — М.: Наука, 1980б. — С. 5—10.

Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. — М.: Недра, 1983. — 262 с.

Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. — М.: Недра, 1982. — 279 с.

Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драмтева Е.Е. Декоративно-коллекционные минералы. — М.: Недра, 1987. — 221 с.

Киселев В.И. Рубиновые и сапфировые разновидности корундов Юго-Западного Памира // Докл. АН ТаджССР. — 1977. — Т.20, № 6. — С. 42—52.

Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). — Свердловск: УрО АН СССР, 1991. — 130 с.

Кислов Е.В. Голубой диопсид Йоко-Довыренского массива // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собр. Минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996. — С. 15—16.

Козлов В.А., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-50-VIII: Объясн. зап. — М.: Аэрогеология, 1982. — 92 с.

Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России. Ч. II. — СПб.: Типография И.И. Глазунова и К, 1856. — 412 с.

Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965. — 150 с.

Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах // Тр. Ин-та геологии и геофизики. — Новосибирск: Наука, 1976. — Вып. 261. — 239 с.

Колесников В.И., Степанова Н.И., Симонова Л.С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXXIV: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1980. — 102 с.

Комаров П.В. О взаимоотношениях магнезиальных и известковых скарнов на месторождении Железный Кряж в Восточном Забайкалье // Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. — Иркутск: ВСГИ, 1960. — Вып. 1. — С. 174—181.

Корнилов Н.И., Солодова Ю.П. Ювелирные камни. — М.: Недра, 1982. — 239 с.

Костяков Н.П., Шулика В.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 :200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XVI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1981. — 106 с.

Кренделев Ф.П. Легенды и были о камнях. — Красноярск: Кн. изд-во, 1985. — 143 с.

Кривенко В.А., Пинаева Т.А. Геология и петрология раннего докембрия Кодаро-Удоканского района. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 136 с.

Кудинов Б.П., Яковлев В.А., Пушкин В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-49-XXIX: Объясн. зап. — М.: Недра, 1968. — 42 с.

Кулибин А.И. Описание кряжа Адун-Чилона // Горн. журн. — 1929. — Ч. IV. — С. 5—42.

Куликов Б.Ф., Буканов В.В. Словарь камней-самоцветов. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1988. — С. 168.

Куплетский Б.М. Коренное месторождение нефрита на р. Хара-Жалга в Восточном Саяне // Докл. АН СССР. — 1926. — С. 115.

Лавров М.М., Сидоренко А.П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-III: Объясн. зап. — М.: Недра, 1964. — 94 с.

Лал К.П. Месторождения корунда в Индии // Реферативная информация (ювелирные, ювелирно-поделочные и поделочные камни): Библ.-реф. сб. — М.: Мингео СССР, 1980. — Вып. 6. — С. 22.

Лейфман Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXIV: Объясн. зап. — М.: Недра, 1971. — 72 с.

Липовский Ю.О., Сережникова Э.Ф. Самоцветное ожерелье Гоби. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1991. — 184 с.

Липовский Ю.О., Сережникова Э.Ф. Цветные камни (Монголия) // Геология Монгольской Народной Республики. — М.: Недра, 1977. — Т. 3. — С. 599—621.

Лицарев М.А., Платонов А.Н. Фиолетовая шпинель Юго-Западного Памира // Драгоценные и цветные камни. — М.: Наука, 1980. — С. 199—211.

Лобанов М.П., Альбицкий Б.В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-49-1: Объясн. зап. — М.: Недра, 1968. — 65 с.

Ляхницкий В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXIV: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1981. — 100 с.

Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней (ювелирных, поделочных, декоративно-облицовочных). — М.: Мингео СССР. Всесоюз. шестое произв. об-ние. — Вып. 3: Нефрит, 1975. — 52 с.; — Вып. 5: Родонит, 1975. — 52 с.; — Вып. 6: Изумруд, 1975. — 54 с.; Вып. 7: Берилл и топаз, 1975. — 70 с.; Вып. 9: Хризолит, 1976. — 44 с.; Вып. 11: Агат, 1976. — 70 с.; Вып. 12: Декоративно-облицовочные камни, 1977. — 90 с.; Вып. 14: Окаменелое дерево и рисунчатый кремень, 1976. — 60 с.; Вып. 15: Гематит (кровавик), 1976. — 44 с.; Вып. 16: Малахит, 1977. — 48 с.; Вып. 17: Гранаты, 1977. — 73 с.; **Методические** указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней (ювелирных, поделочных, декоративно-облицовочных). — М.:

Мингео СССР. Всесоюз. пром. об-ние "Союзкварцсамоцветы". — Вып. 18: Иризирующие полевые шпаты, 1978. — 74 с.; Вып. 19: Амазонит и амазонитовые породы, 1978. — 54 с.; Вып. 20: Турмалин, 1978. — 80 с.; Вып. 21: Группа горного хрусталя, 1979. — 76 с.; Вып. 22: Благородный опал, 1978. — 50 с.; Вып. 23: Яшмы и роговики, 1978. — 64 с.; Вып. 27: Коллекционные камни, 1987. — 76 с.

Мильгром Г.Б., Мусафронов В.М. Некоторые особенности геолого-экономической оценки месторождений цветных камней // Драгоценные и цветные камни. — М.: Наука, 1980. — С. 40—43.

Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области (современное состояние и перспективы освоения) / В.С. Чечеткин, В.М. Асосков, Л.И. Воронова и др. — Чита: Читагеолком, 1996. — 126 с.

Мисник Ю.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXXV: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1970. — 106 с.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Новиков В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Западно-Забайкальская. Лист M-48-XII: Объясн. зап. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — 69 с.

Озерский А. Очерк минеральных богатств и горного промысла Забайкалья. — СПб., 1867. — 90 с.

Озерский А. Русский топаз необыкновенной величины // Горн. журн. — 1846. — Ч. I. — С. 308—310.

Осокин П.В. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-50-VII: Объясн. зап. — М.: Недра, 1971. — 98 с.

Оценка полируемости и декоративности природных облицовочных камней при поисках и разведке месторождений: Методические рекомендации. — М.: Мингео СССР, ВИМС, 1982. — № 18. — 44 с.

Паллас П.С. Путешествия по разным провинциям Российской империи. — СПб., 1788. — Ч. III.

Пенягин Ю.Д., Матлашова Л.А., Жарков В.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1979. — 107 с.

Пермикин Г.М. Рукопись о минералах Забайкалья. — М.: Архив. Мин. музея Акад. наук, 1853.

Петров А.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист O-50-XVII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1976. — 92 с.

Петров А.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист O-50-XVIII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1978. — 115 с.

Петрова М.Г., Белов П.Т. О генетической связи кварцевых порфиров с гранитным интрузивом Шерловой Горы // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1969. — № 11. — С. 67—75.

Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. — М.: Недра, 1984. — 196 с.

Победаш И.Д., Павлова И.П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Олекмо-Витимская. Лист N-50-XIX: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1974. — 88 с.; Лист N-50-XX, 1974. — 92 с.

Предложения по предварительной оценке перспектив на дефицитные виды камнесамоцветного сырья различных регионов СССР / А.П. Акимов, М.Б. Григорович, В.Г. Лузина и др.; Науч. рук. Е.Я. Киевленко. — М.: Мингео СССР. Всесоюз. пром. об-ние "Союзкварцсамоцветы", 1978. — 70 с.

Пыляев М.И. Драгоценные камни. Их свойства, местонахождения и употребления. — СПб., 1896. — 195 с.

Рипп Г.С. Фосфатные минералы Южного Прибайкалья // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собрания Минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996. — С. 31—32.

Россовский Л.Н., Бабаев М.А. Турмалин как индикатор драгоценных камней рубина, сапфира и благородной шпинели // Докл. АН ТаджССР. — 1988. — Т. 31, № 9 — С. 607—610.

Россовский Л.Н., Коваленко С.И., Бовин Ю.П. Десилицированные пегматиты с дравитом и корундом (Юго-Западный Памир) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1978. — № 11. — С. 40—53.

Салихов В.С., Трубачев А.И. Первые находки розового цонзита в хребте Кодар (Северное Забайкалье) // Минер. журн. — 1985. — Т. 7, № 6. — С. 74—78.

Салов Л.И. Геология Байкальской горной области. — М.: Недра, 1964. — Т. 1. — 515 с.

Самоцветы. Материалы XI съезда ММА. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980. — 152 с.

Самусин А.И., Самусина С.Н., Ширшова Т.Е. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-I: Объясн. зап. — М.: Недра, 1970. — 77 с.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Резницкий Л.З. и др. Новый лазуритоносный район в России // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собрания Минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996. — С. 15—16.

Секерин А.П., Секерина Н.В. Новый промышленно-генетический тип нефритовых месторождений в Восточной Сибири // Геология, методы поисков и оценки месторождений камнесамоцветного сырья: Тез. докл. семинара. — М.: ВИЭМС, 1978. — С. 23—24.

Секерин А.П., Якшин И.С., Грудинин М.И. К вопросу об окислительно-восстановительных условиях в некоторых офиолитовых ассоциациях // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 234, № 4. — С. 928—931.

Секерина Н.В. Апокарбонатные нефриты Сибири // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собрания Минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996. — С. 33—34.

Синкенкес Д. Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней. — М.: Мир, 1989. — 423 с.

Скурский М.Д. Алмазы Забайкалья // Недра Востока. — 1996. — № 3. — С. 11—16.

Смит Г. Драгоценные камни. — М.: Мир, 1980. — 586 с.

Соболев В.С., Лепезин Г.Г., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы Азии // Тр. ин-та геологии и геофизики. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — Вып. 365. — 350 с.

Соседко Т.А. Изменение структуры свойств в бериллах с повышением содержания щелочей // Зап. Всесоюз. Минер. о-ва. — 1957. — Вып. 4.

Сосницкий О.В., Шишов А.И., Джавахидзе Д.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-VIII: Объясн. зап. — М.: Недра, 1970. — 74 с.

Старченко В.В., Краснов В.П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XXII, XXVIII: Объясн. зап. — М.: Недра, 1965. — 96 с.

Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 169 с.

Сутурин А.С., Замалетдинов Р.С., Летников Ф.А. и др. Минералогия и генезис нефритов СССР // Тез. докл.: XI съезд Междунар. минерал. ассоциации. — Новосибирск, 1978. — Т. 2. — С. 110—112.

Сутурин Н.А., Замалетдинов Р.С. Нефриты. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 198 с.

Сущинский П.П. Очерк месторождений цветных камней Юго-Восточного Забайкалья // Тр. Ин-та прикладной минерал. и петрографии. — 1925. — Вып. 16. — 88 с.

Таскин А. Геогностическое описание долины Онон-Борзинской // Горн. журн. — 1829. — Вып. 8. — С. 11—167.

Татаринов А.В. Минералогия, геохимия и генетические особенности миароловых пегматитов Борщовочного кряжа: Дис. канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1975. — 293 с.

Татаринов А.В. Камнесамоцветные минеральные формации Сибири // Геология и геофизика. — 1992. — № 11. — С. 116—125.

Титов В. Заметки о месторождениях цветных камней и соляных озерах Нерчинского края // Горн. журн. — 1855. — Кн. 6. — С. 1—493.

Тихова Т.Г. Каменско-Черновское месторождение слюды на Яблоновом хребте в Восточном Забайкалье // Слюды СССР. — Л.: ЦНИГРИ, 1937. — С. 456—472.

Тихомиров И.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-V: Объясн. зап. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 106 с.

Трущева Н.А., Анашкина К.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-XV и XXI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1981. — 138 с.

Трянин Ю.П., Борисов В.Г., Озерский А.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Олекмо-Витимская. Лист N-50-XI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1984. — 110 с.

Тулохонов М.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-II: Объясн. зап. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 72 с.

Фалькин Е.М., Фалькина Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Олекмо-Витимская. Лист N-50-IV: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1982. — 108 с.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). — М.: Наука, 1972. — 130 с.

Федоровский В.С., Немых Г.А., Нусинсон Л.С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXXVI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1978. — 104 с.

Фекличев В.Г. Берилл. — М.: Изд-во АН СССР, 1964. — 160 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. 1: Гранитные пегматиты. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. — 712 с.

Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — Т. 2. — 372 с.

Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни СССР // Избр. тр. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 7. — С. 3—534.

Финько В.И. Тулдунское месторождение технического и ювелирного агата // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. — М.: Наука, 1973. — С. 95—104.

Фишев Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-49-XII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1974. — 92 с.

Фомин И.Н., Бурба В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-VI: Объясн. зап. — М.: Недра, 1965. — 79 с.

Химка М.Н., Лебедева М.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-XVI: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1981. — 116 с.

Ходанович П.Ю., Кузьмин В.С., Смирнова О.К. Геолого-минералогические особенности Бургуйского месторождения иризирующих лабрадоритов (Юго-Западное Забайкалье) // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собрания Минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996. — С. 75.

Чабан Н.Н., Беляков Е.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XVIII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1974а. — 96 с.

Чабан Н.Н., Беляков Е.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-50-XIII: Объясн. зап. — М.: ВСЕГЕИ, 1974б. — 103 с.

Шамес П.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Саянская. Лист N-47-XXX: Объясн. зап. — М.: Госгеотехиздат, 1961. — 74 с.

Шацкий В.С., Лебедева А.С., Павлюченко В.С. и др. Исследование условий вхождения щелочных катионов в структуру берилла // Геохимия. — 1981. — № 3. — С. 351—360.

Шенфиль В.Ю., Чацкис И.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXXIV: Объясн. зап. — М.: Недра, 1970. — 72 с.

Шептура В.И., Латыш В.Т., Криволап Л.С. Использование данных минералого-геохимического изучения гранитов при поисках камерных пегматитов Волынского месторождения // Сб. науч. работ НИС Киевского ун-та. — 1975. — № 11. — С. 66—71.

Шулика В.И., Озерский А.Ф., Киселева З.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Олекмо-Витимская. Лист N-50-X: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1974. — 96 с.

Шульгина В.С., Шахов Г.П., Черняевская К.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Бодайбинская. Лист О-50-XXIX: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1984. — 116 с.

Шуман В. Мир камня. — М.: Мир, 1986. — Т. 1: Горные породы и минералы. — 215 с.; Т. 2: Драгоценные и поделочные камни. — 263 с.

Щербакова С.В., Сутурин А.Н. Геохимия и минералогия метасоматитов с рубином // Геохимические поиски самоцветов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — С. 169—198.

Щукин Н. Краткий обзор поездки на коренные месторождения нефрита — на верховьях рек Онон и Урик // Изв. Вост.-Сиб. отд. Русского геогр. о-ва. — 1908. — Т. 36. — С. 85—86.

Энциклопедия Забайкалья. Читинская обл. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000. — Т. 1. — 300 с.

Юргенсон Г.А. Гигантский кристалл кварца // Зап. ВМО. — 1961. — Ч. 90, № 6. — С. 747—749.

Юргенсон Г.А. Кальцийсодержащий воробьевит — новая разновидность берилла // Вестн. научн. информ. Заб. отд. Геогр. о-ва СССР. — Чита, 1965. — № 2. — С. 45—48.

Юргенсон Г.А. Каменная радуга. — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1980. — 104 с.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. — М.: Недра, 1984. — 149 с.

Юргенсон Г.А. Зависимость концентраций воды и углекислоты в кварце от давления в минералообразующих системах // Докл. АН СССР. — 1991а. — Т. 318, № 3. — С. 721—723.

Юргенсон Г.А. Радуга в колеснице. — Иркутск: Вост.-Сиб. изд-во, 1991б. — 304 с.

Юргенсон Г.А. Забайкальско-Монгольская агатоносная провинция // Месторождения Забайкалья / Под ред. Н.П. Лаверова. — М.: Геоинформмарк, 1995. — Т. 1, кн. II. — С. 240—244.

Юргенсон Г.А. Зависимость совершенства кристаллического строения жильного кварца от условий его образования // Докл. РАН. — 1996а. — Т. 349, № 3. — С. 372—375.

Юргенсон Г.А. Об условиях образования ювелирных камней Шерловой Горы // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тез. докл. Годичного собрания Минерал. о-ва при РАН. — СПб., 1996б. — С. 37—38.

Юргенсон Г.А. Самоцветы Забайкалья. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997а. — 58 с.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм, условия образования и рудоносность жильного кварца: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Чита, 1997б. — 139 с.

Юргенсон Г.А., Бресковска В.В. Аметистовидный кварц в рудных жилах // Материалы XIII съезда ММА, Варна, 19—25 сент. 1982. — София, 1982. — С. 42—43.

Юргенсон Г.А., Горячкина А.Г. Новые данные об истории открытия и добыче самоцветов в Забайкалье // V Международная конференция "Новые идеи в науках о Земле": Тез. докл. — М., 2001. — Т. 2. — С. 140.

Юргенсон Г.А., Измайлов В.Н., Гармаль Г.А. Особенности минералогии изумрудоносных жил участка Херсканда // VIII науч.-метод. конф. — Кабул: Кабульский политехнический ин-т, 1980. — С. 116—119.

Юргенсон Г.А., Козаченко А.А., Распопина О.А. Полосы поглощения OH_x-групп в турмалине как типоморфный признак // Типоморфизм минералов и его прикладное значение. — Чита, 1983. — С. 116—119.

Юргенсон Г.А., Пасеков Ю.М. Минералогия продуктивных изумрудоносных комплексов // Материалы XIII съезда ММА. Варна, 19—25 сент. 1982 г. — София, 1982. — С. 56—57.

Юргенсон Г.А., Савкевич С.С. О возможности использования форм кристаллов граната альмандин-спессартинового ряда при поисках пегматитовых тел // Зап. ВМО. — 1989. — Вып. 6, ч. 118. — С. 117—119.

Юргенсон Г.А., Сухарев Б.П. Условия локализации и минеральная зональность лазуритовых тел Бадахшана // Зап. ВМО. — 1984. — Вып. 4, ч. 113. — С. 498—505.

Юркова Р.М. Родингиты офиолитового комплекса полуострова Шмидта (Северный Сахалин) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1977. — № 2. — С. 101—109.

Яков Ю.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Прибайкальская. Лист N-49-XXVIII: Объясн. зап. — М.: Мингео СССР, 1971. — 104 с.

Aurisicchio C., Grubessi O., Zecchini P. Infrared spectroscopy and crystal chemistry of the beryl group // The Canadian Mineralogist, 1994. — Vol. 32. — P. 55—68.

Bank H., Gubelin E. Das Smaragd-Alexandritvorkommen von Lake Manyara (Tanzania) // Z. Dtsch. Gemmol. Ges. — 1976. — Vol. 25, N 3. — P. 130—147.

Bindheim J. Ueber den sibirischen Aquamarin // Crells' chemisch Annalen. — 1790. — N 1. — S. 490—495.

Cheilletz A., Feraud G., Giuliani G., Rodriguez C.T. Time-Pressure and Temperature Constraints on the Formation of Colombian Emeralds: An $^{40}Ar/^{39}Ar$ Laser Microprobe and Fluid Inclusion Study // Econ. Geol. — 1994. — Vol. 89. — P. 361—380.

Giuliani G., France-Lanord C., Goget P. et al. Oxygen isotope systematics of emerald: relevance for its origin and geological significance // Miner. Depos. — 1998. — N 33. — P. 513—519.

Gubelin E. Alexandrite from Lake Manyara, Tanzania // Gems and Gemol. — 1976. — Vol. 15, N 7. — P. 203—209.

Jakob J. Drei Analysen von Beryl // Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt. — 1938. — Vol. 18, N 2.

Janse A.J.A. The Argyle diamond discovery, Kimberley region, Australia // Explor. and Mining Geol. — 1992. — Vol. 1, N 4. — P. 383—390.

Lal K.P. Corundum deposits in India // Gem World. — 1976. — Vol. 3, N 3. — P. 31—36.

Pallas P.S. Mineralogische Neuigkeiten aus Sibirien // Neue Nord. Beitrag. — 1793. — Bd. 5. — S. 275—300.

Patrin E. Njtice mineralogique de la Daourie // Observations sur la physique. — 1791. — Vol. XXXVII. — P. 289—290.

Schmetzer K. Types of Water in natural and synthetic emerald // Neug. J. Miner. — 1989. — N 1. — P. 15—26.

Schmetzer K., Kiefert L. Water in beryl — a contribution to the separability of natural and synthetic emeralds by infrared spectroscopy // J. Gemm. — 1990. — Vol. 22, N 4. — P. 215—223.

Sinkankas John. Emerald and other Beryls. — Arizona: Geoscience Press Prescott, 1987.

Strahlenberg Ph. Das Nord- und Ostliche Teil von Europa und Asien. — Stockholm, 1730.

Vapnik Ye., Moroz I. Fluid inclusions in emerald from the Jos complex (Central Nigeria) // Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt. — 2000. — N 80. — S. 117—129.

Yurgenson G.A., Sucharev B.P. Conditions of Localization and Mineral Zoning of Lazurite-bearing Bodies of Badahshan // Intern. Geol. Rev. USA. — 1985. — N 2. — P. 15—23.

УКАЗАТЕЛЬ ЮВЕЛИРНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

Авантюрин 358
Агат 7, 13, 25, 27—32, 35, 36, 232, 235, 237, 245, 255, 259—274, 278—292, 344, 348, 355, 356, 366, 368, 369
Агальматолит 13, 38, 363, 364
Адуляр 179, 335
Аквамарин 7, 13, 15—18, 20, 25, 27, 34, 37, 39, 41, 43, 45, 48, 65, 66, 72, 73, 80—90, 95—97, 111—120, 123, 124, 127—138, 140—146, 153, 155, 156, 159—177, 217, 238, 257, 367, 369
Аксинит 212
Александрит 26, 46, 179—181, 199, 258
Алмаз 26, 39, 209, 206
Альмандин 13, 17, 39, 85, 91, 106, 206—209, 212—218, 258
Амазонит 13, 27, 38, 44—47, 49, 57, 70, 181, 208, 230, 329—344
Аметист 7, 21, 25, 35, 37, 39, 43, 45, 72, 73, 83, 90, 226—238, 245, 248, 259, 263—265, 270, 272, 279—283, 285, 286, 331, 367
Аметистовидный кварц 226, 226—236, 238, 252, 259, 261—263, 268, 274, 276, 279, 280, 335
Аметистовые щетки 13, 229, 231—233, 237, 268
Андалузит 36, 37, 39, 46, 217, 220—226
Андрадит 39, 210
Антлерит 328
Афганит 337
Ахроит 39, 93
Беломорит 335
Берилл 13, 16, 17, 19, 20, 28, 32—36, 39—60, 62, 63, 65—96, 99, 100, 108—115, 117—145, 154—160, 162—166, 168—182, 207, 224, 238—241, 257, 329, 330, 331, 333, 367, 368
Брошантит 328
Бустамит 317
Везувиан 37, 88, 213, 330, 338, 339
Везувианит 338
Верделит 27, 33, 43, 71, 75—80, 82, 85, 93, 95, 96, 99, 100, 108—110, 367
Волосатик 239
Воробьевит 13, 26, 27, 35, 36, 39, 43, 45, 50, 55, 56, 71—74, 80, 82, 92, 94, 96, 97, 99, 100, 108, 132, 218—220, 241, 367
Восточный аквамарин 182
Восточный аметист 182
Восточный гиацинт 182
Восточный топаз 182
Гамбергит 13, 45, 107, 256
Ганит 13, 53, 54
Ганношпинель 198
Гелиодор 13, 20, 27, 34, 36, 39, 43, 48, 49, 65, 66, 118, 119, 121, 126, 127, 132—136, 138—146, 153—165, 170, 257, 367
Гелиотроп 24
Гематит-кровавик 38, 43, 211, 228, 262, 339—341
Гессонит 37, 206, 210, 217, 330
Гиацинт 205
Гидрогроссуляр, гидрогроссулярит 28, 213, 338
Гидденит 27, 39, 154, 218, 219
Голубой диопсид 257
Горный хрусталь 13, 18, 20, 26, 27, 34, 35, 37, 39, 51, 65, 66, 74, 78, 89—91, 235—253, 258, 263, 265, 272, 376, 283, 285—287, 367, 368
Гошенит 39
Гранат 11, 26, 33, 34—37, 39, 41, 43, 46, 47, 49, 50, 53, 54, 63, 72, 73, 81—84, 86, 91, 99, 100, 194, 196, 206—218, 221, 223—225, 320, 330—332, 335
Гроссуляр 37, 39, 65, 66, 87, 206, 210—213, 321

Данбурит 13, 108, 109, 255
Даурит 7, 18, 93
Демантоид 37, 39, 206, 210, 213, 330
Дистен 36, 37, 213, 220, 223, 224
Дравит 27, 37, 39, 45, 49, 93, 110, 179, 180, 331
Дымчатый кварц 13, 16, 17, 26, 27, 34, 37, 39, 43, 45, 47, 48, 55—57, 65, 66, 72, 80—82, 84, 86, 96, 97, 107, 117, 119, 121, 166, 171, 182, 226, 228—230, 232, 233, 236—242, 244, 245, 263, 265, 272, 279, 283, 331
Жемчуг 15
Жемчужный шпат 335
Золотистый кварц 96
Изумруд 26, 28, 35, 36, 39, 46, 59, 70, 88, 131, 164, 175, 176, 178—182, 195, 199, 258
Индиголит 39, 43, 45, 93, 109, 110
Иризирующие полевые шпаты 26, 38, 207, 334, 335
Исландский шпат 237, 240, 263
Кандит 198
Кахолонг 13, 24, 270, 271, 291, 366
Клиногумит 88, 335
Кордиерит 37, 39, 41, 46, 197, 215, 220, 223—226
Корунд 28, 36, 39, 70, 87, 88, 179, 181—189, 193—198, 203, 209, 258, 330
Ксонотлит 13, 38, 327
Кунцит 35, 37, 39, 43, 50, 68, 69, 111, 154, 218, 219
Лабрадор 335
Лавровит 199
Лазулит 13, 36, 38, 327—328
Лазурит 22, 26, 28, 35, 186, 336—338, 369
Лейкосапфир 182
Лиственит 38, 358—360
Лунный камень 100, 335
Малахит 13, 28, 34, 38, 328, 329
Марганцовистый доломит 35
Морганит 39, 50, 132
Морион 13, 27, 37, 39, 43, 46, 47, 57, 65, 66, 71, 80, 87, 90, 100, 114, 117, 119, 126, 143, 171, 226, 238—241, 244, 287, 331, 333, 367
Мраморный оникс 38
Нефрит 8, 10, 13, 21—23, 26—28, 34, 37, 292—317, 339, 359—362, 368, 369
Нерюнгринский диамант 249
Нуристанит 154
Окаменелое дерево 13, 290, 364, 365
Оливин 200—204, 262, 277
Оникс 13, 259, 273, 277, 278
Опал 13, 38, 237, 253—255, 270, 275—279, 281, 284—286, 366
Офиокальцит 13, 34, 38, 316, 361—363
Перистерит 335
Перламутр 13, 291
Пиральспит 53
Пироп 10, 13, 26, 37, 39, 202—204, 209, 218, 258, 369
Пирофиллит 366
Поллуцит 13, 45, 50, 110, 218, 256
Празем 231, 275
Пьемонтит 38, 341
Радиолярит 366
Родингит 213, 316, 338
Родолит 37, 206, 213, 215, 217
Родонит 13, 24, 28, 36, 38, 317—319, 327, 342, 363, 369
Розовый кварц 13, 37, 43, 55, 59, 60, 226, 228—230, 367
Ростерит 39, 71, 83, 132
Родохрозит 317, 320
Рубеллит 7, 18, 27, 35, 36, 39, 43, 45, 75—78, 80, 82, 89, 93—96, 99, 100, 107, 109, 110, 208, 367
Рубин 28, 36, 39, 181—183, 186, 192, 195—200
Рубицелл 198
Рутил 36, 37, 39, 256, 257
Санидин 202, 203
Сапфир 26, 36, 39, 181—185, 195, 198, 203
Сапфирин 269, 270, 282
Сардер 13, 291
Сардоникс 281
Сердолик 10, 24, 245, 254, 259, 272, 275, 281—283, 285, 287, 291, 368
Серпентинит 13, 34, 38, 213, 358—363
Синий кварц, перунит 270
Скаполит 88, 181, 186—189, 199, 211, 320, 331
Содалит 38, 336, 337, 369
Солнечный камень 26, 335
Спессартин 37, 39, 43, 45, 83, 97, 206—209, 212, 214, 215, 218, 321
Сподумен 37, 39, 43, 46, 47, 50, 68, 69, 71, 78, 100, 110, 154, 179, 218—220
Танзанит 341
Топаз 7, 13, 16—20, 27, 32, 33, 36, 37, 39, 40, 43, 45, 47—49, 57, 65—67, 70—87, 89, 90, 92, 93, 95, 96, 109, 111—129, 142, 143, 163, 166—178, 207, 238, 258, 332, 367, 368

Топазолит 206, 210
Трифан 37, 39, 154, 218
Тсаворит 210
Тсилаизит 93
Тулит 321, 341
Тулитит 38, 326, 341
Турмалин 10, 18—21, 26, 27, 33—35, 37, 39, 40, 42, 43, 45—47, 49—51, 59, 63, 65, 66, 70—75, 77, 78, 80, 82, 83, 86, 87, 89, 91—105, 107—111, 118, 124, 125, 154, 155, 166, 168, 179, 180, 186, 187, 196, 207—216, 219, 230, 256—258, 331, 335, 367, 369
Тяжеловес 20
Уваровит 37, 39, 198, 206
Уграндит 210
Фенакит 88, 177, 179, 181, 196
Флюорит 13, 17, 32, 38, 43, 49, 50, 59, 66, 73, 89, 90, 92, 117, 118, 120, 122, 125, 126, 167—169, 176—179, 240, 245, 365
Фукситовый кварцит 358
Халцедон 13, 22, 24, 25, 27, 29, 32, 38, 230, 233, 235, 237, 255, 259—265, 267—274, 278—292, 344, 348, 355, 366, 368, 369
Халцедоновидный кварц 32, 231, 245, 263, 356
Хиастолит 27, 220—224
Хризоберилл 70, 88, 179—181, 187, 195, 196
Хризолит 10, 13, 26, 36, 37, 39, 184, 185, 196, 200—204, 206, 209, 258, 369
Хлоршпинель 198
Хромдиопсид 198, 202
Цветной (рисунчатый) кремень 13, 22, 31, 38, 259, 261, 262, 265, 268, 273, 278, 287, 292, 344, 355
Цейлонит 198
Циркон 36, 37, 39, 45, 179, 205, 206
Цитрин 13, 37, 39, 43, 119, 226, 228, 229, 238, 241
Чароит 7, 26
Шерл 17, 37, 41, 47, 50, 59, 60, 66, 74, 80—82, 84—86, 91, 94, 106, 127
Шерлит 93
Шпинель 26, 37, 39, 87, 179, 186—196, 198—202, 204, 258, 330, 331
Шорломит 210
Элеолит 26
Эльбаит 93, 94, 96, 110
Янтарь 37, 335
Яшма, яшмоид 7, 13, 15, 22, 24, 27—29, 31, 33—36, 38, 237, 259—262, 265, 268—270, 273, 275, 279, 280, 283, 285—287, 291, 292, 317, 323, 342—358, 366

LIST OF GEMS

Achroite 39, 93
Adularia 179, 335
Afhanite 337
Agalmatolite 13, 38, 363, 364
Agate 7, 13, 25, 27—32, 35, 36, 232, 235, 237, 245, 255, 259—274, 278—292, 344, 348, 355, 356, 366, 368, 369
Alexandrite 26, 46, 179—181, 199, 258
Almandine 13, 17, 39, 85, 91, 106, 206—209, 212—218, 258
Amazonite 13, 27, 38, 44—47, 49, 57, 70, 181, 208, 230, 329—344
Amber 37, 335
Amethyst 7, 13, 21, 25, 35, 37, 39, 43, 45, 72, 73, 83, 90, 226—238, 245, 248, 252, 259, 261—265, 268, 270, 272, 274, 276, 279—283, 285, 286, 331, 335, 367
Andalusite 36, 37, 39, 46, 217, 220—226
Andradite 39, 210
Antlerite 328
Aquamarine 7, 13, 15—18, 20, 25, 27, 34, 37, 39, 41, 43, 45, 48, 65, 66, 72, 73, 80—90, 95—97, 111—120, 123, 124, 127—138, 140—146, 153, 155, 156, 159—177, 217, 238, 257, 367, 369
Aventurine 358
Aventurine fuchsites quartz 358
Axinite 212
Belomorite 335
Beryl 13, 16, 17, 19, 20, 28, 32—36, 39—60, 62, 63, 65—96, 99, 100, 108—115, 117—145, 154—160, 162—166, 168—182, 207, 224, 238—241, 257, 329, 330, 331, 333, 367, 368
Blue diopside 257
Blue quartz, perunite 270
Brochantite 328
Bustamite 317
Cacholong 13, 24, 270, 271, 291, 366
Candite 198
Ceilonite 198
Chalcedony 13, 22, 24, 25, 27, 29, 32, 38, 230, 231, 233, 235, 237, 245, 255, 259—265, 267—274, 278—292, 344, 348, 355, 356, 366, 368, 369
Charoite 7, 26
Chiastolite 27, 220—224
Chlorospinel 198
Chrome diopside 198, 202
Chrysoberyl 70, 88, 179—181, 187, 195, 196
Chrysolite 10, 13, 26, 36, 37, 39, 184, 185, 196, 200—204, 206, 209, 258, 369
Citrine 13, 37, 39, 43, 119, 226, 228, 229, 238, 241
Clinohumite 88, 335
Cordierite 37, 39, 41, 46, 197, 215, 220, 223—226
Cornelian 10, 24, 245, 254, 259, 272, 275, 281—283, 285, 287, 291, 368
Corundum 28, 36, 39, 70, 87, 88, 179, 181—189, 193—198, 203, 209, 258, 330
Danburite 13, 108, 109, 255
Daurite 7, 18, 93
Demantoid 37, 39, 206, 210, 213, 330
Diamond 26, 39, 209, 206
Distene 36, 37, 213, 220, 223, 224
Dravite 27, 37, 39, 45, 49, 93, 110, 179, 180, 331
Elbaite 93, 94, 96, 110
Eleolite 26
Emerald 26, 28, 35, 36, 39, 46, 59, 70, 88, 131, 164, 175, 176, 178—182, 195, 199, 258
Fluorite 13, 17, 32, 38, 43, 49, 50, 59, 66, 73, 89, 90, 92, 117, 118, 120, 122, 125, 126, 167—169, 176—179, 240, 245, 365
Gahnite 13, 53, 54
Gahnospinel 198

Garnet 11, 26, 33, 34—37, 39, 41, 43, 46, 47, 49, 50, 53, 54, 63, 72, 73, 81—84, 86, 91, 99, 100, 194, 196, 206—218, 221, 223—225, 320, 330—332, 335
Golden quartz 96
Goshenite 39
Grossular 37, 39, 65, 66, 87, 206, 210—213, 321
Hambergite 13, 45, 107, 256
Heliodor 13, 20, 27, 34, 36, 39, 43, 48, 49, 65, 66, 118, 119, 121, 126, 127, 132—136, 138—146, 153—165, 170, 257, 367
Heliotrope 24
Hematite 38, 43, 211, 228, 262, 339—341
Hessonite 37, 206, 210, 217, 330
Hiddenite 27, 39, 154, 218, 219
Hydrogrossular 28, 213, 338
Iceland spar 237, 240, 263
Indigolite 39, 43, 45, 93, 109, 110
Iris feldspar 26, 38, 207, 334, 335
Jacinth 205
Jasper 7, 13, 15, 22, 24, 27—29, 31, 33—36, 38, 231, 259, 261, 262, 265, 268—270, 273, 275, 278, 279, 280, 283, 285—287, 291, 287, 292, 317, 323, 342—358, 344, 355, 366
Kuncite 35, 37, 39, 43, 50, 68, 69, 111, 154, 218, 219
Labradorite 335
Lasulite 13, 36, 38, 327—328
Lavroovite 199
Lazurite 22, 26, 28, 35, 186, 336—338, 369
Leuko-sapphire 182
Listvenite 38, 358—360
Malacite 13, 28, 34, 38, 328, 329
Manganese dolomite 35
Moonstone 100, 335
Morganite 39, 50, 132,
Morion 13, 27, 37, 39, 43, 46, 47, 57, 65, 66, 71, 80, 87, 90, 100, 114, 117, 119, 126, 143, 171, 226, 238—241, 244, 287, 331, 333, 367
Nacre 13, 291
Nephrite 8, 10, 13, 21—23, 26—28, 34, 37, 292—317, 339, 359—362, 368, 369
Neryungry diamond 249
Nuristanite 154
Olivine 200—204, 262, 277
Onyx 13, 259, 273, 277, 278
Onyx marble 38
Opal 13, 38, 237, 253—255, 270, 275—279, 281, 284—286, 366
Ophiocalcite 13, 34, 38, 316, 361—363
Oriental amethyst 182
Oriental aquamarine 182
Oriental jacinth 182
Oriental topaz 182
Pearls 15
Pearl spar 335
Peristerite 335
Phenakite 88, 177, 179, 181, 196
Piemontite 38, 341
Pollucite 13, 45, 50, 110, 218, 256
Prase 231, 275
Pyralspite garnet series 53
Pyrope 10, 13, 26, 37, 39, 202—204, 209, 218, 258, 369
Pyrophyllite 366
Radiolarite 366
Rhodingite 213, 316, 338
Rhodochrosite 317, 320
Rhodolite 37, 206, 213, 215, 217
Rhodonite 13, 24, 28, 36, 38, 317—319, 327, 342, 363, 369
Rock kristal 13, 18, 20, 26, 27, 34, 35, 37, 39, 51, 65, 66, 74, 78, 89—91, 235—253, 258, 263, 265, 272, 376, 283, 285—287, 367, 368.
Rose quartz 13, 37, 43, 55, 59, 60, 226, 228—230, 367
Rosterite 39, 71, 83, 132
Rubellite 7, 18, 27, 35, 36, 39, 43, 45, 75—78, 80, 82, 89, 93—96, 99, 100, 107, 109, 110, 208, 367
Rubicelle 198
Ruby 28, 36, 39, 181—183, 186, 192, 195—200
Rutile 36, 37, 39, 256, 257
Sanidine 202, 203
Sapphire 26, 36, 39, 181—185, 195, 198, 203
Sapphirine, blue chalcedony 269, 270, 282
Sard 13, 291
Sardonyx 281
Scapolite 88, 181, 186—189, 199, 211, 320, 331
Serpentinite 13, 34, 38, 213, 358—363
Shorl 17, 37, 41, 47, 50, 59, 60, 66, 74, 80—82, 84—86, 91, 94, 106, 127
Shorlite 93
Shorlomite 210
Silicified wood 13, 290, 364, 365

Smoky quartz 13, 16, 17, 26, 27, 34, 37, 39, 43, 45, 47, 48, 55—57, 65, 66, 72, 80—82, 84, 86, 96, 97, 107, 117, 119, 121, 166, 171, 182, 226, 228—230, 232, 233, 236—242, 244, 245, 263, 265, 272, 279, 283, 331
Sodalite 38, 336, 337, 369
Spessartine 37, 39, 43, 45, 83, 97, 206—209, 212, 214, 215, 218, 321
Spinel 26, 37, 39, 87, 179, 186—196, 198—202, 204, 258, 330, 331
Spodumene 37, 39, 43, 46, 47, 50, 68, 69, 71, 78, 100, 110, 154, 179, 218—220
Sunstone 26, 335
Tanzanite 341
Thetik hair stone 239
Thulite 321, 341
Thulitite 38, 326, 341
Topaz 7, 13, 16—20, 27, 32, 33, 36, 37, 39, 40, 43, 45, 47—49, 57, 65—67, 70—87, 89, 90, 92, 93, 95, 96, 109, 111—129, 142, 143, 163, 166—178, 207, 238, 258, 332, 367, 368
Topazolite 206, 210
Tourmaline 10, 18—21, 26, 27, 33—35, 37, 39, 40, 42, 43, 45—47, 49—51, 59, 63, 65, 66, 70—75, 77, 78, 80, 82, 83, 86, 87, 89, 91—105, 107—111, 118, 124, 125, 154, 155, 166, 168, 179, 180, 186, 187, 196, 207—216, 219, 219, 230, 256—258, 331, 335, 367, 369
Tsavorite 210
Tsilaisite 93
Ugrandite garnet series 210
Uvarovite 37, 39, 198, 206
Verdelite 27, 33, 43, 71, 75—80, 82, 85, 93, 95, 96, 99, 100, 108—110, 367
Vesuvianite 37, 88, 213, 330, 338, 339.
Vesuvianite jade 338
Vorobievite 13, 26, 27, 35, 36, 39, 43, 45, 50, 55, 56, 71—74, 80, 82, 92, 94, 96, 97, 99, 100, 108, 132, 218—220, 241, 367
Xonotlite 13, 38, 327
Zircon 36, 37, 39, 45, 179, 205, 206

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ 6
ПРЕДИСЛОВИЕ 7
ВВЕДЕНИЕ 9

Глава 1
ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОТКРЫТИЙ И ИЗУЧЕНИЯ 15

Глава 2
МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ СЫРЬЯ И ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ 28

Об использовании явления типоморфизма 28
Методические особенности прогнозирования площадей, перспективных на цветные камни 29
Методика оценки возможной промышленной значимости площадей 29
Особенности методики изучения условий образования ювелирных камней 32
Методические особенности оценки качества цветных камней . . . 33
Особенности методики изучения камня с целью определения условий образования и выявления поисково-оценочных критериев . . . 35
Методические приемы формационного анализа 35

Глава 3
ОГРАНОЧНЫЕ КАМНИ 39

Общие замечания 39
Берилл, топаз, турмалин и сопутствующие им ювелирные камни 39
Формация гранитных пегматитов. 40
Группа берилла и топаз 40
Турмалин 93
Формация миароловых гранитов и апогранитных грейзенов . . . 111
Шерловогорское месторождение 111
Прочие объекты 175
Апокарбонатные грейзены 177
Особенности развития изумрудоносной бериллиевой минерализации 178
Перспективы территории на изумруды и александрит 180
Группа корунда 182
Общие замечания. Рудно-формационные особенности месторождений ювелирного корунда 182
Формация россыпей 183
Формация высокоглиноземистых метаморфитов 185
Формация апокарбонатных метаморфитов 185
Формация апобазитовых плагиоклазитов и слюдитов 195
Группа шпинели 198
Группа оливина 200
Циркон 205
Группа граната 206
Формация гранитных пегматитов 207
Формация базальтов с включениями глубинных пород и связанных с ними россыпей 209

Формация апокарбонатных метасоматитов 210
Формация кристаллических сланцев и гнейсов 213
Формация гранатоносных россыпей 217
Сподумен 218
Андалузит 220
Группа горного хрусталя 226
Общие сведения 226
Аметист 227
Некоторые особенности генезиса и формационная типизация 227
Изученность Забайкалья на аметистовое сырье 230
Оценка перспектив 237
Морион, цитрин, дымчатый кварц, горный хрусталь 238
Общие замечания 238
Геологические предпосылки и изученность Забайкалья на горный хрусталь 239
Оценка перспектив 246
Нерюнгринские диаманты 248
Важнейшие хрусталеносные зоны Забайкалья 249
О двух хрусталеносных провинциях в Забайкалье 252
Благородный опал 253
Данбурит 255
Поллуцит 256
Гамбергит 256
Рутил 256
Голубой диопсид 257
Забайкалье — крупная провинция ограночного сырья России . . . 257

Глава 4

ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ 259

Агат-халцедоновое сырье 259
Забайкальско-Монгольская агатоносная провинция 259
Закономерности размещения и условия локализации агат-халцедонового сырья 261
Коренные месторождения и проявления и связанные с ними элювиально-делювиальные россыпи 263
Джидинская зона 263
Хилок-Чикойская зона 264
Приононская зона 265
Приаргунская зона 280
Пришилкинская зона 283
Удино-Витимская зона 285
Россыпные месторождения и проявления 286
Тулдунское месторождение 286
Прочие россыпные проявления в Привитимской зоне . . . 290
Россыпи в Приононской зоне 290
Россыпная агатоносность Приаргунской зоны 291
Перспективы промышленной агатоносности 291
Нефрит 292
Формационные типы месторождений нефрита и геологические ситуации их локализации 292
Изученность нефритоносности Забайкалья 295
Месторождения апогипербазитовых метасоматитов и жил 295
Месторождения апобазитовых метасоматитов и жил 300

Месторождения апокарбонатных метасоматитов и жил . . . 304
Россыпные месторождения . . . 306
Геологические предпосылки нефритоносности . . . 307
Геологические предпосылки поисков нефрита на территориях третьей группы . . . 308
Территории, перспективные на нефрит формаций апогипербазитовых и апобазитовых метасоматитов . . . 309
Территории, перспективные на нефрит формации апокарбонатных метасоматитов . . . 312
О нефритоносных провинциях Забайкалья . . . 316
Родонит . . . 317
Общие замечания . . . 317
Изученность объектов, содержащих родонит . . . 318
Марганценосные отложения как косвенные признаки родонитоносности . . . 322
Перспективы Забайкалья на родонит . . . 324
Тулитит . . . 326
Ксонотлит . . . 327
Лазулит . . . 327
Малахит . . . 328
Амазонит и иризирующие полевые шпаты . . . 329
Амазонит . . . 329
Иризирующие полевые шпаты . . . 334
Янтарь . . . 335
Лазурит и содалит . . . 336
Везувиан . . . 338
Гематит-кровавик . . . 339
Пьемонтит . . . 341

Глава 5

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ . . . 342

Яшма . . . 342
Геологические предпосылки . . . 342
Яшмоносность протерозойских отложений . . . 342
Яшмоносность образований докембрия — нижнего палеозоя 344
Яшмоносность образований среднего и позднего палеозоя . . 346
Яшмоносность вулканогенных и терригенно-осадочных образований позднего палеозоя — мезозоя . . . 348
Коренные проявления яшм и яшмоидов . . . 350
Россыпные проявления яшм . . . 354
Фукситовый кварцит . . . 358
Серпентинит и лиственит . . . 358
Перспективные объекты серпентинита и лиственита . . . 358
Перспективные площади на серпентинит и лиственит . . . 360
Офиокальцит . . . 361
Агальматолит . . . 363
Окаменелое дерево . . . 364
Флюорит . . . 365
Декоративные карбонатные и другие минеральные агрегаты . . . 365

ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . 367

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . 370

УКАЗАТЕЛЬ ЮВЕЛИРНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ . . . 379

CONTENTS

LIST OF ABBREVIATIONS 6
PREFACE 7
INTRODUCTION 9

Part 1

HISTORY OF DISCOVERING AND RESEARCHING 15

Part 2

PECULIARITIES OF RAW RESEARCHING AND TERRAIN VALUE 28

Typomorphism phenomena use 28
Methods of perspective gems and semiprecious stones areas forecast 29
Economical evaluation of areas 29
Methods of studying of jewels formation conditions 32
Estimation of gems and semiprecious stones quality 33
Gem studying for conditions determination of formation and search criteria 35
Methods of formation analysis 35

Part 3

FACETTING STONES 39
Common observation 39
Beryl, topaz, tourmaline and accompanying jewels 39
Corundum group 182
Spinel group 198
Olivine group 200
Zircon 205
Garnet group 206
Spodumene 218
Andalusite 220
Rock crystal group 226
Lechosos opal 253
Danburite 255
Pollucite 256
Hambergite 256
Rutile 256
Blue diopside 257
Transbaikal Area as a large province of Russian facetting raw 257

Part 4

JEWELS AND GEMS 259

Agate-chalcedony raw materials 259

Nephrite 292
Rhodonite 317
Thulitite 326
Xonotlite 327
Lazulite 327
Malachite 328
Amazonite and iridescence feldspers 329
Amber 335
Lazurite and sodalite 336
Vesuvian 338
Hematite 339
Piemontite 341

Part 5

DECORATIVE STONES 342

Jasper 342
Fuchsite quartzite 358
Serpentinite and listwanite 358
Ophiocalcite 361
Agalmatolite 363
Silicified wood 364
Fluorite 365
Carbons and other decorative mineral aggregations 365

CONCLUSION 367

BIBLIOGRAPHY 370

LIST OF GEMS 382

Научное издание

Юргенсон Георгий Александрович

ЮВЕЛИРНЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Редактор *А.М. Самсоненко*
Художественный редактор *Л.В. Матвеева*
Художник *И.С. Попов*
Технический редактор *Н.М. Остроумова*
Корректор *С.М. Погудина*
Оператор электронной верстки *С.К. Рыжкович*

ЛР № 020297 от 23.07.97. Сдано в набор 17.05.01. Подписано в печать 18.09.01.
Бумага офсетная. Формат 70 × 100 $^{1}/_{16}$. Офсетная печать. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 31,6+2,6 на мел. бум. Уч.-изд. л. 31,3. Тираж 500 экз. Заказ № 224.

Сибирская издательская фирма "Наука" РАН.
630099, Новосибирск, ул. Советская, 18.

ГП "Новосибирский полиграфкомбинат"
630007, Новосибирск, Красный проспект, 22.

Сибирская издательская фирма "Наука" РАН предоставляет индивидуальным и коллективным заказчикам широкий диапазон услуг:

Книжные редакции

готовят к изданию литературу практически по всем направлениям фундаментальной науки — математике, геологии, химии, физике, ботанике, зоологии, медицине, физиологии, истории, философии, экономике, русской литературе и языку; помогают в оформлении и редактировании диссертаций и других материалов.

Отдел допечатной подготовки изданий выполняет

компьютерный набор и верстку;
сканирование и цветоделение;
техническую и художественную ретушь;
оригинал-макеты любой сложности.

Отдел маркетинга и рекламы

заключает договоры на поставку научной литературы и литературы для широкого круга читателей;
размещает рекламу на страницах книг и журналов Сибирского отделения РАН;
проводит маркетинговые исследования научно-популярной литературы;
ищет партнеров для совместного издания книг.

Мы рассмотрим любые предложения и программы!

Приглашаем российских и иностранных партнеров к сотрудничеству в области книгоиздания.

Об условиях размещения заказов и оплате можно узнать по адресу:

630099, Новосибирск, ул. Советская, 18.

Звоните по телефонам: (383-2)22-51-81 (приемная);

(383-2)22-68-82 (зам. директора);
(383-2)22-35-02 (отдел маркетинга);
(383-2)22-33-23 (редакция естественно-научной и технической литературы);
(383-2)22-02-47 (редакция литературы по гуманитарным наукам).

Адреса книготорговых предприятий Российской торговой фирмы "Академкнига" Магазины "Книга — почтой"

121009, *Москва,* Шубинский пер., 6
197345, *Санкт-Петербург,* ул. Петрозаводская, 7

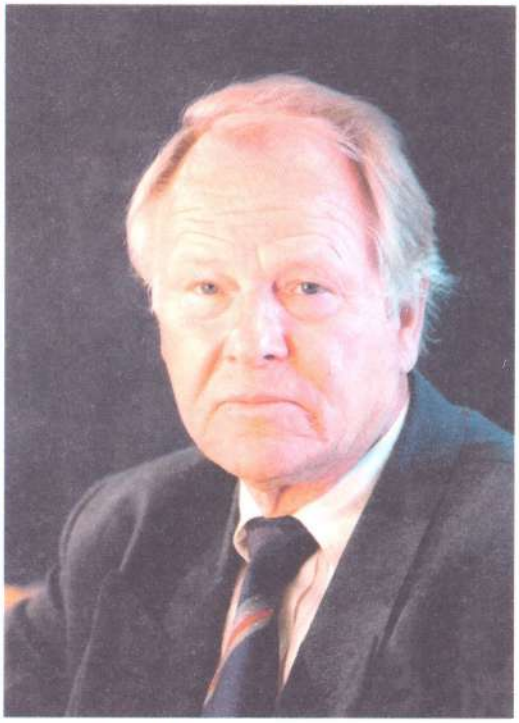
Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга — почтой"

690088, *Владивосток,* Океанский проспект, 140 ("Книга — почтой")
620151, *Екатеринбург,* ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга — почтой")
664033, *Иркутск,* ул. Лермонтова, 289 ("Книга — почтой")
660049, *Красноярск,* ул. Сурикова, 45 ("Книга — почтой")
117312, *Москва,* ул. Вавилова, 55/7
117192, *Москва,* Мичуринский проспект, 12
103642, *Москва,* Б. Черкасский пер., 4
630091, *Новосибирск,* Красный проспект, 51 ("Книга — почтой")
630090, *Новосибирск,* Морской проспект, 22 ("Книга — почтой")
142292, *Пущино* Московской обл., МР "В", 1 ("Книга — почтой")
443022, *Самара,* проспект Ленина, 2 ("Книга — почтой")
199034, *Санкт-Петербург,* В.О., 9-я линия, 16
191104, *Санкт-Петербург,* Литейный проспект, 57
199164, *Санкт-Петербург,* Таможенный пер., 2
194064, *Санкт-Петербург,* Тихорецкий проспект, 4
634050, *Томск,* наб. реки Ушайки, 18 ("Книга — почтой")
450059, *Уфа,* ул. Р. Зорге, 10 ("Книга — почтой")
450025, *Уфа,* ул. Коммунистическая, 49

цена 2002
60-00
ГПНТБ СО РАН

9 2/2002

Юргенсон Георгий Александрович



Доктор геолого-минералогических наук, действительный член Международной академии минеральных ресурсов, председатель Читинского отделения Минералогического общества РАН, ведущий научный сотрудник Читинского института природных ресурсов СО РАН, профессор Забайкальского государственного педагогического университета, крупный исследователь месторождений полезных ископаемых, автор оригинальной модели образования рудоносных кварцевых жил как продуктов эволюционной самоорганизации водосиликатных расплавов, обогащенных летучими, рудными и щелочными металлами.

Внес большой вклад в изучение типоморфизма минеральных тел, минералогическое картирование и на этой основе разработал и внедрил новые оригинальные методики и способы поисков и оценки слепого оруденения. Успешно развивает новое направление в генетической минералогии – криоминералогенез.

В 1977–1980 гг. работал в Афганистане, где изучал месторождения меди, целестина, редкометалльных пегматитов, изумрудов, лазурита. Широко известен отечественной и зарубежной научной общественности как специалист в области минералогии кварца и самоцветов. Талантливый популяризатор науки. Его книги «Солнечный камень Забайкалья», «Каменная радуга», «Радуга в колеснице», «Утро свободы» пользуются неизменным спросом у читателей.

Автор более 330 научных работ, 270 из них, в том числе 11 монографий, опубликованы, имеет патент на изобретение.

Награжден медалью «За заслуги в разведке недр», присвоено звание «Отличник разведки недр».

Г.А. ЮРГЕНСОН

ЮВЕЛИРНЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ ЗАБАЙКАЛЬЯ