

В. И. Попова, В. А. Попов, С. К. Борщев,
В. П. Демочкин, А. А. Канонеров

**МИНЕРАЛОГИЯ
ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ
АЛАБАШСКОГО ПОЛЯ
САМОЦВЕТНОЙ ПОЛОСЫ УРАЛА**



Миасс 1999

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии
Уральская летняя минералогическая школа

В. И. Попова, В. А. Попов, С. К. Боршев,
В. П. Демочкин, А. А. Канонеров

**МИНЕРАЛОГИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ
АЛАБАШСКОГО ПОЛЯ
САМОЦВЕТНОЙ ПОЛОСЫ УРАЛА**

Миасс
1999

УДК 549.0:552.322(234.852)

Минералогия гранитных пегматитов Алабашского поля Самоцветной полосы Урала / Попова В. И., Попов В. А., Боршев С. К., Демочкин В. П., Канонеров А. А. — Миасс: ИМин Уро РАН. 1999. — 90 с. ISBN 5-7691-1009-0

Северная часть старейшего на Урале района Самоцветной полосы Урала — Алабашское жильное поле — включает 44 тела гранитных пегматитов, где отработаны такие всемирно известные, но минералогически малонизученные копи как Мокруша, Казенница, Голодная, Старая Мыльница и другие. В предлагаемой монографии приведены история исследований пегматитов Алабашки, их геолого-структурная позиция, строение и результаты изучения 88 минералов, в том числе новых и редких. Самоцветная минерализация выработана лишь в близповерхностных частях пегматитовых жил, и некоторые жилы перспективны для дальнейшей отработки.

Издание предназначено для студентов геологических специальностей, научных работников и коллекционеров.

Табл. 6. Илл. 35. Библ. 44.

Mineralogy of the granite pegmatites on the Alabashka field, Urals Gemstone band / Popova V. I., Popov V. A., Borshchuyev S. K., Demochkin V. P., Kanonero A. A. — Miass: Inst. of min., Urals Branch of RAS. 1999. — 90 p. ISBN 5-7691-1009-0

Northern part of the oldest on the Urals Gem-stone band — Alabashka veined field includes 44 bodies of granite pegmatites. In this area, world-known, but scantily mineralogically studied open pits, such as Mokrusha, Kazennitsa, Golodnaya, Staraya Mylnitsa and others were mined. In the monography, history of researches of Alabashka pegmatites, geological-structural position as well as results of study of 88 minerals, including new and rare are given. Gem-stones are mined only from near-surface parts of pegmatite veins, and some veins are perspective for the further exploitation.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук Е. П. Макагонов

Рецензент

профессор, доктор геолого-минералогических наук Э. Ф. Емлин

Издание подготовлено при финансовой поддержке

РФФИ (грант 98-05-64565)

П 174(99)

8П6(03)-1998

© ИМин Уро РАН, 1999

© Попова В. И., Попов В. А.,

Боршев С. К., Демочкин В. П.,

Канонеров А. А., 1999

ISBN 5-7691-1009-0

«Мурзинка — не только гордость и ценность всех минералогических музеев мира, это начало русской минералогии, точного знания природных кристаллов. Мурзинка — не только значительная страница нашей науки, не только гордость нашей страны. Мурзинка — начало настоящей культуры камня в России, ее каменной промышленности и многочисленных мастеровских и фабрик».

А. Е. Ферсман, 1974, с. 39–40

Краткая история исследований и отработки пегматитов Алабашки

Алабашское пегматитовое поле площадью около 19 км² расположено в среднем течении речки Алабашки (левого притока р. Нейвы) в Пригородном районе Свердловской области на Среднем Урале, в 8 км севернее села Мурзинка и в 15 км к западу от села Нейво-Шайтанка (рис. 1, а–б).

Первые архивные данные о находке самоцветов в этом районе сохранились в челообитной Михайлы Тумахова в Сибирский приказ в 1668 году, где он сообщал, что на реке Нейве «близь Мурзинской слободы отыскал цветное каменье», и в Тобольск был выслан указ «о горной свободе» в поисках цветных камней и руд (по Ферсману, 1962). В 1744 году район Мурзинки посетила императорская комиссия во главе с бригадиром Андреем Безром, и в донесении перечислены виды добывавшихся здесь самоцветов и размах добычи — «несколько сот шурфов (шурфов)». 15 марта 1765 года императрицей Екатериной II был подписан указ «Об учреждении Экспедиции в Екатеринбург для сыскания разных цветных камней», и летом того же года по всему Уралу, в том числе и в Мурзинскую слободу, отправились поисковые отряды. Эти свидетельства относятся в целом к району Мурзинки. Начало же старательских разработок цветных камней на речке Алабашке относится к концу XVIII века; так, в «Материалах для минералогии России» Н. И. Кокшаров (1852), характеризуя форму топазов и бериллов, уже упоминает Мокрушу, Старцеву Яму и Голодный Лог, отмечая, что работы в этом районе ведутся уже около 70 лет; он указывает, что подробности о первоначальном открытии минералов в окрестностях Мурзинки изложены в статье Н. О. Ирмана (1836) «О месторождении цветных камней в Мурзинской слободе». В 1775 году на алабашских коях уже были поставлены казенные работы, и немало самоцветов добыто. По мере истощения легкодоступных частей жил на свободный промысел

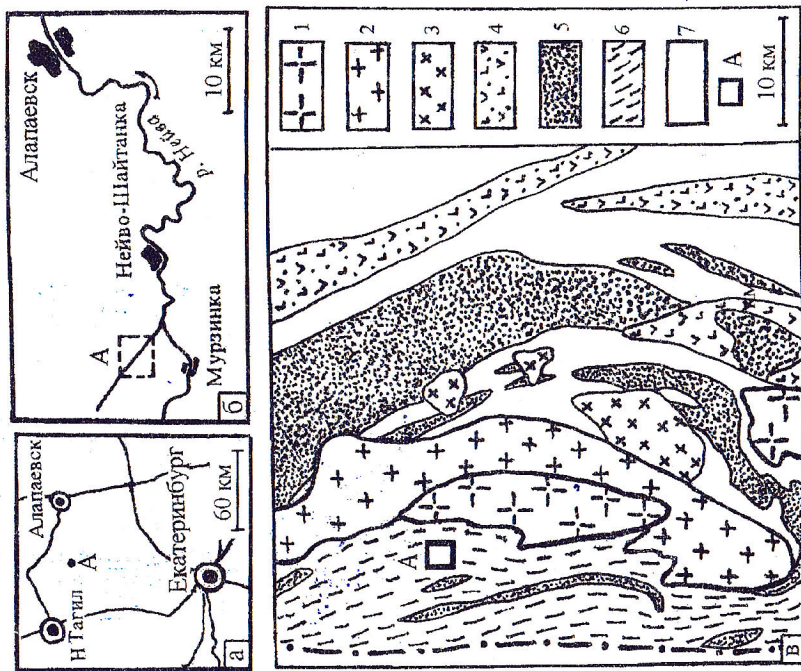


Рис. 1. Схема расположения Алабашского жильного поля (а, б) и его геологическая ситуация (в; по А. В. Коровко, 1988; упрощено).
1 – порфировидные граниты ватихского комплекса ($P_{1,2}$), 2 – гранитоиды мурзинского комплекса ($P_{1,2}$), 3 – гранодиориты кривчанского комплекса ($C_{1,2}$), 4 – андезитовые базальты и туфы (D_3-C_1), 5 – серпентинизированные ультрамафиты (S_1), 6 – кристаллические сланцы и гнейсы алабашской толщи ($R_{2,3}$), 7 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (Pz_1). А – Алабашское поле.

был наложен запрет, и за билет на добычу камней, выдаваемый Императорской гранильной фабрикой г. Екатеринбург, в казну платили 10 рублей, а порядок работ регламентировался «Правилами на добычу цветных камней» по указу от 1832 года. С этого времени параллельно началась и хитническая (нелегальная) добыча и продажа самоцветов. Копь Мокруша славилась голубыми топазами и гелиодорами, Казенница и Мыльница – аквамаринами, Старцева Яма – бериллами и раухтопазами, Хрустальница – горным хрусталем.

Мурзинские самоцветные копи вызывали большой интерес естествоиспытателей, минералогов и коллекционеров. В 1789 году Мурзинку посетил будущий начальник Екатеринбургского горного правления И. Ф. Герман. Краткое описание Мурзинских копей приволил Г. Розе (1829 г.), Н. Ирманом (1836 г.), Г. Щуровским (1838 г.), А. Краснополюским (1891–92 гг.), А. Карножицким (1894). Первая карта 75 Мурзинских копей м-ба 1:42 000 составлена уральским краеведом П. Калугиным в 1886 г., выпустившем в 1887 г. небольшую книгу «Мурзинские и Алабашинские копи цветных камней на Урале» и одноименную статью (Калугин, 1888). В 1911 г. схема расположения копей Алабашки была составлена Н. Михеевым. Период 1912–21 гг. по праву можно назвать ферсмановским периодом изучения пегматитов Алабашки: А. Е. Ферсман обследовал все доступные на то время выработки, привел схематическую карту копей и охарактеризовал геологич., минералогич., геохимич. и строение пегматитов, наиболее детально – жилы Мокруши. Во втором томе книги «Драгоценные и цветные камни СССР» А. Е. Ферсман (1925) обобщил все имевшиеся данные, и его красочное описание и модель формирования пегматитов путем прямой кристаллизации в полостях до сих пор не потеряли своего значения. В 1920 г. возобновились казенные работы (в основном, на Мокруше), а с 1923 г. все месторождения цветных камней района перешли в ведение треста «Русские самоцветы».

Геологическая съемка м-ба 1:50 000 этого района впервые была проведена в 1932 г. С. В. Дмитриевым при участии В. К. Зайцева (рукопись В. К. Зайцева 1933 г.). Геологическая карта такого же масштаба в 1937 г. была составлена К. Н. Озеровым и О. Н. Лебедевой (1938ф), и в отчете ЦНИГРИ дана детальная петрографическая характеристика встречающихся пегматитов пород. Геологические работы в районе проводили также В. В. Белов и Л. Г. Сотина (1938 г.), В. А. Артамонова и Е. И. Клевцов (1949 г.), Б. М. Романов и Д. С. Штейнберг (1954 г.).

Ревизионные работы на редкие металлы с опробованием отходов старых копей проводились в 1954–55 гг. под руководством А. В. Глазкова и А. Д. Шенгелия. В это же время проводились геологосъемочные работы м-ба 1:50 000 в зоне западного контакта Мурзинского гранитного массива М. Ф. Чурсиной и А. Г. Жученко. На Алабашском месторождении керамических пегматитов (на жилах Северная Мыльница и Тысячница) в 1957–63 гг. проводены разведочные работы (Белов, Свистунов, 1964ф).

В 1964–68 гг. Мурзинской партией Пышминской экспедиции проведены поисково-оценочные работы на Мокруше (под руководством А. Д. Шенгелия и Л. Г. Гумерова). Было вскрыто 56 гнезд, добыто 61 кг топазов, 31,2 кг турмалина, 0,38 кг берилла, 200 кг мориона. В отчете об этих работах (Гумеров и др., 1968ф) охарактеризованы более 40 минералов, приведены множество фотографий (в том числе – цветных) и хи-

мические анализы некоторых минералов и их оптические константы. В 1970 г. В. М. Ариштейном составлена карта проявлений камнесамоцветного сырья Мурзинско-Алудской зоны м-ба 1:100 000 (Ариштейн и др., 1971ф).

Вновь к поисково-оценочным работам на Мокруше вернулись в 1971–76 гг. ПО «Уралкварцсамоцветы» и его Нейвинская геологоразведочная партия. В них принимали участие геологи Г. А. Корендасев, Е. С. Ворожев, В. А. Кокоулин, Н. А. Полянцев и другие (Ворожев и др., 1976ф). Параллельно Алабашское жильное поле было охвачено оценочными работами тематического отряда Комплексной экспедиции Всесоюзного Шестого производственного объединения (ВШПО) под руководством В. В. Смертенко (Смертенко и др., 1974ф). Карьер и другие выработки, заложенные в этот период на Мокруше, дали обильный коллекционный материал и небольшое количество ограниченного сырья. Подтверждена перспективность этой многополостной жилы. Для кристалломорфологического описания добытого кристаллосырья был привлечен сотрудник Ильменского заповедника В. А. Попов.

Поисково-разведочные работы были продолжены в 1979–81 гг. Нейвинской партией в связи с оценкой Алабашского жильного поля на ограниченное (берилл, топаз), подделочное (графический пегматит) и коллекционное сырье. Геологические работы выполняли Г. А. Корендасев, Е. С. Ворожев, В. А. Кокоулин, Г. Н. Пильщиков, А. А. Рожков, С. К. Борщев, И. А. Гурков и другие. В отчете (Рожков и др., 1981ф) указано, что Мокруша представляет собой систему трех пологопадающих жил, состоящих из крутопадающими и прорывающих гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и граниты. В период 1982–86 гг. на участке Могол (на жилах Мокруше и Голодной) Нейвинской партией проводились разведочно-добычные работы. Геологический контроль и документация выполнялись геологами Г. А. Корендасевым, В. Н. Рябовым, И. А. Гурковым, В. А. Кокоулиным, А. А. Рожковым, С. К. Борщевым и другими, а также частично сотрудником Института геологии и геохимии О. К. Ивановым. Отчет (Рябов и др., 1986ф) содержит весьма обширные материалы по геологии пегматитовых тел, их строению, по применению геофизических методов при разведке пегматитов, дана минералогическая сводка за предшествующий период и новые минералогические находки (гамбергита, арсенопирита, тодорокита и др.).

В этот период (а именно – в 1985 г.) в карьере № 1 жилы Мокруши было вскрыто 200 занорышей и полостей с самоцветной минерализацией, которая поставлялась ведущим геологическим музеям России. В 76 крупных пробах оказалось более 5 кг ограниченного топаза, около 1 кг берилла и 2870 штучков друзового материала. Среди последних надо отметить уникальную друзовую композицию «Победа» с двумя крупны-

ми (около 20 см) и 25 более мелкими (1–6 см) кристаллами голубого топаза и «розами» клеветандита. Вес этой друзы 43 кг, она передана в Гохран России.

В 1987–91 гг. поисково-оценочные работы проводились на жилах Казенница, Старцева Яма, Старая Мыльница, Трехсотенная и Мыс-П (Рожков и др., 1991ф); в 1992–93 гг. Нейвинским государственным геолого-промышленным предприятием (ГТПП) проведена опытно-промышленная отработка наиболее перспективной жилы Казенница до глубины 30 м. Впервые было показано, что не только пологие, но и крутопадающие жилы могут разрабатываться на камнесамоцветное сырье. Последними работами Нейвинского ГТПП на Алабашском поле выявлялся поисково-разведочные работы 1998–99 гг. (копья Тысячица). В Мраморном логу у Нижней Алабашки планируется отработка рубиноносных мраморов старательской артелью, и уже вновь появились строения на месте бывшей деревни.

В монографии А. С. Таланцева (1988) среди камерных пегматитов охарактеризованы и пегматиты Алабашки – их геологическое положение, элементы строения и представления о генезисе; описания минералов не приведено.

Наше доизучение минералогии гранитных пегматитов Алабашского поля сделано преимущественно на уцелевшей части коллекции и фондов Нейвинской партии (Нейвинского ГТПП), музейных и частных коллекций, а также материалов, собранных нами в полевые периоды 1977–78 гг. и 1997–99 гг. в карьерах, на отвалах и в керне буровых скважин. Обобщены также основные результаты исследований и разведочных работ последних 50 лет по материалам производственных отчетов. За этот период на ряде пегматитовых жил были пройдены карьеры (на Мокруше, Голодной, Старцевой Яме, Северной Мыльнице), глубокие шурфы, траншеи, канавы, несколько сот метров подземных горных выработок и более трехсот скважин колонкового бурения. Отдельные публикации посвящены минералогии Казенница (Попов и др., 1996) и Мокруши (Попов, Попова, 1999); издан краткий минералогический путеводитель и кадастр Мурзинских самоцветных копей (Канонеров, Чудинова, 1998).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований и помощи наших коллег – геологов Нейвинской партии и Нейвинского ГТПП (Г. А. Корендасева, Е. С. Ворожева, В. А. Кокоулина и др.), сотрудников Нижне-Тагильского музея-заповедника (Н. Д. Чудиновой и др.) и Института минералогии (Е. П. Макагонова, Е. И. Чурина, В. А. Муфтахова, В. А. Котлярова, Т. М. Рябухиной и др.); мы глубоко признательны О. К. Иванову за предоставление исследовательских образцов и материалов по Мокруше и Голодной.

Геолого-структурная позиция пегматитов Алабашского поля

Жильное поле гранитных пегматитов Алабашки приурочено к северной части субмеридиональной Мурзинско-Аудуйской зоны Самоцветной полосы Урала. Мурзинско-Аудуйская зона длиной около 100 км и шириной до 16 км представляет собой западное обрамление одноименных гранитных массивов Восточно-Уральского поднятия. Зона сложена алабашской толщей метаморфических пород средне- верхнерифейского возраста (ранее называемой мурзинской гнейсовой толщей нижнепалеозойского возраста), мощностью 1500–2000 м с интрузивными телами гранитов, гранодиоритов, габброидов и гипербазитов (Смертенко и др., 1980; Ферштатер, Бородин, 1994). К востоку от Мурзинского гранитного массива в метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах локализованы массивы серпентинизированных гипербазитов (Алапаевский и Останкинский) и гранодиоритов (Малоклевакинский и Кривчанские); западнее Мурзинско-Аудуйской зоны за Мурзинским разломом развиты палеозойские фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные породы (рис. 1, в).

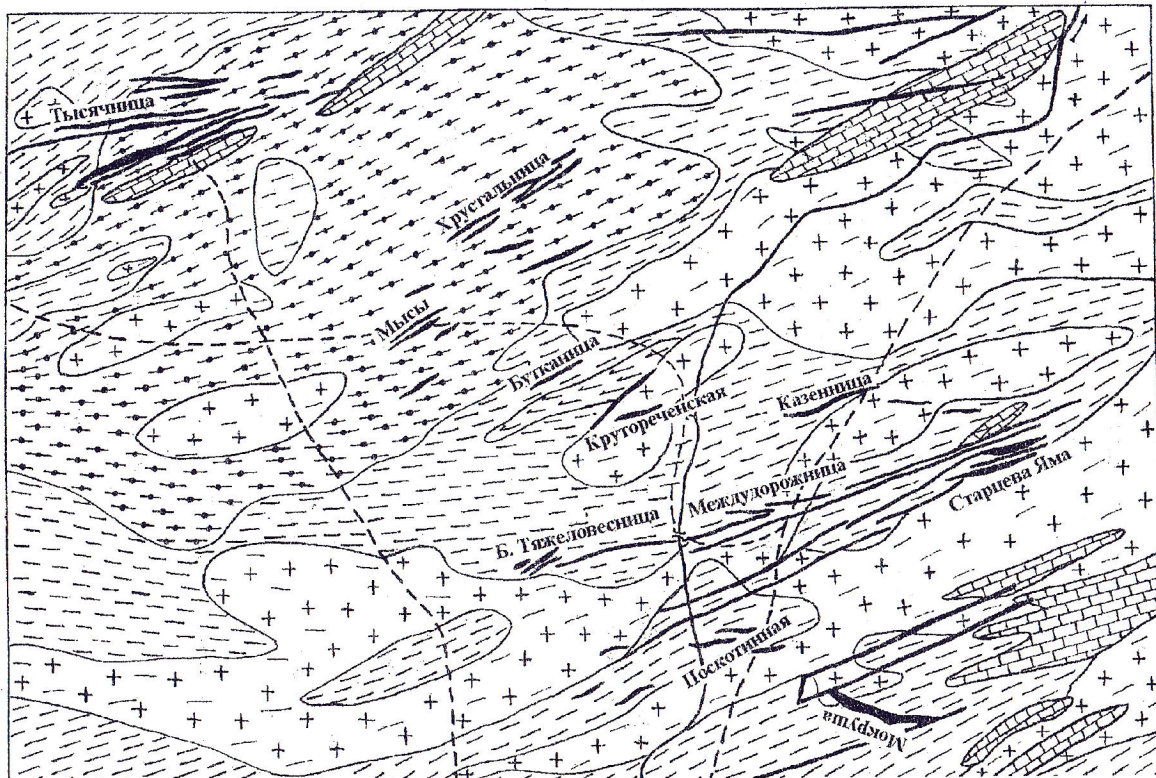
Наиболее древними породами алабашской (мурзинской) толщи считаются биотитовые, гранат-биотитовые (иногда со ставролитом) и двуслодные гнейсы контактовой зоны Мурзинского гранитного массива. К западу эти породы сменяются амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с линзами амфиболитов и меланократовыми кристаллическими сланцами, местами с кордиеритом. Еще западнее залегает пачка кварцитов и слюдяно-кварцевых сланцев с линзами мраморов. Считается, что степень метаморфизма пород толщи понижается от амфиболитовой фации в контактной зоне массива до эпидот-амфиболитовой к западу от него (Коровко, 1982; Таланцев, 1988). В последнее время в разных участках алабашской толщи выявлены породы гранулитовой фации, характеризующиеся наличием антипертитовых плагиоклазов, ортоклазов, высокими содержаниями титана в биотите и роговой обманке (Ферштатер, Бородин, 1994); по биотит-гранатовому геотермометру температура формирования корундосодержащих амфибол-биотитовых кристаллических сланцев у д. Комарово определена в 710 °С (Попов, 1998).

Метаморфические породы алабашской толщи пронизаны телами гипербазитов, габброидов и широко развитых разгнейсованных гранитоидов; последние разделяются на южакровский (западный), ватихский и мурзинский комплексы (Ферштатер, Бородин, 1994). Гипербазиты часто превращены в тальк-карбонатные или актинолитовые сланцы и распространяются либо согласно с гнейсами, либо секут их и трансформируют тектонические нарушения (Таланцев, 1988).

На Алабашском жильном поле (границы которого проведены условно, по известным старательским копиям) выявлены 44 жилы гранитных пегматитов, в том числе 25 полнозональных и друзовыми полостями и самоцветной минерализацией (рис. 2); 8 из них разведаны горными выработками и частично – скважинами колонкового бурения. Наиболее детально разведаны жилы Мокруша, Казенница, Голодная, Тысячница, Старцева Яма и Мыльница. Большая часть площади перекрыта чехлом рыхлых отложений мощностью 2–5 м и более (элювиально-делювиальные, делювиальные и аллювиально-делювиальные песчано-глинистые отложения с галькой, валунами и щебнем; на карте не показаны).

Непосредственно в пределах Алабашского поля развиты гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, скриноиды, мраморы и кальцифиры, прорванные телами адамеллитов (Озеров, Лебедева, 1938ф; Ферсман, 1962; Смертенко и др., 1980; Попов, 1980; Рожков и др., 1981ф; Рязков и др., 1986ф; Ферштатер, Бородин, 1994). Среди гнейсов выделяются орто- и парапороды, состоящие из полевых шпатов, биотита, иногда амфибола, пироксена, кварца, силлиманита, диопсида; акцессорные – апатит, титанит, сульфиды. По представлениям Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородина (1994), парагнейсы отличаются наличием кордиерита, графита и некоторым обогащением Rb и Sr. Гнейсы и амфиболиты часто скарнированы с появлением участков пироксен-амфибол-кварцевой состава со скаполитом, плагиоклазом, титанитом, апатитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, гранатом. По данным А. А. Краснобаева, возраст циркона из биотитовых кристаллических сланцев около д. Южаково определен в 1120 млн лет, гипербазит-габбровая серия отнесена к раннему силуру, процесс плагиогранитизации протекал около 450 млн лет, гранитизации – 240–324 млн лет назад (по А. В. Коровко, 1988).

Биотит-плагиоклазовые гнейсы являются наиболее распространенными породами гнейсовой толщи и слагают центральную часть Алабашского поля. Простирание пачек гнейсов 340 °С3 согласно простиранию региональных структур. Это светло-серые мелкозернистые породы с резко выраженной гнейсоватостью и неравномерно-полосчатой текстурой. В разных полосах («слоях») содержание биотита составляет 2–30 %, плагиоклаза (олигоклаза) – 5–90 %, кварца – 20–50 %; акцессорные минералы – альмандин, апатит, циркон, титанит, графит, изредка силлиманит, кордиерит, ставролит, корунд (Озеров, Лебедева, 1938ф). В составе зеленовато-бурых биотитов из гнейсов содержится (мас. %): FeO 21–23; MgO 9–11; TiO₂ 3–5 (Ферштатер, Бородин, 1994; Попов, Попова, 1999). В ряде участков в гнейсах отмечается калишпат (до 50 %), альбит-олигоклаз, турмалин, более поздние хлорит, эпидот, магнетит, пирит, халькопирит, серицит.



1-3 - гнейсы и сланцы Алабашской толщи (R₂₃): 1 - биотитовые, 2 - графит-биотитовые и графит-кварц-биотитовые, 3 - биотит-амфиболовые и амфиболиты; 4 - мраморы, сканноиды, карбонатиты (P); 5 - гранитоиды Южаковского (C₃) и ватикского (P₁) комплексов; 6 - гранитные пегматиты (P₂-T₁); 7 - геологические границы; 8 - дороги и мосты.

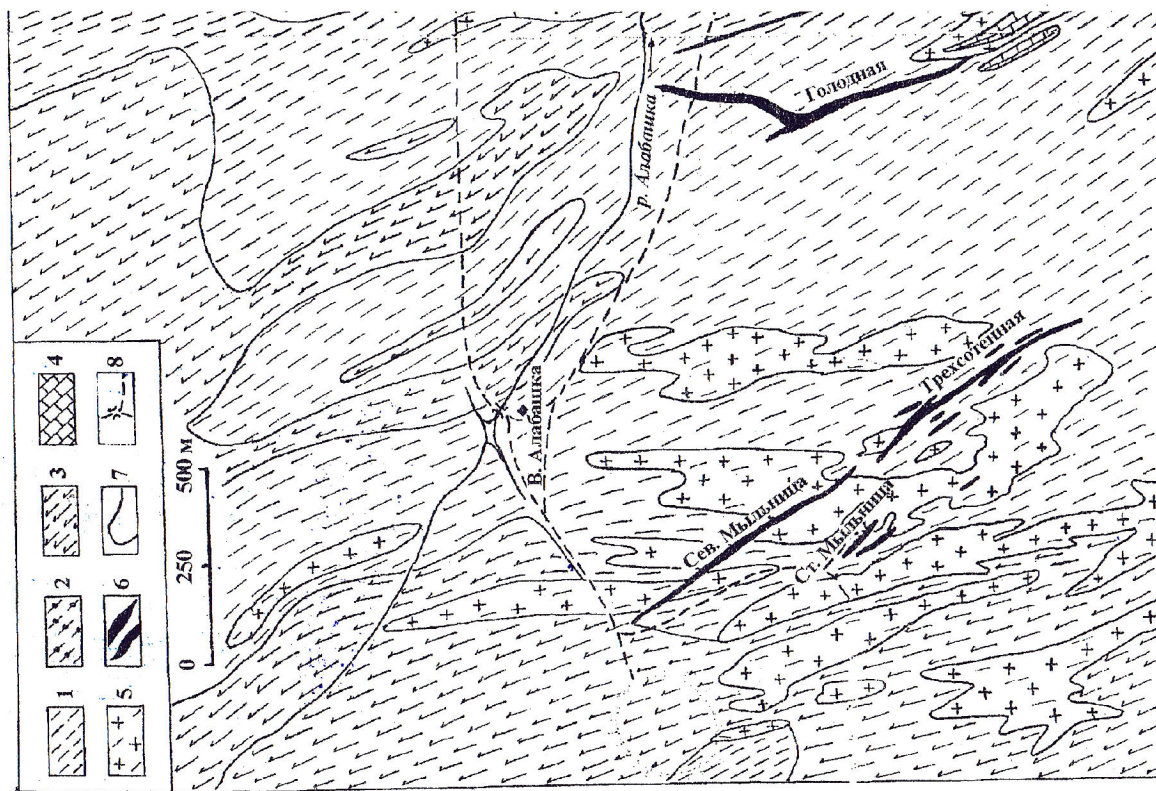


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Алабашского жилого поля (по материалам Нейвинского ГПШ).

Амфиболовые (амфибол-плагиоклазовые) гнейсы – серые и темно-серые мелко- и среднезернистые породы – состоят из обыкновенной или актинолитовой роговой обманки (10–25 %) и преобладающего по количеству плагиоклаза (олигоклаза или андизина); встречаются кварц (до 10–30 %), биотит (3–5 %), диопсид (до 2–30 %) и акцессорные апатит, циркон, титанит, магнетит. Амфиболовые гнейсы преимущественно слагают западную часть поля.

Среди гнейсов есть прослой массивных или разгнейсованных амфиболитов с преобладающим плагиоклазом (олигоклаз-андезином или лабрадор-битовинитом) и менее развитой роговой обманкой. Из других минералов отмечены диопсид-геденбергит, биотит, эпидот, цоизит, титанит, кальцит, апатит, ильменит, циркон, пирит, халькопирит (Озеров, Лебедева, 1938ф). Встречаются скарнированные амфиболиты, обогащенные гранатом (до 25 %), кальцитом, апатитом, пиритом и халькопиритом.

Графит-биотитовые гнейсы наиболее проявлены в северо-восточной части поля. Графит в гнейсах есть как однозернистый с другими минералами, так и отчетливо наложенный по трещинам кляважа (по гнейсоватости). В графитовом гнейсе около д. Нижняя Алабашка отмечалось до 40 % апатита и много монашита (Озеров, Лебедева, 1938ф). Проявления графита известны около деревень Верхняя и Нижняя Алабашки и Комарово.

Из вмещающих пород особого описания заслуживают мраморы, образующие линзы южнее жил Мокруши и Голодной и в районе бывшей д. Нижняя Алабашка, отмеченные еще А. Е. Ферсманом (1962) в 1916 году; он указывает в них кальцит, доломит, флогопит, графит, диопсид, тремолит. К. Н. Озеров и О. Н. Лебедева (1938ф) дополнительно отметили лиловую и розовую шпинель, флюорит, скаполит, апатит, бледно-зеленый гранат, тальк, титанит, кварц, рубин, форстерит, серпентин, хондродит, энстатит, хлорит, лабрадор, томсонит(?), магнетит, клиноцоизит, микроклин. Еще расширили список минералов мраморов и кальцифилов Г. Б. Ферштатер и Н. С. Бородина (1994): битовинит, пирит, пирит и халькопирит. Наши исследования мраморов (Полов и др., 1998) дали несколько неожиданный результат: оказалось, что карбонатные породы образуют секущие тела, возникшие преимущественно позднее скарнов и ранних гранитоидов; структура их является результатом сокращения карбонатов с хромфлогопитом, хромдиопсидом, хромпаргаситом, уваровитом, хромитом, пирротинитом, пентландитом, ортитом, цирконом, т. е. эти породы являются карбонатами. Карбонаты внедрились после ранних гранитных пегматитов и некоторых кварцевых жил, но до порфировидных гранитов и пегматитов с самцветами. В мраморах юго-западнее д. Нижняя Алабашка (в 2-х км) из-

вестно месторождение благородной шпинели и рубина, где встречались кристаллы розовой и фиолетовой шпинели до 2–3 мм, иногда до 10 мм (Озеров, Лебедева, 1938ф).

Гранитоиды и разгнейсованные граниты (гранито-гнейсы) составляют около 40–50 % объема гнейсовой толщи Алабашского поля и представлены породами южаковского (C_3) и, возможно, ватихского (P_1) комплексов. Среди гранитоидов южаковского комплекса выделяются мигматизированные плагиоадамеллиты и плагиограниты первой фазы и гнейсовидные граниты второй фазы, рассекаемые жильными типами третьей фазы; гранитоиды разных фаз характеризуются разными типами и направлением гнейсоватости и образуют единый котектический ряд, отвечающий изобаре 5 кбар (Ферштатер, Бородина, 1994). Тела биотитовых гранитоидов южаковского комплекса имеют субмеридиональное простирание и более крутое восточное падение в отличие от вмещающих гнейсов. Более поздние крупнозернистые порфировидные граниты с анитом, ортитом и монашитом, картируемые на участках некоторых жил (Мокруши, Голодной, Старой Мыльница и других), имеют массивную текстуру и непосредственно предшествуют гранитным пегматитам с самоцветной минерализацией; эти граниты отнесены нами предположительно к ватихскому комплексу.

Пегматитовые жилы в пределах Алабашского поля образуют три жильных узла: западный узел – жилы Северная Мыльница, Старая Мыльница, Трехсотенная, центральный узел – Голодная, Мокруша, Старцева Яма, Казенница, Поскотинная, Междудорожная, Ров, Большая Тяжеловесница, Малая Тяжеловесница, восточный узел – Крутореченская, Бутканица, Мыс-I, Мыс-II, Хрустальница. Тысячи пегматитовые жилы выполняют полости крутопадающих (50–70°) и пологопадающих (10–25°) на восток трещин субмеридионального, реже северо-западного и северо-восточного простирания; иногда не-которые части жил субгоризонтальны или полого падают на запад (например, Мокруша).

В пределах Алабашского поля проявлены и более поздние крутопадающие тектонические нарушения северо-восточного и субширотного простирания, вдоль которых развиты продукты процессов безрезистизации и аргиллизации, иногда с амethystами. Участки пегматитовых жил, в том числе и друзовые полости, попадающие в эти тектонические зоны, нередко почти полностью бывают уничтожены процессами растворения и замещения; в друзовых полостях на этих участках проявлена регенерация пегматитового кварца поздним гидротермальным (бесцветным и амethystовидным).

Морфология и строение пегматитовых тел

Топаз-берилловые гранитные пегматиты Алабашского поля являются секущими по отношению к жильным биотитовым гранитам южакского комплекса и сопровождающих их жил рекристаллизованного (гранулированного в разной степени) кварца с небольшим количеством полевых шпатов и биотита. Эти ранние кварцевые жилы пересечены небольшими жилами гранитных пегматитов существенно плагиоклазового состава с пироксеном, титанитом, халькопиритом и пирротинном. Секущие их порфировидные антит-ортитовые граниты в свою очередь пересечены жилками мелкозернистых аплитовидных гранитов. Все перечисленные жильные тела являются вмещающими породами жил гранитных пегматитов с самоцветной минерализацией.

Морфологию и строение топаз-берилловых гранитных пегматитов Алабашки кратко рассмотрим на примере наиболее разведанных жил.

Мокруша

Копь Мокруша расположена в 1,5 км на запад-северо-запад от бывшей д. Нижняя Алабашка, в 300 м к югу от р. Алабашки. Длительная история ее отработки (с конца XVIII века) предоставила разным исследователям наблюдать различные части жилы, и в имеющихся опубликованных и рукописных материалах можно найти разные варианты описания морфологии жилы в плане и в разрезах (Ферсман, 1925; Гумеров и др., 1968ф; Смертенко и др., 1974ф, 1980; Ворожев и др., 1976ф; Рожков и др., 1981ф; Рябов и др., 1986ф; Таланцев, 1988; Попов, Попова, 1999; Иванов, 1999). Выработками копи Мокруша вскрыта система трех крупных пологозалегающих плащеобразных тел с простиранием 20–40 °ССВ, расположенных друг под другом и соединенных между собой крутопадающими телами с простиранием 340–350 °ССЗ (рис. 3). По указанию А. С. Таланцева (1988), в верхнем пологом теле в полостях характерна лепидолит-топазовая минерализация, в среднем теле – альбит-берилловая, в нижнем – альбит-морионовая. Отрабатывавшаяся карьером жила имеет форму седловидно-прогнутой плиты; западное крыло жилы падает под углами 10–24 °ЮВ, восточное – под углами 7–10° (рис. 4). Жилы локализованы в биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах, инфицированных мелко-среднезернистыми гранитами и более поздними порфировидными ортитовыми гранитами; на юге развиты линзовидные тела мраморов (карбонатитов). Разведанная длина жилы около 500 м, мощность жилы от 2–3 м в западном крыле до 10–14 м в ее средней части.

А. Е. Ферсман (1925) в строении обследованной им жилы мощностью около 1,5 м в 1921 г. отмечал такие зоны от контактов с гнейсами к

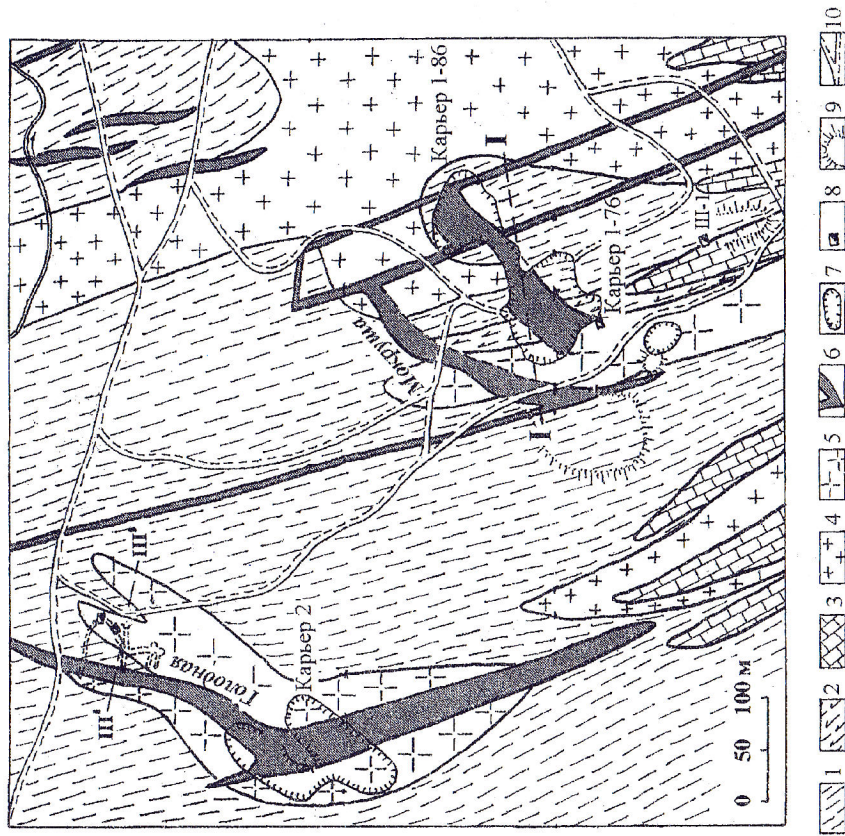


Рис. 3. Геологический план жил Мокруша и Голодная.

1 – гнейсы биотитовые, 2 – гнейсы амфиболовые и амфиболиты, 3 – мраморы (карбонатиты), 4 – граниты биотитовые мелко-среднезернистые (южакского комплекса), 5 – граниты ортитовые порфировидные (ватхского комплекса), 6 – гранитные пегматиты, 7 – карьеры, 8 – глубокие шурфы, 9 – отвалы, 10 – дороги. I-I, III-III – разрезы. Составили С. К. Боршев, И. А. Гурков, В. А. Попов.

середине жилы: 1) мелкозернистый гранит; 2) микро- и мелкогранитный пегматит; 3) маломощная аплитовая зона с гранатом; 4) пегматидная зона без графической структуры; 5) занорыши с кварцем и топазом. Позднее, обобщая все свои наблюдения в жиле Мокруше, А. Е. Ферсман (1940; 1962) отмечает краевую аплитовую зону, мелко- и среднегранитическую («припас»), пегматидно-блоковую («тошак») и занорыши в центре жилы (что, конечно, весьма схематично).

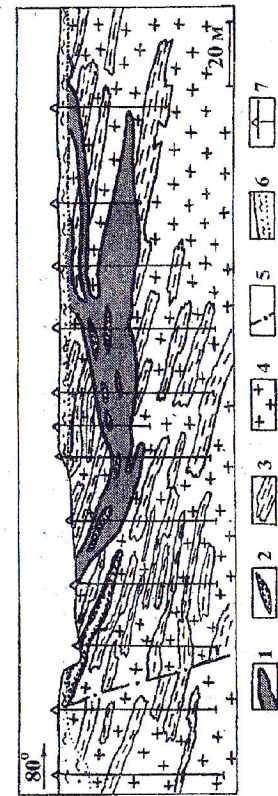


Рис. 4. Геологический разрез I-I жилы Мокруша (по В. М. Смертенко и др., 1980).

1 – графический пегматит, 2 – блоковый пегматит с полостями, 3 – гнейсы биотитовые и биотитизированные амфиболиты, 4 – граниты, 5 – тектонические нарушения, 6 – рыхлые отложения, 7 – скважины.

Результаты разведки Мокруши в 1964–68 гг. и в 1971–76 гг. показали, что жила имеет в общем асимметричное строение (Смертенко и др., 1974ф; 1980): зона гранит-пегматита и мелкозернистого гранита развита преимущественно в лежачем контакте жилы, а висячем она прерывиста и часто не проявлена; следующая за ней зона графического пегматита в лежачем боку жилы характеризуется последовательным укрупнением ихтиоглиптов кварца в полевом шпате; пегматоидно-блоковые линзовидные обособления с остаточными друзовыми полостями или без них отмечались как по центру графической зоны, так и в отдельных участках лежачего и висячего контактов жилы (рис. 4–5).

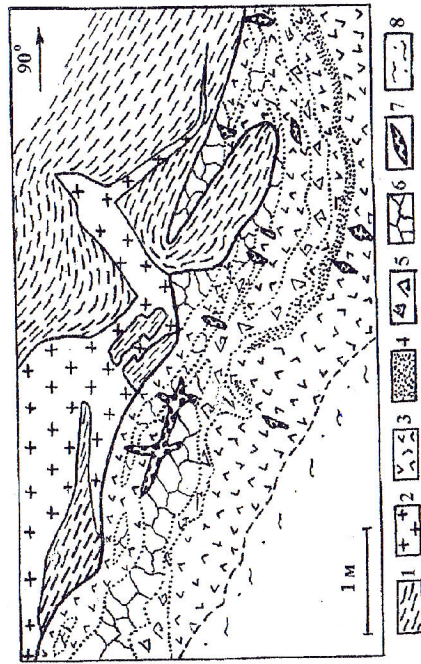


Рис. 5. Деталь строения жилы Мокруша в разрезе стенки карьера 1-76. 1 – гнейсы биотитовые и биотитизированные амфиболиты, 2 – гранит биотитовый, 3 – мелко- и среднеграфический пегматит, 4 – аплит гранатосодержащий, 5 – крупнографический пегматит, 6 – блоковый пегматит, 7 – друзовые полости, 8 – осыпь. Зарисовка В. А. Попова.

Наблюдениями В. А. Попова в 1977–78 гг. в карьере № 1 отмечено неоднократное повторение разных по структуре графических зон. Рисунок неоднородно-графических зон обусловлен разной величиной, формой и количеством ихтиоглиптов кварца в разных зонах и пирамидах роста кристаллов полевого шпата. В краевых зонах графического пегматита характерен мечевидный антит, а во внутренних – сидерофиллит. Внутри графической зоны встречена гранитоподобная зона мощностью до 10 см, обогащенная гранатом и кварцем, в других случаях – либо субизометричным турмалином, либо субизометричным морионом; такую обогащенную морионом породу О. К. Иванов (1999) предложил называть «мокрушитом». Встречались случаи обростания крупных индивидов берилла и шерла кварц-полевошпатовой графиткой. После зоны графического пегматита с мечевидным сидерофиллитом в жиле проявлена зона с крупными (до 1 м) кварц-мусковитовыми симплектитовыми сращениями, которые кристаллизовались совместно с полевыми шпатами и представляют продукт прямой кристаллизации в полости жилы. Остаточные друзовые полости разной величины встречаются во всех структурных зонах пегматита, и друзы минералов в них в таком случае соответствуют составу предполостного агрегата; наиболее характерны полости в блоковом пегматите. Наложенные друзовые полости обычно являются секущими относительно границ зон пегматита, состав их в целом отличается от вмещающего жильного агрегата с дорастанием (регенерацией) в ряде случаев минералов пересекаемых зон. В друзовых полостях широко проявлены процессы избирательного неоднократного растворения разных минералов – микроклина, кварца, мусковита, граната, топаза, берилла, что отмечено рядом исследователей (Кокшаров, 1856; Ферсман, 1959; Шафрановский, 1950; Попов, 1980; 1982; Фекичев, 1981).

В процессе расширения карьера № 1 в 1981–86 гг. были получены дополнительные данные о строении жилы в копи Мокруша. По данным И. А. Гуркова (Рябков и др., 1986ф), от контактов жила сформирована сразу крупнографическим пегматитом; последующие зоны подчеркивают асимметричное ее строение: в лежачем боку проявлены две зоны гранит-пегматита, разделенные грубографическим пегматитом, а в висячем боку пегматит не отмечен. Следующая зона – мелкографическая пегматита – есть в обоих боках жилы; в лежачем боку в ней выделяются пропластки ультракислого, обогащенного кварцем гранита («мокрушита»), а в висячем боку после этой зоны развиты маломощные линзы аплита, после которого в жиле развит пегматит сферолитовой структуры. Приведено также много примеров наложенных друзовых полостей. Все это еще раз подчеркивает сложный и длительный процесс формирования многополостной жилы Мокруши. Детальнее Мокруша охарактеризована нами ранее (Попов, 1980; Попов, Попова, 1999).



Копь Мокруша наиболее известна находками уникальных кристаллов топаза (в 1911 г. — весом 30 кг, в 1971–76 гг. — от 8 до 13 кг, в 1985 г. — сросток в 43 кг), гелиодоров, крупных пластин лепидолита с внутренними зонами циннвальдита и масутомиллита, а также замечательных кварц-полевошпатовых и кварц-альбит-лепидоловых друз (рис. 6).

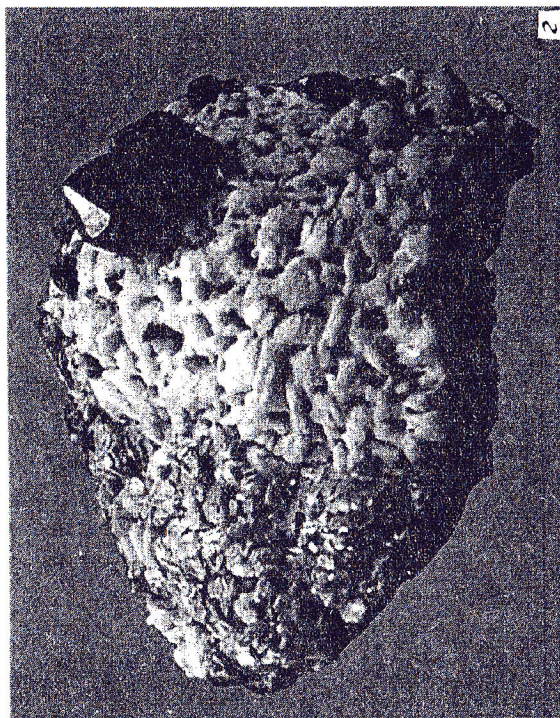


Рис. 6. Друзы минералов из Мокруши:
а — микроклина, б — графического микроклина с дорастанием ихтиоглифтов раухтопаза в полости, в — альбит-лепидоловая с раухтопазом, г — мусковит-альбитовая с морионом. Величина друз около 15–20 см (Музей Ильменского заповедника). Фото А. В. Рочева и В. А. Попова.

Голодная

Жила Голодная (или Голодный Лог) находится в 400 м северо-западнее Мокруши и локализована в порфировидных ортитовых гранитах и биотитовых гранито-гнейсах по сочленяющимся трещинам ССВ и ССЗ простирания (см. рис. 3); в гнейсах встречаются жильобразные тела карбонатов и хлоритизированного пироксена с пирротинном, халькопиритом и линейными зонами флогопитизации. На северо-западе жила выходит на поверхность, погружаясь на юго-восток с выклиниванием на глубине 70–80 м; она образована тремя кулисами, перекрывающимися друг друга по вертикали с разрывом до 2–6 м с падением под углом 10–15 °ВЮВ. Мощность жилы от 0.5 до 4.5 м, по простиранию жила прослежена на 600 м (рис. 7). На северо-западе жила отработана старателями до глубины 8–10 м, на горизонте 21 м разведана штольней; в центральной части вскрыта карьером № 2. Продуктивная пологопадающая жила с запада ограничена крутопадающей жилой практически без гнезд (Рябков и др., 1986б).

Пологая жила симметрично-зональна. В зальбандах зона пегматоидно-глубографического пегматита мощностью 0.2–0.5 м с мечевидным аннитом до 2 см; центральная часть жилы сложена мелкографическим среднеблоковым пегматитом с сидерофиллитом, с переходом в крупно-гигантоблоковый крупнографический со скелетными кварц-мусковитовыми агрегатами подобно мокрушинским. В графическом пегматите калишпат-кварцевая графика тяготеет к всяческому боку жилы, а плагиоклаз-кварцевая – к лежащему. В северной жиле центральная пегматоидно-блоковая развитая повсеместно (до 0.4–0.8 м мощностью) с кварцевыми ядрами. Друзовые полости с кристаллами кварца, полевых шпатов, мусковита, зональных сидерофиллит-лепидолитовых и цинвальдит-лепидолитовых кристаллов и длиннопризматического шерла развиты преимущественно в блоковой зоне. Под кварцевыми ядрами полости трещин выполнены альбитом с мелкими кристалликами желтого берилла и гелиодора от 1–1.5 см до 5–7 см, турмалина и топаза. Как и в Мокруше, в друзовых полостях жилы Голодной много следов растворения разных минералов, особенно топаза.

При проходке горных выработок из жилы Голодной добывались бесцветные и голубоватые топазы, особенно интересные из-за частых вростков минералов группы колумбита, гелиодоры и кварц-полевошпатовые друзы; из известных последних находок примечательна друза из центральной части жилы с кристаллами микроклина и мориона до 50–60 см, с «рубашкой» молочно-белого кварца на морионе.

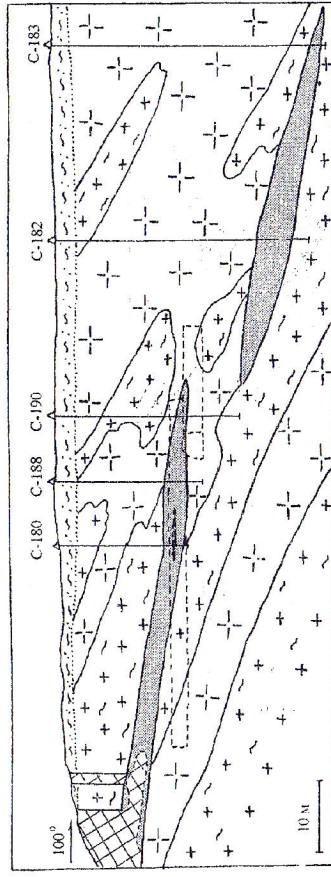


Рис. 7. Разрез III'–III' жилы Голодная (см. рис. 3).

Составил И. А. Гурков. Обозначения на рис. 2–4. Дугообразной клеточкой показано выработанное забурованное пространство.

Старцева Яма

Система жил, на которых была копь под названием Старцева (или Старцевская) Яма, расположена в 400 м восточнее копи Мокруши (см. рис. 2). К настоящему времени эта старая копь считается отработанной, а поисково-разведочные работы 1987–91 гг. проводились в 400 м южнее старых выработок.

Южная часть проявления Старцева Яма представляет собой систему крутопадающих и пологопадающих кулисообразных жил, залегающих в биотитовых и амфиболовых гнейсах с небольшими телами гранитоидов (рис. 8) и карбонатитов. Траншеями № 3 и 4 свита крутопадающих жил вскрыта до глубины 3–4 м, наиболее мощная жила прослежена до глубины 40 м скважинами колонкового бурения (рис. 8, б). Серия из пяти пологих жил вскрыта траншеей № 5 и прослежена до глубины 50 м скважинами.

Крутопадающие жилы простиранием 340–330° с углами падения 50–70 °СВ в местах сочленения образуют раздувы до 10 м при обычной мощности 2–3 м и сложены мелкозернистым гранит-пегматитом и грубографическим пегматитом с аннитом и линзочками мелко-среднеблоковой графической структуры по внутрипегматитовым трещинам; в жилах четкой зональности не отмечено, что касается и распределения остаточных полостей среди графических структур. Друзовые полости величинной 0.2–1 м минерализованы небольшими таблитчатыми кристаллами и полевых шпатов, с особенно красивыми таблитчатыми кристаллами мориона и двойниками полупрозрачного альбита до 2 см; в некоторых полостях встречаются длиннопризматические гелиодоры величиной 2–3 см, единичные – до 12 см.

Пологие жилы мощностью 0.4–0.6 м образуют обособленную систему кулис с падением на запад под углом 25–30°, они симметрично-зональны с центральной графической зоной (20–40 % объема) с небольшими кварц-полевошпатовыми друзовыми полостями. В верхах жил старателями добывались и самоцветы: по описанию Я. Каковина, в 1828 г. был добыт гигантский кристалл желтовато-зеленого берилла длиной 25 см и весом 2.5 кг из полости в 5 м длиной с огромными кристаллами темного кварца и желтоватого полевого шпата, усыпанных шерлами и слюдой (мусковитом).

Большая Тяжеловесница

Копь Большая Тяжеловесница расположена на левобережье р. Алабашки, примерно в 1 км на ССЗ от Мокруши (см. рис. 2). Мощная (до 10 м) субмеридиональная жила протяженностью около 1 км на северном выпинивании сменяется тремя короткими (30–55 м) крутопадающими кулисообразными жилами мощностью 3–4 м и тремя маломощными пологими жилами (длиной 6–25 м) с простиранием 330–340° (рис. 9). Жилы залегают в биотитовых гнейсах с небольшими телами гранитоидов. Углы падения крупных жил 60–70° на восток или северо-восток, пологие жилы склоняются на запад под углом около 15°. Жильная зона разведана канавами, траншеями, подземными выработками из шурфа № 2 и скважинами колонкового бурения до глубины 50 м (крутопадающих жил). Пологие жилы северного выпинивания с поверхности отработаны старателями на 60 %, на крутопадающих жилах старательские ямы заложены на раздувах жил.

Главная пегматитовая жила зональна с нечеткими зонами гранитоподобной структуры (в зальбандах), неяснографической, грубографической и центральной зоной мелко- и среднеграфического пегматита с лейстами аннита. По центру графической зоны выделяются линзовидные пегматоидно-блоковые участки с крупными кристаллами калишпата, плагиоклаза, кварца и мусковита (до 10–15 см). Вдоль субширотной тектонической зоны, смещающей на севере крутопадающие жилы на 1–1.5 м, проявлена аргиллизация, а в друзовых полостях на кристаллах мориона образовались наросты почти бесцветного аметистовидного короткопризматического кварца.

Пологие жилы северной части жильной зоны симметрично-зональны со сменой от зальбандов к центру пегматоидно-грубографического пегматита среднеграфическим и крупнографическим; в местах раздувов жил развиты пегматоидно-блоковые структуры (0.2–0.3 м мощностью) с друзовыми полостями, содержащими кристаллы раухтопаза, шерла и гелиодора (до 1.5 см длиной и до 3 мм в поперечнике). На кристаллах берилла части поверхности растворения, а в некоторых полостях кристаллы кварца растворены почти полностью.

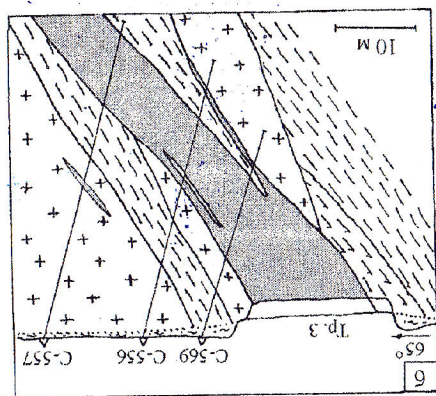
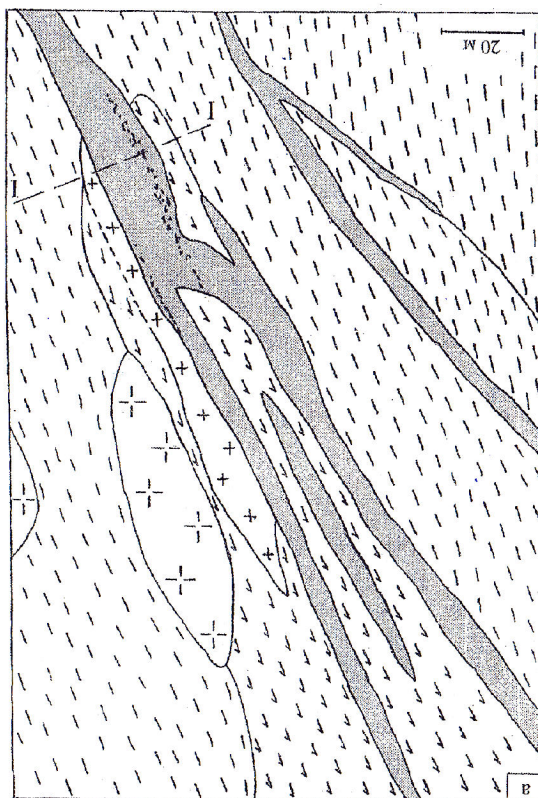


Рис. 8. План (а) и разрез I-I' (б) южной части жилы Старчева Яма. Составил С. К. Боршев. Обозначения на рис. 3–4.



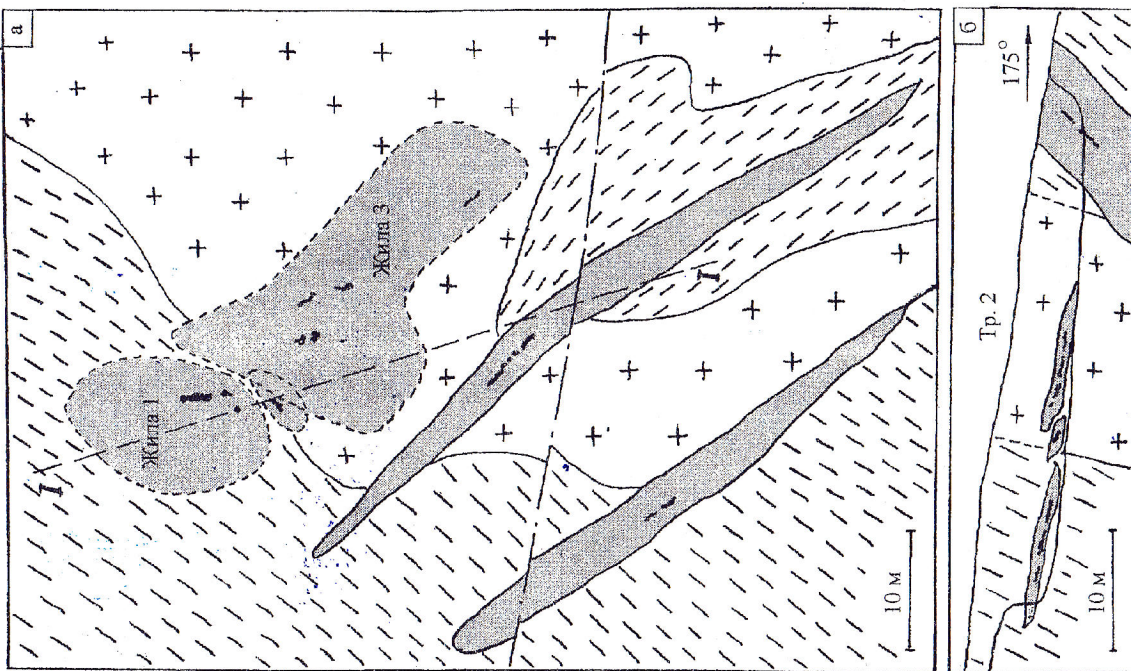


Рис. 9. План (а) и разрез I-I (б) жилы Большая Тяжеловесница. Тр. 2 – траншея 2. Составил С. К. Борщев. Обозначения на рис. 3-4.

Казенница

Жила Казенница находится на правом берегу р. Алабашки, в 900 м на запад-северо-запад от бывшей д. Нижняя Алабашка и в 900 м восточнее жилы Мокруша (см. рис. 2). Жила плитообразная, с редкими флексурированными изгибами. Протяженность ее до 150 м, мощность 0.5-1 м с раздвигами до 2-3.5 м; простирание 330-340 °СЗ, углы падения 40-80 °СВ. Жила локализована в биотитовых гнейсах с телами порфировидных ортитовых гранитов и биотитовых гнейсовидных гранитов (рис. 10). Жила имеет ряд апофиз, образуя на юге три ветви с мелким их разветвлением.

Жила асимметрично-зональна по строению, с тремя зонами: 1) краевая зона (0.3-0.6 м) двуполевошпатового пегматита с грубографическим калишпатом, лейстами аннита до 5-15 см и среднеграфическим олигоклазом, сменяющимся сферолитовым альбитом; 2) промежуточная зона (0.2-0.7 м) яснографического двуполевошпатового пегматита с мечевидным сидерофиллитом, с характерным укрупнением графитики в

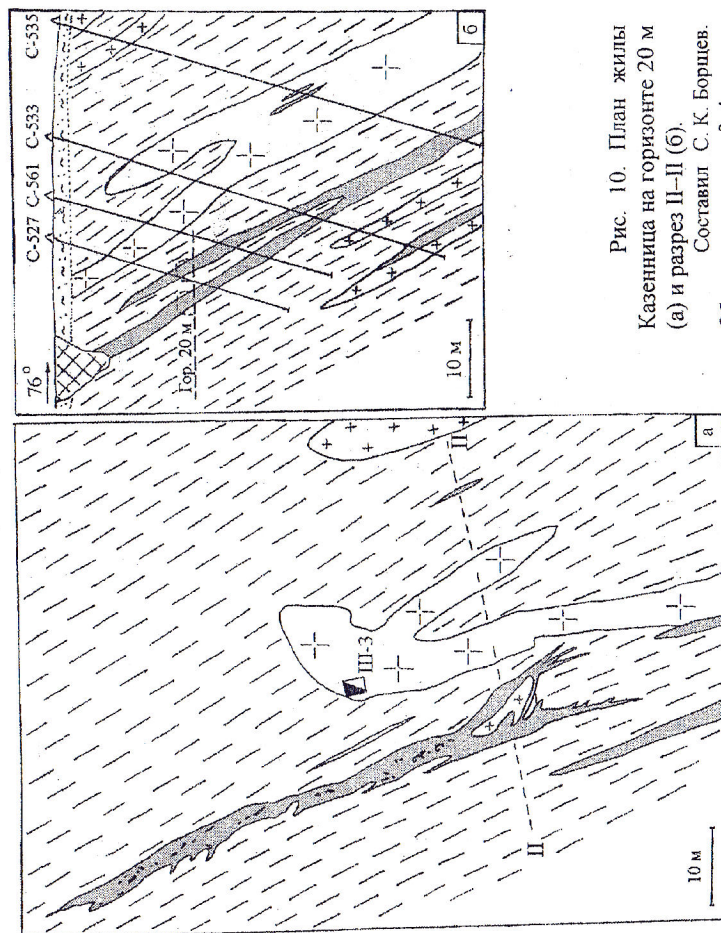


Рис. 10. План жилы Казенница на горизонте 20 м (а) и разрез II-II (б). Составил С. К. Борщев. Обозначения на рис. 3-4.

раздувах жилы; 3) центральная пегматоидно-блоковая зона с крупными кристаллами калишпата, дымчатого кварца и мусковита, более проявленная в южной части жилы (до 1–1.5 м), где в дымчатом кварце кристаллы калишпата были до 1.5 м, мусковита – до 20 см, зеленого берилла до 40 см, а также (на глубинах 12–18 м) гнезда горного хрусталя до 1 м с хлоритом и лимонитом по трещинам.

Друзовые полости развиты в пегматоидно-блоковой и графической зонах, число их более двух сотен, размеры от первых сантиметров до 2–3 м вдоль жилы с приоткрыванием до 0.5 м. Форма гнезд разнообразная – от субизометричной до щелевидной с ответвлениями. Полости содержат друзы полевых шпатов с кварцем, мусковитом, турмалином, топазом, бериллом и другими минералами (берилл и топаз встречаются в половине полостей). Нередко кристаллы и друзы разбиты трещинами, частично залеченными. В ряде участков жилы есть следы интенсивного растворения кварца, микроклина, граната, топаза, берилла. Более детально жила Казеница охарактеризована ранее (Попов и др., 1996).

Жила Казеница, заложённая в конце XVIII века с целью добычи берилла и аквамарина, была отработана к 1938 г. до глубины 10–14 м; после разведочных работ 1987–91 гг. и опытной отработки (1992–93 гг.) до глубины 30 м считается выработанной. Это первая в районе крутопадающая жила, друзовый материал из которой по красоте не уступает Мокруше.

Старая Мыльница

Жильная зона копи Старая Мыльница находится в западной части Алабашского поля, в 1 км южнее бывшей д. Верхняя Алабашка (см. рис. 2). Разведана с поверхности канавами и траншеями, на глубину – подземными выработками из шурфа № 4 и скважинами колонкового бурения. Зона включает четыре пологих кулисных жилы, простирающиеся с северо-востока на северо-запад, с падением 15–25° на северо-восток. Мощность жил от 0.1–0.2 м до 1–2 м в раздувах. Вмещающие породы – биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, мелкозернистые биотитовые граниты и порфировидные ортитовые граниты (рис. 11–12). Раздувы жил и наиболее крупные гнезда приурочены к участкам локализации жильных гранитоидов. Три южных жилы почти полностью отработаны старателями, а северная, наиболее крупная (№ 1), – до глубины 10 м.

В строении жилы № 1 преобладают графические структуры (90 %) с сидерофиллитом; в осевой части жилы и в раздувах развита пегматоидно-блоковая зона, агрегаты которой встречаются и в виде самостоятель-

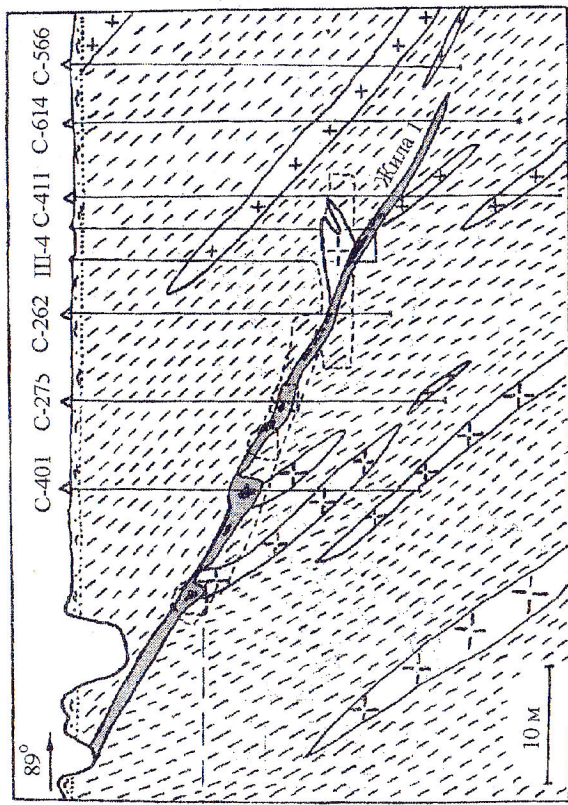


Рис. 11. Разрез жилы Старая Мыльница.
Составил С. К. Боршев. Обозначения на рис. 3–4.

ных жил в гранитах; внутри графической зоны в лежачем боку жилы прослеживается маломощная аплитовая зона (рис. 12). В блоковой зоне вблизи гнезд развиты кварц-мусковитовые агрегаты.

Друзовые полости обычно линзовидной (щелевидной) формы величиной 0.1–6 м; одно из гнезд было трубообразное длиной 5 м, в сечении 1 м. Для крупных полостей характерно интенсивное подгнетздовое растворение кварца с образованием сотых текстур в графическом пегматите. Друзовые полости содержат кристаллы полевых шпатов, кварца, мусковита, турмалина, берилла и другие минералы. Топазов в последние десятилетия не находили, хотя А. Е. Ферсман (1925) на своей схематической карте показал копь Мыльницу как топазодержащую. В верхней части гнезд преобладают друзы микроклина с морионом и мусковитом, а в нижних частях гнезд – альбитовые «шапки» с морионом, шерлом и желтовато-зеленоватым бериллом (и гелиодором). Уникальной находкой последних лет является кристалл ограниченного берилла весом 135 г с тонкой слюдяной присыпкой на двух гранях призм. Характерно развитие трещин вокруг гнезд, облегчающих извлечение друз и кристаллов со следами регенерации сколов. В процессе отработки жилы № 1 в 1987–91 гг. было добыто много друз, 170 кг мориона, 22.4 кг шерла и 2.8 кг берилла (Рожков и др., 1991ф).

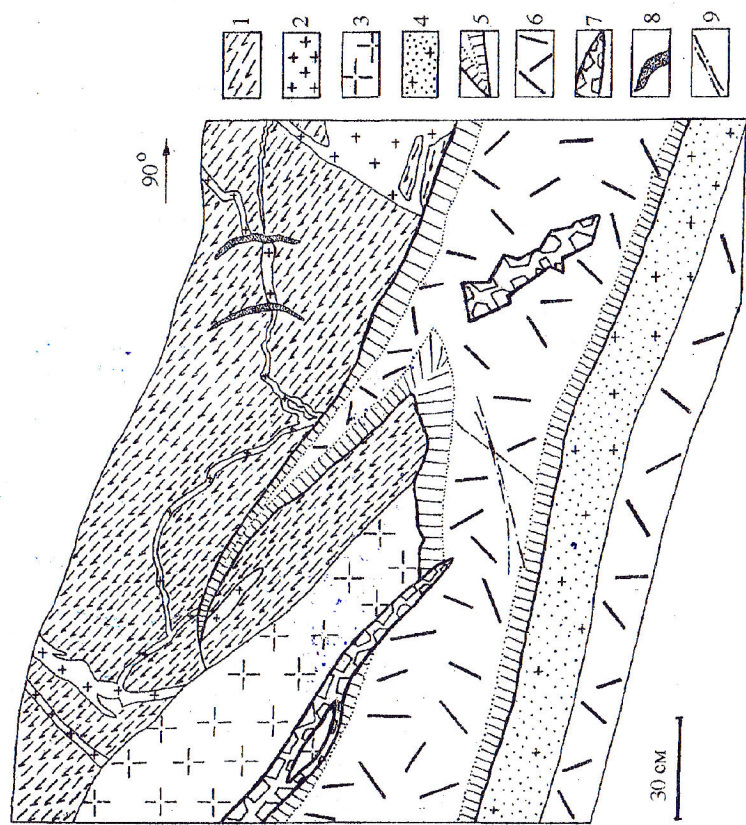


Рис. 12. Строение жилы Старая Мыльница в шпуре на горизонте 12 м.
1 – гнейс биотит-амфиболовый, 2 – гранит биотитовый мелкозернистый, 3 – гранит ортитовый порфировидный, 4 – аплит гранатосодержащий, 5 – зона геометрического отбора в пегматите, 6 – графический пегматит с мечевидным сидерофиллитом, 7 – нодулярные друзово-блоковые участки, 8 – жилки гранулированного кварца, 9 – трещины с глиной. Зарисовка Е. П. Макагонова.

Жила Северная (или Большая) Мыльница в 1957–63 гг. отрабатывалась на керамическое сырье карьером глубиной 25 м и длиной более 300 м, ныне представляющим собой прекрасный водоем, пригодный для купания и рыбалки.

Трехсотенная

Жильная зона Трехсотенная находится в 100 м восточнее Старой Мыльницы и является южным продолжением (кулисой) Северной Мыльницы (см. рис. 2). Зона образована несколькими жилами протяженностью от 40–80 м до 500 м. Мощность жил 1–12 м, простирание 330–340 °ССЗ, углы падения 50–70 °СВ. По падению жилы прослежены

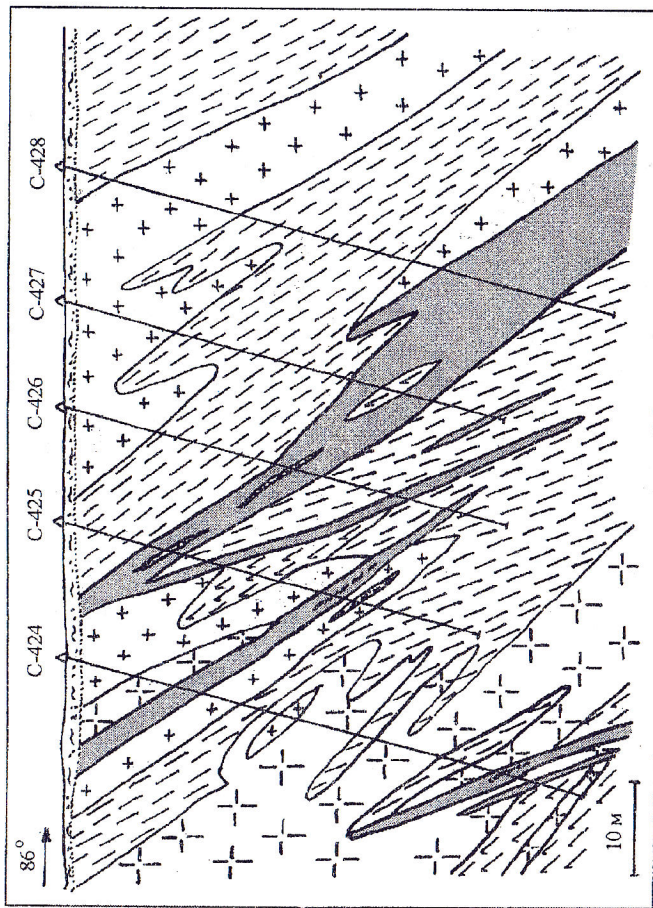


Рис. 13. Разрез жилы Трехсотенная.
Составил С. К. Борцев. Обозначения на рис. 3–4.

до глубины 50 м; самая крупная жила (500 м) с поверхности разведана канавами и траншеей № 1, на глубину – буровыми скважинами и подземными горными выработками на горизонтах 15 и 30 м из шурфа № 1.

Жилы локализованы в биотитовых и амфиболовых гнейсах с темлами мелкозернистых биотитовых гранитов и порфировидных ортитовых гранитов (рис. 13). Залегание жил в плане субсогласное с гнейсоватостью вмещающих пород и секущее в разрезе.

Наиболее мощная жила сложена в основном гранит-пегматитом и грубографическим пегматитом с сидерофиллитом, с небольшими участками мелко-среднеграфического среднеблокового пегматита (длиной 0.7–4 м при мощности 0.1–0.2 м). Доля графических структур в объеме жилы не превышает 10 %, и они более тяготеют к висячему боку жилы. Характерно укрупнение ихтиоглиптов кварца в центральной части графической зоны (в основном вблизи гнезд). По составу графический пегматит двуполовошпатовый, с лейстами сидерофиллита до 3.5 см при толщине до 1 мм. В друзовых полостях развиты микроклин, дымчатый кварц и морион, реже шерл, альбит, мусковит и гелиодор; кристаллы мик-

роклина крупнографические с краевой зоной до 1.5 см без вростков кварца. Гнезда нередко нарушены трещинами и заполнены бурой глиной.

Крутореченская

Жила Крутореченская входит в группу жил восточного узла и расположена на правом борту речки Крутой (левого притока р. Алабашки), в 500 м севернее жилы Казенницы (см. рис. 2). Жила локализована преимущественно в разгнейсованных биотитовых гранитах. Простирание жилы около 340°ССЗ , падение под углом 45° на восток; протяженность жилы 150 м; мощность 3–5 м.

Жила сложена графическим пегматитом с лейстами аннита-сидерофиллита и укрупнением графитики к центру жилы с развитием топаза-сырца и шерла, с переходом в блоковую зону; на отдельных участках вблизи зальбандов в графическом пегматите отмечалась аллитовая зона мощностью до 30 см с гранатом. Друзевые полости развиты в основном по центру блоковой зоны и содержат кристаллы полевых шпатов, дымчатого кварца и мориона, крупные таблочки мусковита (до 20 см), а также гранат, шерл, топаз и берилл. По данным П. Калугина (1888), уже к концу XIX века эта копь была с поверхности почти полностью отработана до глубины 6–7 м; в 1990–91 гг. на жиле пробурены несколько скважин до 20–30 м.

Мыс-II

Жильная зона Мыс-II находится примерно в 1100 м к ССВ от Казенницы и в 600 м к ССВ от Крутореченской (см. рис. 2). Протяженность зоны 170 м, простирание $320-340^\circ \text{ССЗ}$. Зона включает одну крутопадающую жилу (под углом 70°СВ) длиной 110 м и (на севере зоны) две пологих жилы с углом падения 35°СВ , не выходящие на поверхность. Контакты жил с вмещающими биотитовыми гнейсами субогласные по простиранию и секущие гнейсоватость по падению; частично жила локализована в гранитах (рис. 14–15). Мощность крутопадающей жилы 1–2.6 м с зонами от зальбандов к центру: 1) гранитоподобная зона 0.05–0.1 м; 2) грубографическая зона 0.1–0.3 м; 3) зона графического пегматита 0.5–1.5 м с укрупнением графитики от мелко-среднеграфической с мечевидным аннитом до крупноблоковой крупнографической с кварц-мусковитовыми агрегатами и акцессорными топазом, бериллом, альмандином, шерлом, магнетитом, цирколином, переходящая в пегматитно-блоковую зону. Графический пегматит с контрастным рисунком ихтиоглифтов темно-дымчатого кварца (до мориона); в друзовых полосках морион эффектно выделяется среди желтоватого микроклина и белого альбита.

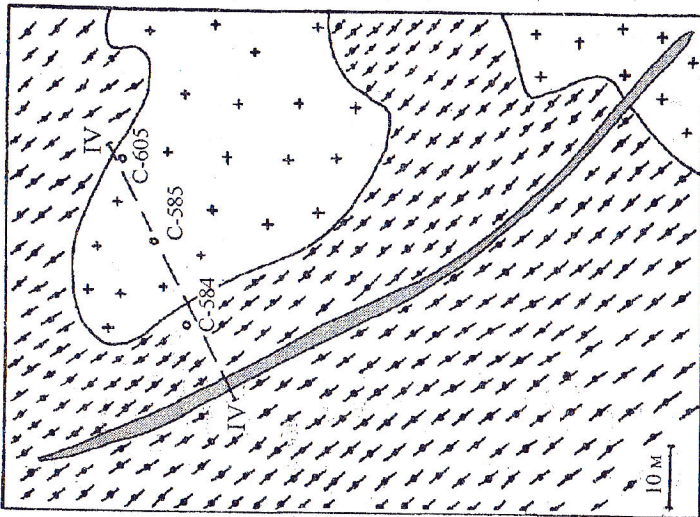


Рис. 14. План жилы Мыс-II.
Составил С. К. Боршев.
Обозначения на рис. 2–3.

Тысячица

Копь Тысячица расположена в 2.2 км севернее бывшей д. Нижняя Алабашка, в 1.3 км к северо-востоку от копи Крутореченской (рис. 2). Выработками вскрыта серия сближенных пегматитовых жил (порядка 20). Простирание жил $330-350^\circ \text{ССЗ}$, на отдельных участках до 310°СЗ , протяженность жил от 20 до 800–900 м, мощность от

0.5 до 20–25 м, углы падения $60-65^\circ \text{ВСВ}$, реже меньше; жилы локализованы в биотитовых и графит-биотитовых гнейсах, включающих небольшие тела гранитов и мраморов (рис. 16–17). В 1957–63 гг. жилы разведывались как керамические пегматиты (Белов, Свистунов, 1964ф).

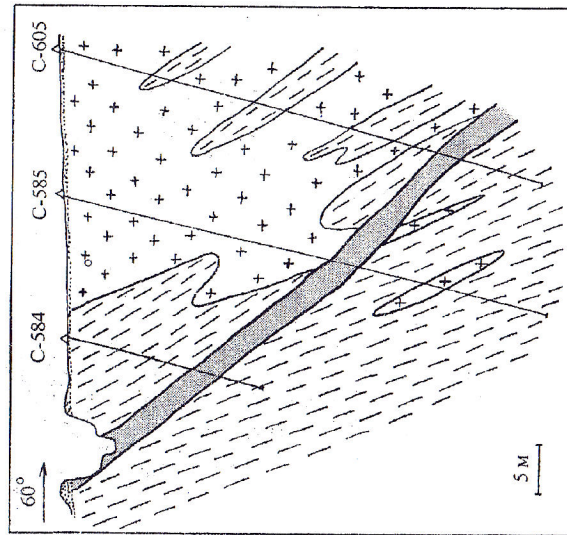


Рис. 15. Разрез IV–IV жилы Мыс-II.

Составил С. К. Боршев.
Обозначения на рис. 2–3.

Рис. 16. Геологический план жил копи Тысячица. I—I, II—II — разрезы.

Составил М. Н. Сви-
стунцов с дополнениями
В. П. Демочкина и
В. А. Попова. Обозна-
чения на рис. 2-3.

Наиболее круп-
ная жила № 8 (по
нумерации М. Н. Сви-
стунцова) протяжен-
ностью около 900 м
сложена преимуще-
ственно двуполово-
шпатовым пегмати-
том пегматоидной
структуры с мень-
шим развитием гра-
фических внутрен-
них зон. По центру
жила локально про-
явлен блоковый
пегматит, который,
судя по старатель-
ским выработкам, в
верхней части жилы
имел большую
мощность. В друзо-
вых полостях, кроме
полевых шпатов,
встречаются мори-
он, раухтолаз, шерл,
берилл; А. Е. Фер-
сман (1925) отмечал
в копи Тысячице
толаз, нами не
встреченный.

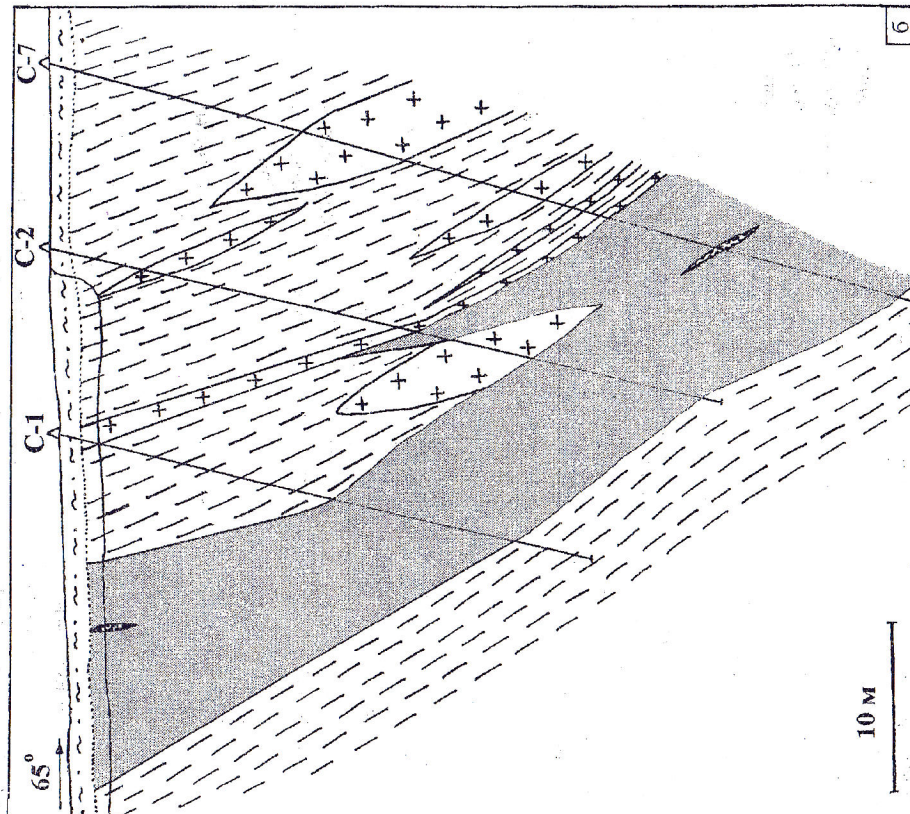
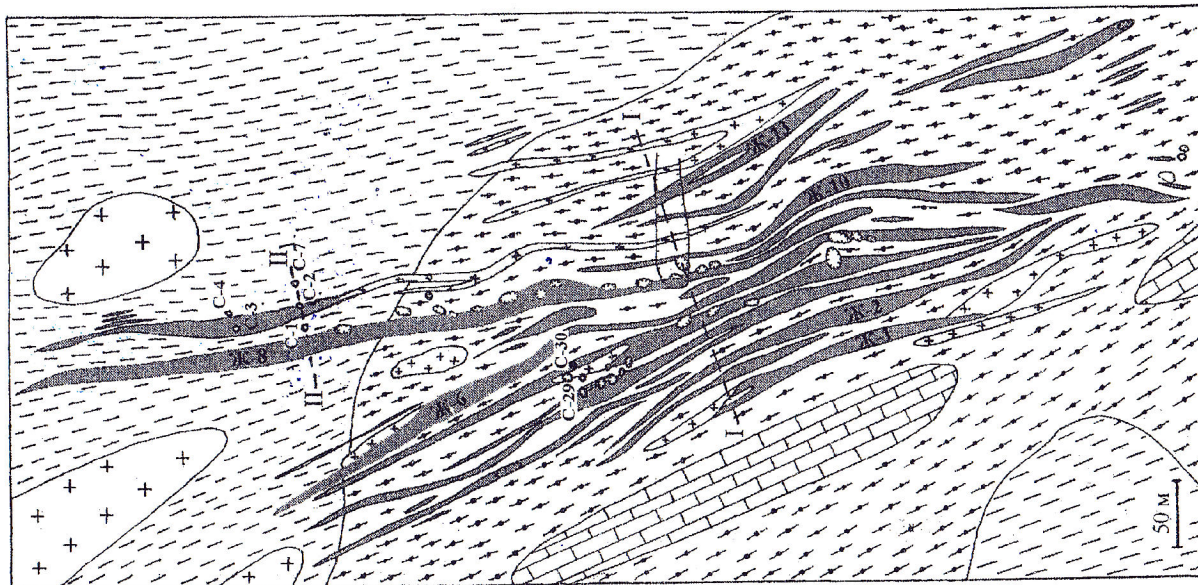


Рис. 17. Разрезы I—I (а) и II—II (б) жил копи Тысячица.
Составили С. К. Боршев и В. П. Демочкин. Обозначения на рис. 2-3.

Другая крупная жила № 6 прослежена по простиранию на 400 м и по падению до 50 м. В южной и центральной частях жила с поверхности отработана до 6 м, а ниже сложена пегматитом пегматоидной структуры с локальным проявлением графических структур. В северной части жилы мощность ее 6–8 м (рис. 17) с зонами: гранит-пегматита (0,4 м), грубографического пегматита (1 м) с мечевидным аннитом до 1,5 см и центральной зоной разнографического пегматита (до 1,6–2 м) с мечевидным аннитом и миаролами с обелисковидным морионом и более поздним аметистоморфным слабодымчатым кварцем и хрусталем. В осевой части жилы по кутисным трещинам проявлена аргиллизация.

В целом строение разных пегматитовых жил имеет много общих черт, различаясь некоторыми деталями и, главным образом, минерализацией друзовых полостей.

Минералогия гранитных пегматитов Алабашки

За весь период разработки и изучения гранитных пегматитов Алабашского поля в них различными исследователями установлены и охарактеризованы (или только отмечены) 88 минералов, из них 43 силиката, 25 оксидов, 9 сульфидов, 7 фосфатов, 1 фторид, 1 карбонат и 2 бората. Ряд упоминавшихся в разных источниках минералов не включены как сомнительные – бетавит, чералит, кукеит, гарниерит, корунд, маргарит, сподумен, хромшпинелид, шеелит, шпинель, этирин, лопарит и эшинит.

Главными (породообразующими) минералами жил являются полевые шпаты, кварц и слюды, второстепенными – топаз, турмалины, гранаты, берилл; прочие минералы относительно редки. Минеральный состав 12 наиболее разведанных жил приведен в табл. 1, где отражено относительное распределение минералов в разных жилах.

Из калиевых полевых шпатов $KAlSi_3O_8$ в пегматитах преобладают ортоклаз и промежуточный микроклин (примерно в равных количествах); менее развит максимальный микроклин (по рентгеноструктурным данным).

Ортоклаз развит в краевых зонах жил – в гранит-пегматите, мелкозернистом граните и графическом пегматите с аннитом, реже – в ранних друзовых полостях. Обычно индивиды его мелко- или микрографические, в ассоциации с олигоклазом, кварцем и черной слюдой (ряда аннит-сидерофиллит). Ортоклаз частично упорядочен с появлением микроклиновой решетки и переходом в промежуточный микроклин.

Таблица 1
Минеральный состав гранитных пегматитов Алабашки

Минералы	Мокруша	Голодная	Старуева Яма	Казенница	Старая Мыльница	Трехсотенная	Бол. Тяжеловесница	Крутореченская	Бутканца	Мис-II	Тысячная	Хрустальная
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Алланит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Альбит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Альмандин	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Анатаз	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Андалузит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Аннит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Арсенопирит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Берилл	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Берtrandит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Брукит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Бура	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Вермикулит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Вольфрамит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Галенит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Галлуазит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Гамбергит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ганит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Гематит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Гердерит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Гетит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Гизингерит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Диксит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Дюмортьерит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Иксиолит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Иллит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ильменит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ильменорутил	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Кальцит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Канонеровит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Каолинит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Касситерит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Кварц	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Клинохлор	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Козалит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Кордиерит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Криптомелан	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ксенотим	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Лепидокрокит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Лепидолит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Литиофорит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ломонит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Магнетит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Манганоколумбит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Манганотанталит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Марказит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Масутомилит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Микроклин	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Микролит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Миларит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Молибденит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Монацит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Монтмориллонит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Мусковит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Накрит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Олепит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Олигоклаз	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Опал	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ортоклаз	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Пирротин	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Псиломелан	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Рутил	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Сидерофиллит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Спессартин	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Стеллерит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Стильбит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Струверит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Сфалерит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Титанит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Тодорокит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Топаз	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Торит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Фенакит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Фергусонит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ферроколумбит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Ферротанталит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Флюорит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Фойтит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Фторалпатит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Халькопирит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Циннвальдит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Циркон	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Шабазит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Шамозит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Шерл	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Эвклаз	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Эвксенит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Эльбаит	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Эпидот	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

Примечание. Распространение минералов в жилах: главные – более 20 % (●), распространенные – 10–20 % (○), второстепенные – 1–10 % (+), редкие – менее 1 % (○).

Промежуточный микроклин в зонах графического пегматита образует парагенезисы с кварцем, альбит-олигоклазом, аннитом (в Тяжеловеснице, Бутканице, Мис-П, Тысячнице) и сидерофиллитом (в Мокруше, Голодной, Старой Мыльнице, Трехсотенной, Крутореченской), а также с мусковитом, шерлом, альмандином, реже с топазом (сырцом) и бериллом. В блоковом пегматите микроклин развит в ассоциации с кварцем, альбитом, лепидолитом и мусковитом, спессартинном, шерлом, топазом, бериллом, ферроколумбитом и другими минералами. В полостях микроклин образует друзы с кварцем, альбитом (клеваландитом), лепидолитом, мусковитом, шерлом, эльбаитом, топазом, бериллом и другими минералами.

Максимальный микроклин встречается в друзовых полостях с альбитом, морином или раухтопазом, лепидолитом и мусковитом, топазом, бериллом, эльбаитом, апатитом и рядом других минералов.

Кристаллы микроклина в полостях достигают величины 5–30 см и более (до 1.5 м). Монокристаллы обычно субизометричны (рис. 18, а–е) с габитусными формами $c\{001\}$, $b\{010\}$, $m\{110\}$, $x\{101\}$, менее развитыми $z\{130\}$, $y\{201\}$, $o\{\bar{1}11\}$ и редкими $a\{100\}$, $\{131\}$. Карлсбадские двойники удлинены вдоль оси $[001]$ (рис. 18, д, и), бавенские – вдоль оси $[100]$ (рис. 18, е, и). В некоторых полостях жилы Мокруши на графическом пегматите встречались необычные по форме монокристаллы микроклина (без ихтиоглиптов кварца) с первичным (ростовым) расщеплением граней пинакоида $\{010\}$ и призмы $\{110\}$ и образованием «лодочек» на месте грани (001) (рис. 18, ж–з, к); встречались также уплощенные по (010) небольшие кристаллы позднего микроклина с зоной адуляра около 2 мм на гранях базопинакоида. Индивиды микроклина графических зон и кристаллы их, выступающие в полости, характеризуются зонально-секториальным распределением ихтиоглиптов кварца с различными их размерами, количеством и формой, вплоть до моношатовых зон.

В составе промежуточных микроклинов содержание Na_2O составляет порядка 1–2 мас. % (около 15–20 % пертитов альбита), в максимальных микроклинах Na_2O менее 0.4 мас. %. Во многих полостях и в прилегающих к ним участках графического и блокового пегматита микроклин нередко частью растворен, после чего еще отлагались кварц, альбит, турмалин, мусковит и ряд других минералов.

Плагиоклазы в пегматитах представлены олигоклазом и альбитом.

Олигоклаз $(\text{Na,Ca})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ преимущественно характерен для краевых зон пегматитов (Тумеров и др., 1968ф; Смертенко и др., 1980; Попов и др., 1996; Попов, Попова, 1999). Содержание CaO в плагиоклазе Мокруши около 1.5 мас. %, т. е. это альбит-олигоклаз № 11; в олигоклазе Казеницы содержание CaO 1.3–1.6 мас. %. Кристаллы олигоклаза,

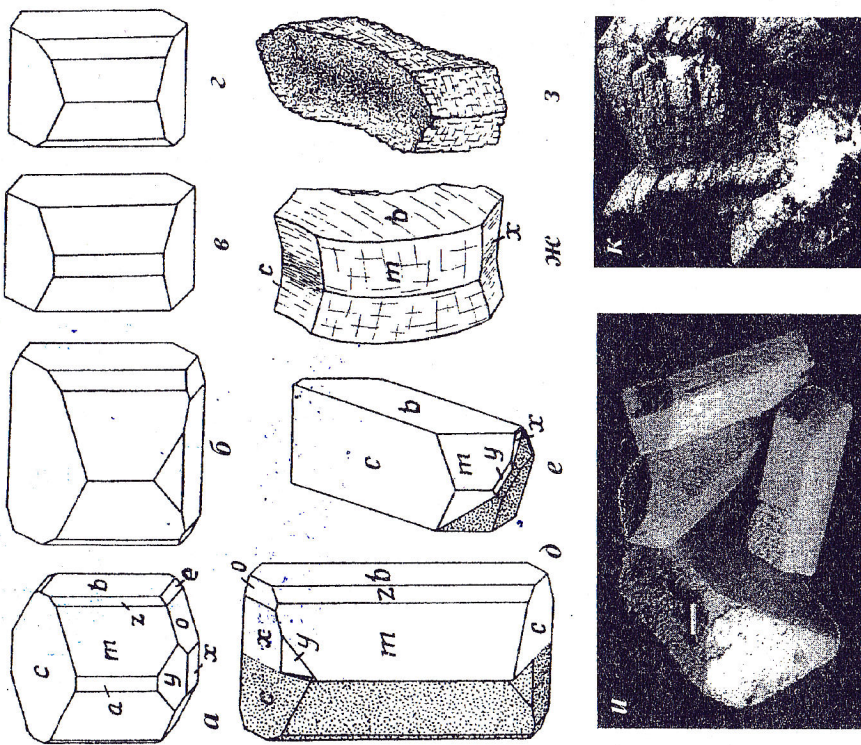


Рис. 18. Кристаллы и двойники калиевых полевых шпатов из пегматитов Алабаши. См. текст; и, к - уменьш. 2. Фото В. А. Попова.

встречающиеся в друзовых полостях этих зон, либо брусковидные по оси $[100]$ с габитусными формами $b\{010\}$, $c\{001\}$, $x\{101\}$ и малоразвитыми $z\{130\}$, $m\{110\}$ (рис. 19, а), либо псевдоромбоэдрические (рис. 19, б) и удлиненные вдоль оси $[010]$ (рис. 19, в); в Казеннице встречались и удлиненные по оси $[101]$ кристаллы с наиболее развитыми гранями b , x (рис. 19, г). Кристаллы первично были моноклиными с последующим упорядочением структуры (триклинизацией), что отразилось в скульптуре базопинакоида.

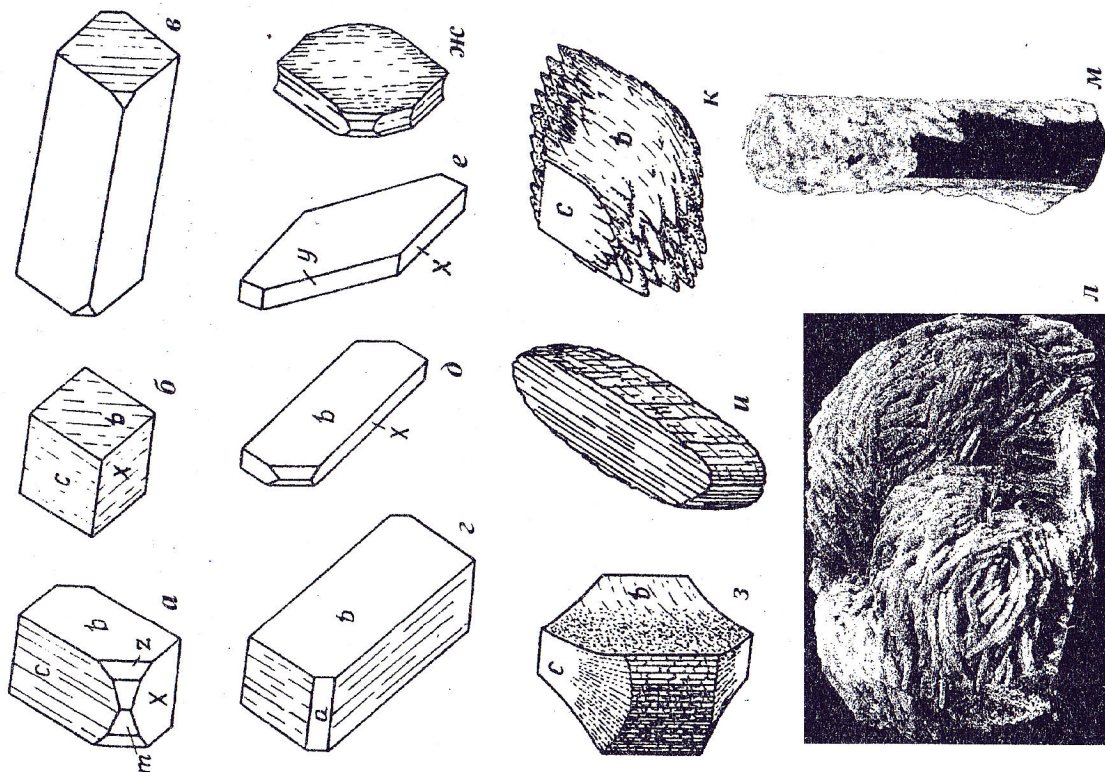


Рис. 19. Кристаллы плагиоклаза (а-е), расщепленные и двойникованные блок-кристаллы (ж-к), друза альбита (л) и крустификационная корочка альбита на шерле (м). См. текст; л, м - уменьш. 2. Фото В. А. Попова.

Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ в графической мусковитсодержащей зоне пегматов, в блоковом пегматите и в друзовых полостях этих зон обычно максимально упорядоченный (низкий), с содержанием Na_2O около 10 мас. % и CaO 1–1.2 мас. % (№ 5–6). В альбите графического пегматита вростков кварца примерно вдвое больше, чем в микроклине, но ихтигилиты в альбите обычно меньших размеров. Отмечаются синтаксические пертиты альбита в микроклине. Альбит жилы Мокруши из парагенезиса с лепидолитом, касситеритом и апатитом содержит (мас. %): Na_2O 12.09; K_2O 0.21; CaO 0.24; SiO_2 68.03; Al_2O_3 19.1; сумма 99.58 (микрозонд, анализ В. Ю. Гурьянов, ЦНИГРИ).

Монокристаллы альбита чаще уплощены по (010) (рис. 19, *б–ж*). Абсолютно преобладают полисинтетические двойники (по альбитовому и калсбадскому законам), нередко с расщеплением либо по оси *a* (рис. 19, *з*), либо по оси *b* (рис. 19, *и–к*), образующие клеветандитовые друзы и «шапки» в полостях (рис. 19, *л*) и корочки на других кристаллах (рис. 19, *м*). В друзовых полостях характерна синтаксия альбита и микроклина и эпитаксия альбита на микроклине, поэтому в зависимости от ориентировки «подложки» и типа расщепления альбита вид альбитовых друз различен. Так, например, в Казеннице части таблитчатые кристаллы и двойники, образующие друзы типа «роз» (рис. 19, *л*), в жиле Голодной – типа «кучки овса или ржи», в Старой Мыльнице – типа «черепицы» на выступающей в полость округлой поверхности граней второго пинакоида; надо отметить, что в разных полостях одной жилы нередко встречаются разные типы альбитовых друз. С альбитом ассоциирует практически вся самоцветная и аксессуарная минерализация пегматита.

Кварц SiO_2 в пегматитах отлагался на протяжении длительной и сложной истории формирования жил. В гранит-пегматите и графических зонах развиты зерна и вросстки-ихтиогилиты дымчатого кварца; наиболее темный кварц в графическом пегматите характерен для жил Мыс-II и Крутореченской. В графическом пегматите Мокруши проявляются все известные законы (Бакуменко, 1966) ориентированного срастания кварца с полевыми шпатами. Часто в одном индивиде полевого шпата можно встретить два-три закона ориентировки кварца. Ихтиогилиты кварца разнообразны по величине и форме, которая определяется ростовыми формами срастающихся индивидов полевого шпата и кварца. Соотношение объемов кварца и полевого шпата в графике бывает различно; в среднем в калишпатах 15–20 % кварцевых вростков, а в альбит-олигоклазе и альбите – 25–30 %. Встречаются зоны, где преобладающим минералом графики является кварц, а также почти бескварцевые зоны полевых шпатов. Из других симплектиковых сростаний кварца в пегматите развиты кварц-мусковитовые, кварц-турмалиновые и кварц-гранатовые графические срастания, но законы их пока не установлены.

Лишь для кварца и турмалина регенерированного обломка (из жилы Казенницы) выявлены два типа срастаний с ориентировкой осей *c* под 45° друг к другу, где разные индивиды кварца между собой развернуты осями *c* на 90° при параллельности грани ромбоэдра одного индивида и грани призмы другого.

В блоковых зонах жил индивиды дымчатого кварца достигают величины 10–40 см и более с головками, нередко выступающими в друзовую полость и ограниченными $m\{10\bar{1}0\}$, $r\{10\bar{1}0\}$, $z\{11\bar{2}1\}$. В более поздних полостях и парагенезисах кристаллы раухтопаза и мориона отчетливо тригональной сингонии с развитием дополнительно граней острейшего ромбоэдра и маленьких граней дипирамиды и трапезоэдров. Обычно проявлены дофинеи и бразильские двойники. В ряде гнезд отмечались кристаллы кварца с цитриновой окраской и дорастание или регенерация ранних кварцев зонами бледного аметистовидного или бесцветного кварца. В анатомии кристаллов кварца из разных полостей выявлены различные картины их зонально-секториального строения: с нарастающим дымчатости к головке, с уменьшением дымчатости к головке, с чередованием темных и светлых зон, с нарастающим трещинным кварцем (Попов, 1980). В участках трещиноватости жилы кварц в ряде полостей бывает частично растрворен; особенно эффективны блоки графического полевого шпата с дырками от растрворенного кварца. Многие кварцы регенерированы после пластических деформаций и потому имеют разные углы скручивания и блочность. В целом кварц образовался в течение многих актов пегматитового, грейзенового, березитового и аргиллизитового процессов кристаллизации.

Из слюд в пегматитах развиты: черные слюды группы биотита – аннит, сидерофиллит, вермикулит (гидратированный аннит или сидерофиллит); светлые слюды группы мусковита (мусковит, иллит) и группы лепидолита (лепидолит, циннвальдит, масутомилит. «Биотит» (черная слюда) и мусковит известны практически с начала разработок жил, лепидолит в Мокруше уже в 1912 г. отмечен А. Е. Ферсманом (1925), циннвальдит указан в отчете К. Н. Озерова и О. Н. Лебедевой (1938ф); аннит, сидерофиллит и масутомилит установлены нами (Попов, Попова, 1999). В зонах графического пегматита наиболее характерны удлиненно-таблитчатые (мечевидные в результате двойникования) зерна; в миахритах графического пегматита Тысячины были встречены мелкотаблитчатые кристаллы аннита (рис. 20, *а*), ограненные формами: $c\{001\}$, $b\{010\}$, $o\{111\}$, $p\{111\}$.

Аннит $\text{KFe}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ и **сидерофиллит** $\text{K}(\text{Fe,Al})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH,F})_2$ определены на основании анализов «биотита» в гранит-пегматите и графическом пегматите жил (табл. 2); аннит графического

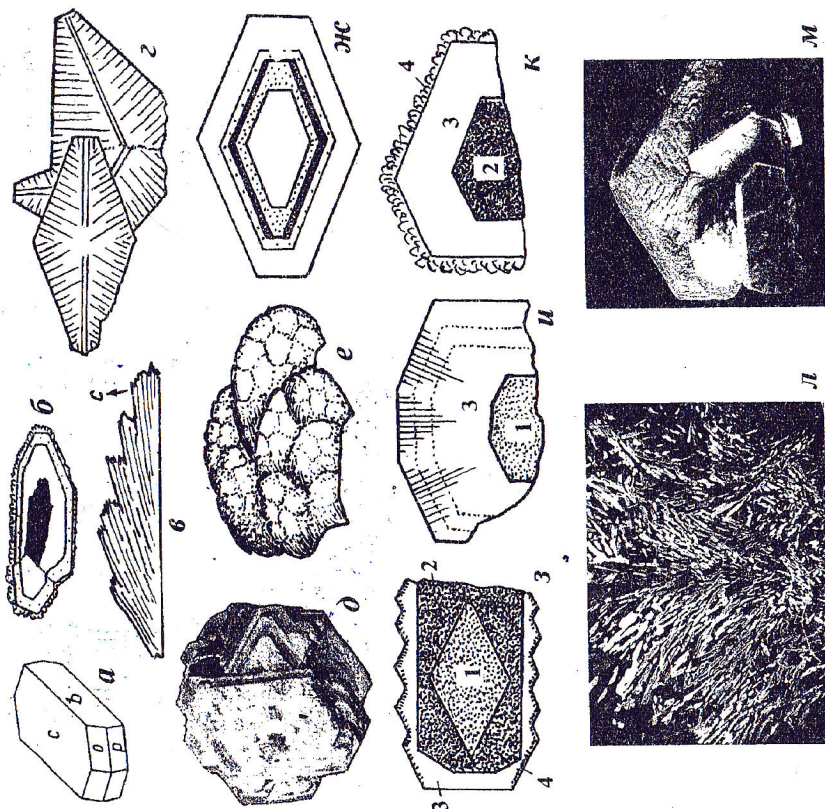


Рис. 20. Слюды пегматитов Алабаши. а – кристалл аннита графической зоны, ж. Тысячина; б – обрастание сидерофилита (черное) зонами бесцветного и белого мусковита и бесцветного (перламутрового) лепидолита, ж. Голодная; в-д – сероватый крупнолистовой мусковит (в – «перистый», г-д – трюнки), ж. Старая Мыльница; е – агрегат расщепленного мусковита типа «барбов-тов глаз», ж. Старцева Яма; ж – зональный мусковит (от центра зоны: сероватая – розовато-коричневая – темно-зеленая – зеленая – светло-зеленоватая), ж. Старая Мыльница; з-к – зональные кристаллы литиевых слюд, ж. Мокруша (1 – масутомилит, 2 – цинивалит, 3 – лепидолит; красная зона 4 – поздний мусковит); л – кварц-мусковитовый симплектит, ж. Мокруша; м – кристаллы крупнотаблитчатого лепидолита, ж. Мокруша; а, з – увел. 2, б – натур. вел., прочие уменьш. 2-3. Фото В. А. Попова.

пегматита содержит значимое количество фтора и лития с эмпирической формулой (ан. 3): $(K_{0.85}Li_{0.13}Na_{0.015}Ca_{0.005})_{1.00}(Fe^{2+}_{1.38}Al_{0.63}Fe^{3+}_{0.66}Mg_{0.17}Ti_{0.08}Mn_{0.02}Zr_{0.99}[Si_{3.12}Al_{0.88}O_{10}](OH)_{1.94}F_{0.19})$ при небольшом избытке воды (определявшейся как потери при прокаливании). Показатели преломле-

ния аннита из графитки n_m 1.674–1.657. В гранит-пегматите аннит образует парагенезис с ортоклазом, кварцем, альбит-олигоклазом, алмазидом и черным субизометричным шерлом; его показатель преломления n_m 1.660. В пегматите жилы Казенницы по данным химанализа аннит содержит суммарного железа Fe_2O_3 42.12 мас. % и MgO 1.62 мас. %, n_m 1.667. Сидерофилиты развиты в графическом пегматите промежуточных и петральных зон жил и характерны для жил Мокруши, Голодной, Старой Мыльницы, Трехсотенной и Крутореченской (см. табл. 1). В сидерофилитах заметно больше алюминия и фтора и меньше титана; показатели преломления n_m 1.640–1.645. В жиле Голодной в полости с кристаллами микролина, альбита, топаза и берилла в центральной части кристаллов светлой слюды встречен сидерофилит, обросший зонами мусковита и лепидолита (рис. 20, б). Эмпирическая формула сидерофилита (ан. 6): $(K_{0.92}Na_{0.06}Li_{0.02})_{1.00}(Fe_{1.54}Al_{1.35}Mn_{0.06}Ti_{0.02}Mg_{0.01})_{2.98}[Si_{3.05}Al_{0.95}O_{10}](OH)_{1.12}F_{0.88})$.

Вермикулит $(Fe, Al)_3[(Al, Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ (гидратированная слюда группы биотита) обычно имеет золотисто-коричневый цвет и сильно встлугивается при прокаливании. Содержание K_2O в гидратированных слюдах 0.5–3 мас. %, n_m 1.560–1.600.

Таблица 2
Состав аннита и сидерофилита из пегматитов Алабаши (мас. %)

	Содержание, мас. %					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35.06	35.91	37.52	34.58	34.96	37.06
Al ₂ O ₃	15.81	19.56	15.75	22.20	21.09	23.92
FeO	26.32	28.24	29.07	25.83	27.38	22.50
MgO	4.52	1.38	1.41	0.74	0.67	0.11
MnO	0.73	0.57	0.34	0.45	0.69	0.88
CaO	-	0.07	0.06	0.12	-	-
TiO ₂	3.55	1.15	1.20	0.03	0.30	0.41
K ₂ O	9.20	9.31	7.95	8.34	8.60	8.80
Na ₂ O	0.16	0.10	0.17	0.18	0.11	0.40
Li ₂ O	-	-	0.40	(0.25)	(0.2)	(0.1)
F	0.80	0.50	0.80	3.30	2.38	3.42
H ₂ O	(3.3)	(3.4)	3.73	(2.1)	(2.5)	(2.1)
Сумма	99.45	100.19	98.40	98.12	98.88	99.70

Примечания. 1-3 – анниты: 1 – из графического пегматита, жила Тысячина, 2 – из гранит-пегматита, жила Мокруша, 3 – из графического пегматита, жила Мокруша; 4-6 – сидерофилиты из графических пегматитов: 4 – жила Крутореченская, 5 – жила Старая Мыльница, 6 – жила Голодная. Анализ 3 – по Л. Г. Гумерову и др., 1968ф, прочие – наши данные (микроскоп, аналитики Е. И. Чуринов, В. А. Муфтахов). Содержание Fe_2O_3 в ан. 4 (10.60 мас. %) пересчитано на FeO и учтено в сумме. В скобках – расчетные данные.

Мусковит $KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$ пегматитах образует несколько генераций (не менее трех). Наиболее ранняя генерация в периферической зоне графического пегматита представлена сероватым мусковитом в парагенезисе с черной слюдой (аннитом, или сидерофиллитом, иногда в синтаксических сростаниях), а в последующей зоне графического пегматита образует крупные «перистые» сростания с кварцем (рис. 20, в, л), полевыми шпатами и призматическим турмалином (шерлом), нередко в виде двойников и тройников (рис. 20, з-д) или агрегатов расщепленных индивидов типа «барботов глаз» (рис. 20, е). В друзовых полостях кристаллы мусковита часто зональны с центральной сероватой (бесцветной, зеленоватой или розоватой) зоной, светло-зелеными и темно-зелеными маломощными промежуточными зонами и почти бесцветной или зеленоватой периферией (рис. 20, ж). Ко второй генерации можно отнести мелкопластинчатый бесцветный мусковит, образующий небольшие друзы в полостях, а также зоны обрастания на раннем мусковите и лепидолите (рис. 20, к). Более поздние генерации представлены мелкозернистыми агрегатами субизометричных, обычно расщепленных, кристалликов желтовато-зеленоватого, беловатого или бледно-оранжевого цвета, отложившихся как минералогический «отвес» на верхних гранях кристаллов раннего мусковита и других минералов, часто в ассоциации с тонкопластинчатым полихромным турмалином (в жилах Мокруше и Казеннице с таким мусковитом встречен миларит), а также мелкошешуйчатыми и тонкозернистыми агрегатами бледно-зеленоватого мусковита (серпикита) в парагенезисе с цеолитами, пиритом, хлоритом и в виде псевдоморфоз по кордиериту и андалузиту.

Мусковиты зон графического пегматита и ранних полостей содержат около 3–4 мас. % FeO (табл. 3, ан. 1–2), иногда с маломощными более железистыми темно-зелеными зонами (табл. 3, ан. 3). Расщепленный мусковит типа «барботов глаза» более фтористый и литийсодержащий с эмпирической формулой (ан. 2): $(K_{0.92}Na_{0.10})_{1.02}(Al_{2.42}Fe_{0.30}Li_{0.22}Mg_{0.02}Mn_{0.02})_{2.98}[Si_{1.58}Al_{0.42}O_{10}(OH_{1.49}F_{0.56})]$. В жиле Мокруше после этого мусковита в блоковой зоне и полостях отлагались циннвальдит, масутомилит и лепидолит, обычно в виде зон крупных зональных кристаллов (3–10 см). Бесцветные или белые зоны мусковита, формирующиеся в таких кристаллах после лепидолитовых зон, почти не содержат железа и марганца и относительно бедны фтором (табл. 3, ан. 4), а поздние генерации мелкозернистого мусковита зеленоватого, желтоватого и белого цвета содержат менее 0.3 мас. % фтора. Показатели преломления разных мусковитов различаются мало (n_m 1.585–1.580).

Псевдоморфозы по кордиериту образованы агрегатом мелкозернистого зеленоватого-серого железистого мусковита с содержанием FeO 7–9 мас. %; периферическая зона псевдоморфоз сложена более светлым

Таблица 3
Состав светлых слюд из пегматитов Алабашки (мас. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44.97	45.32	45.06	46.22	45.83	42.15	48.65	49.36	50.11
Al ₂ O ₃	34.25	30.50	32.48	37.85	22.44	25.30	22.07	23.11	18.86
FeO	4.13*	3.92	6.78*	0.04*	7.33*	8.02*	0.07*	2.60	4.12*
Fe ₂ O ₃	-	0.68	-	-	-	-	-	1.08	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.05	-	-	0.25
MgO	-	0.18	0.67	-	-	0.006	-	0.26	0.56
MnO	0.26	0.35	0.14	0.01	4.29	4.08	3.27	0.52	0.46
CaO	-	-	-	0.01	-	-	0.02	0.08	0.12
K ₂ O	9.65	9.04	10.37	10.61	9.86	8.98	10.03	9.30	9.44
Na ₂ O	0.58	0.65	0.11	0.19	0.27	0.35	0.20	0.38	0.13
Li ₂ O	(0.07)	0.69	-	-	(3.0)	(3.2)	(5.0)	5.50	(5.0)
F	0.85	2.25	0.50	0.64	4.24	4.5	6.96	7.32	6.10
H ₂ O	(4.3)	5.64	(3.9)	(4.3)	(2.1)	(2.0)	(0.95)	3.42	(1.0)
Сумма	99.06	99.22	100.03	99.87	94.28	98.64	97.22	102.93	96.15
-F ₂ O	-	-0.94	-	-	-	-	-	-3.07	-
n _m	1.587	1.580	1.601	1.585	1.575	1.580	1.570	1.558	1.565

Примечания. 1–4 – мусковиты; 1 – светло-серый тройник из ранней полости в графическом пегматите, ж. Мокруша; 2 – светло-серый мусковит сферолитовой «барботов глаз», ж. Мокруша; 3 – темно-зеленая зона в кристалле, ж. Старая Мыльница (рис. 20, ж); 4 – белая зона после лепидолита, ж. Мокруша (рис. 20, к-4); 5 – циннвальдит коричневого-дымчатый до зоны лепидолита, ж. Мокруша (рис. 20, к-2); 6 – циннвальдит розовато-коричневый, ж. Голодная; 7 – масутомилит коричневого-фиолетовый из полости до зоны лепидолита (рис. 20, и-1); 8 – лепидолит сиреневый крупнопластинчатый; 9 – лепидолит бесцветный перламутровый, периферическая зона кристалла после сидерофиллита и мусковита (рис. 20, б). Анализы 2, 8 – по данным Л. Г. Гумерова и др., 1968ф; прочие – наши данные (микросонд, анализатор Е. И. Чурин). FeO* – суммарное. В скобках – расчетные данные.

желтовато-зеленоватым менее железистым мусковитом (около 5 мас. % FeO). В псевдоморфозах по андалузиту рентгенометрически определены смеси тонкошешуйчатых мусковита (или гидрослюды) с хлоритом.

Исследованные рентгенометрически мусковиты представлены политипом 2M₁.

Циннвальдит $KLi(Fe,Al)_2[Si_3AlO_{10}](F,OH)_2$ отмечался ранее только в жиле Мокруше по оптическим данным (Озеров, Лебедева, 1938ф) – по характерному плеохроизму от шоколадно-коричневого (N_g) до бледно-желтого (N_p) и дупреломлению 0.019–0.025 (показатели преломления не были приведены). Нами циннвальдит найден не только в Мокруше (рис. 20, з, к), но и в виде тонких зон в мусковите жилы Го-

лодной. Зоны циннвальдита характеризуются коричнево-дымчатой или чайно-коричневой окраской, почти прозрачны, n_m 1.575–1.580. В составе циннвальдита (табл. 3, ан. 5–6) повышенные содержания железа, марганца и фтора; эмпирическая формула циннвальдита (ан. 5): $(K_{0.98}Na_{0.04})_{1.02}(Li_{0.90}Al_{0.30})_{1.20}(Al_{1.30}Fe_{0.43}Mn_{0.28})_2[Si_{1.54}Al_{0.46}O_{10}](F_{0.92}OH_{0.10})$, где часть лития замещена алюминием, облик минерал с железистым лепидолитом. По рентгеноструктурным данным циннвальдит представлен распространённой модификацией 1М (Попов, Попова, 1999).

Масутомилит $K(Li, Mn, Fe, Al)_3[(Si, Al)_4O_{10}](F, OH)_2$ в зональных кристаллах лепидолита жилы Мокруши образует зоны до лепидолита, иногда чередуясь с зонами циннвальдита. Цвет его коричнево- или красновато-фиолетовый, n_m 1.570–1.575. В нем высокие содержания алюминия и фтора при почти полном отсутствии железа; эмпирическая формула (табл. 3, ан. 7): $(K_{0.91}Na_{0.03})_{0.94}(Li_{1.43}Al_{1.33}Mn_{0.21})_{2.97}[Si_{1.47}Al_{0.53}O_{10}](F_{1.57}OH_{0.43})$. По составу масутомилит является переходным к марганцовистому лепидолиту. Рентгенограмма его по ряду отражений является промежуточной между циннвальдитом и лепидолитом и представлена политипом 1М (Попов, Попова, 1999).

Лепидолит $KLi_{1.5}Al_{1.5}[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$ является наиболее распространенным из литиевых слюд в пегматите жилы Мокруши; в единичных образцах он встречается также в друзовых полостях жил Голодной и Казенницы. В жиле Мокруше в крупных таблитчатых кристаллах (рис. 20, м) он составляет центральные или промежуточные зоны густо-сиреневого, розовато-буроватого, светло-сиреневого или даже белого цвета, нарастающая на циннвальдит, масутомилит или ранний мусковит (рис. 20, з–к). Периферическая тонкая зона кристаллов иногда сильно расщеплена, состоит из отдельных блоков или мелких серебристых табличек белого или розовато-белого цвета («кипелка»). В друзовых полостях такой мелкошубчатый лепидолит встречается и на границах других минералов, а после него – поздний мелкозернистый мусковит.

Сиреневый и розовато-буроватый лепидолит содержит 1–3 мас. % FeO, около 7 мас. % Li_2O ; микросондовым анализом отмечены Rb и Cs, но количество их не определено из-за отсутствия эталонов. Его эмпирическая формула (табл. 3, ан. 8): $(K_{0.82}Na_{0.05}Ca_{0.01})_{0.88}Li_{1.55}(Al_{1.31}Fe_{0.21}Mg_{0.03}Mn_{0.03})_{1.58}[Si_{1.42}Al_{0.58}O_{10}](F_{1.60}OH_{0.79})$ при небольшом избытке воды (определенной как потери при прокаливании). Бледноокрашенный и бесцветный (белый) лепидолит жилы Мокруши содержит незначительные количества железа (0.34 мас. % FeO) и марганца (0.13 мас. % MnO); показатели преломления сиреневого и розовато-буроватого лепидолита n_m 1.558, бесцветного 1.555. Белый перламутровый лепидолит из жилы Голодной содержит наименьшее количество алюминия, но по содержанию железа близок сиреневому лепидолиту из

Мокруши (табл. 3, ан. 9). Сиреневый лепидолит представлен политипом 1М.

Вариации состава литиевых слюд Мокруши отражают изоморфизм в ряду циннвальдит-масутомилит-лепидолит.

Гранаты в пегматитах относятся к ряду **альмандин** $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ – **спессартин** $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$. Кристаллы альмандина до 2–3 мм в форме тетрагонтрикгаэдров $\{211\}$ с различным содержанием марганца (10–18 мас. % MnO) развиты в гранит-пегматите, аплите и графическом пегматите, а близкий к спессартину гранат (23–37 мас. % MnO) – в блоковой зоне и в друзовых полостях, где величина их до 5–10 мм с комбинацией форм $\{211\}$ и $\{110\}$. Наиболее железистые гранаты темнокрасного цвета развиты в краевых зонах жил; в их составе 60–66 % Fe-минала (альмандиновой молекулы), 28–34 % Mn-минала, около 4 % Са-минала и 1 % Mg-минала. В промежуточных графических зонах с аннитом или сидерофиллитом альмандины более марганцовистые (37–45 % Mn-минала), розовато-красного цвета. В друзовых полостях железистые спессартины буровато-красные (30–50 % Fe-минала) и желто-красные или оранжево-розовые (15–20 % Fe-минала). Содержание граната в графическом пегматите обычно около 0.5–1 мас. % (Смертенко и др., 1980), но в маломощных зонах гранит-пегматита или аплита между зонами графики отмечается до 10 % альмандина. Гранат в ряде участков сильно растворен с образованием причудливых останцов, особенно в жилах Голодной, Казенницы и Крутореченской.

Из турмалинов в пегматитах преобладает шерл, менее развиты эльбаит, оленит и турмалин с дефицитом Na (близкий к фойтиту).

Шерл $NaFe^{2+}_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$ развит во всех зонах пегматитов и во многих друзовых полостях. В краевых зонах жилы кристаллы его короткопризматические до субизометричных (рис. 21, а–б), черные, зеленовато-черные и буровато-черные (в тонких сколах); в полостях среди графического и блокового пегматита – призматические и длинно-призматические черного, сине-черного и буровато-черного цвета (рис. 21, з, е–з). В полихромных турмалинах шерл иногда формирует внутренние зоны кристаллов.

В друзовых полостях форма кристаллов шерла разнообразна (рис. 21) с различным развитием форм $a\{11\bar{2}0\}$, $m\{10\bar{1}0\}$, $M\{01\bar{1}0\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $e\{01\bar{1}2\}$, $o\{02\bar{2}1\}$, $z\{01\bar{1}1\}$, $c\{0001\}$ и редких $k\{70\bar{7}4\}$, $h\{41\bar{5}0\}$, $\sigma\{21\bar{3}0\}$, $\pi\{35\bar{8}0\}$, $P\{15\bar{6}0\}$. Встречаются кристаллы с двумя головками, логичный и антилогичный концы которых ограничены по-разному. В сечениях кристаллов (в пластинках около 1 мм толщиной) видно зонально-секториальное строение кристаллов (Попов, 1980) с несколько различной окраской (или ее интенсивностью) разных зон и пирамид нараста-

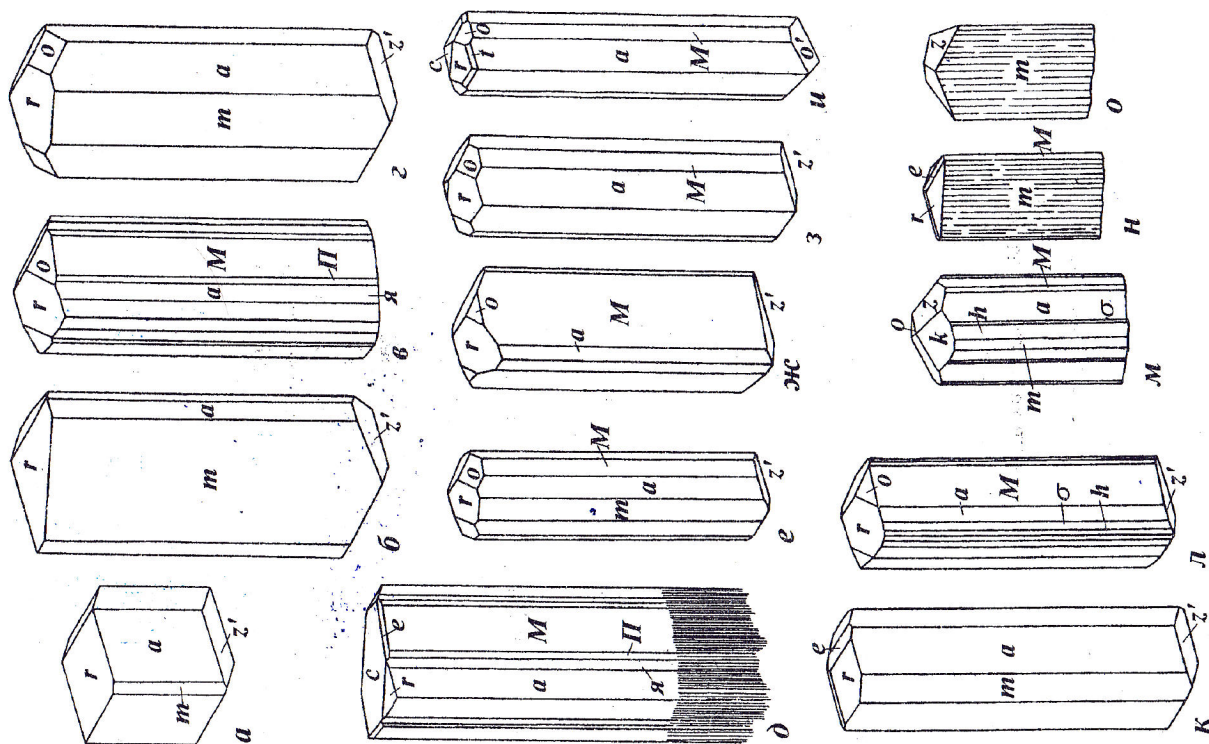


Рис. 21. Форма кристаллов турмалина из пегматитов Алабашки.
См. текст.

ния. Содержание MgO от центра одного из кристаллов жилы Мокруши уменьшается от 1.25 до 1.05 и далее до 0.81 мас. %; в жилах Казеннице и Старой Мыльнице ранние кристаллы шерла также содержат заметную примесь магния (1.3–1.7 мас. % MgO). В более поздних шерлах содержание MgO 0.3 мас. % и менее. Состав шерлов приведен в табл. 4 (ан. 1–3). Наиболее железистый синевато-черный шерл из жилы Мокруши рассчитывается на формулу (ан. 1): $(\text{Na}_{0.81}\text{Ca}_{0.09}\text{Mg}_{0.08}\text{Fe}_{2.65}\text{Mg}_{0.25}\text{Al}_{0.07}\text{Li}_{0.06}\text{Ti}_{0.04}\text{Mn}_{0.02})_{3.10}\text{Al}_6(\text{BO}_3)_{2.96}(\text{Si}_{5.95}\text{Al}_{0.05})\text{O}_{18}(\text{OH})_{3.6}\text{F}_{0.19}$ ряда шерл-дравит. Эмпирическая формула коричнево-черного шерла из Казенницы (ан. 2): $(\text{Na}_{0.75}\text{Ca}_{0.03}\text{K}_{0.01})_{0.79}(\text{Fe}_{2.29}\text{Mg}_{0.40}\text{Al}_{0.23}\text{Ti}_{0.04}\text{Mn}_{0.04})_{3.0}\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_{6.01}\text{O}_{18}(\text{OH})_{3.77}\text{F}_{0.33}$.

Красивые друзы и кристаллы шерла находили в жилах Мокруше, Старцевой Яме, Большой Тяжеловеснице и других, но особенно в Ка-

Таблица 4
Состава турмалинов из пегматитов Алабашки (мас. %)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	34.32	35.05	35.27	36.02	36.67	36.76	36.00
TiO ₂	0.29	0.27	0.19	0.04	0.02	-	0.04
Al ₂ O ₃	30.00	30.82	35.70	39.90	44.30	44.75	35.36
FeO	18.32	15.92	11.72*	6.39	0.24	1.19	12.91
MnO	0.17	0.29	1.46	0.52	0.18	0.20	1.51
MgO	1.32	1.56	0.35	-	-	-	0.01
CaO	0.49	0.15	0.14	0.21	0.31	0.79	-
Na ₂ O	2.40	2.22	1.54	2.73	1.80	1.27	0.29
K ₂ O	0.05	0.05	0.13	-	0.02	-	0.01
Li ₂ O	(0.1)	0.01	0.22	(0.3)	(0.6)	(0.4)	-
H ₂ O	(3.1)	(2.3)	2.32	(3.2)	(2.9)	(3.4)	(3.6)
F	0.34	0.61	0.47	0.82	0.81	0.70	-
B ₂ O ₃	(9.9)	(10.3)	10.46	(10.4)	(10.6)	(10.6)	(10.4)
Сумма	100.8	99.49	99.97	100.53	98.55	100.06	100.13
-F ₂ = O			-0.20				
			99.77				

Примечания. 1–3 – шерл: 1 – синевато-черный из полости в графическом пегматите, жила Мокруша; 2 – коричнево-черный из графического пегматита, жила Казенница; 3 – розовато-коричневый мелкоигльчатый («вата») из агрегата со дна друзовой полости, жила Казенница; 4–7 – зоны полихромных кристаллов, жила Мокруша: 4 – эльбаит железистый зеленый (верделит), 5 – эльбаит розовый (рубеллит), периферическая зона кристалла, 6 – оленит бесцветный (ахроит), центральная часть кристалла, 7 – фойтит синевато-черный. В ан. 3 содержание FeO* включает 3.88 мас. % Fe₂O₃ (анализ ИГ СО РАН, Иркутск). Прочие анализы – наши данные (микронд, аналитик Е. И. Чурин). В скобках – расчетные данные.

зенище, где на глубине 24–29 м было много друзовых полостей с шерлом и другими минералами. В последнее время крупные кристаллы шерла (до 20–25 см) находили в Тысяннице.

Эльбаит $\text{Na}(\text{Al}, \text{Li})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_4$ слагает зоны разного цвета (зеленого, розового, голубоватого) в кристаллах полихромного турмалина в полостях жил Мокруши, Голодной, Старцевой Ямы, Казенницы, Старой Мыльницы. В зеленом эльбаите (верделите) из Мокруши содержание FeO 6–7 мас. % при отсутствии магния (табл. 4, ан. 4); розовый эльбаит (рубеллит) почти лишен железа, магния и марганца и обогащен алюминием при дефиците натрия (табл. 4, ан. 5), что сближает его с оленитом. Кристаллы полихромного турмалина призматические (рис. 21, а–д, з, и) с разным положением цветовых зон в разных полостях; зеленые и зеленоватые зоны чаще внутренние, а розовые, голубоватые и бесцветные – чаще внешние, но встречается и неоднократное чередование этих зон в кристаллах. Формула розового эльбаита (ан. 5): $(\text{Na}_{0.57}\text{Ca}_{0.03})_{0.62}(\text{Al}_{2.55}\text{Li}_{0.39}\text{Fe}_{0.03}\text{Mn}_{0.03})_{3.00}\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_{3.2}\text{F}_{0.41}$. Полихромные турмалины характерны в парагенезисе с альбитом, топазом, литиевыми слюдами и полихромным апатитом.

Оленит $\text{Na}_{1-x}\text{Al}_x\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O}, \text{OH})_4$ в жилах Мокруше, Голодной, Старцевой Ямы и Казеннице образует периферические зоны кристаллов полихромного турмалина или мелкие самостоятельные длиннопризматические кристаллики бледного зеленоватого и розоватобуроватого цвета (до бесцветных). В составе его около 1.2 мас. % FeO и 44–45 мас. % Al_2O_3 . Эмпирическая формула бесцветного оленита (ахроита) из Мокруши (табл. 4, ан. 6): $(\text{Na}_{0.63}\text{Ca}_{0.02})_{0.65}(\text{Al}_{2.70}\text{Fe}_{0.18}\text{Li}_{0.06})_{2.94}\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O}, \text{OH})_{3.8}\text{F}_{0.16}$.

Фойтит $\square[\text{Fe}_2(\text{Al}, \text{Fe})]_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$ (безназванный «шерл») определен при анализе синевато-черного турмалина, в тонких осколках светло-фиолетового, образующего игольчатые мелкие кристаллики после полихромного турмалина и нередко регенерирующего сколы на ранних турмалинах с образованием участков волокнистого роста (рис. 21, д); такие турмалины встречаются в Мокруше, Голодной, Казеннице и Старой Мыльнице. Возможно, поздняя тончайшая синяя турмалиновая «вата» в ряде полостей в значительной мере сложена фойтитом (смесь такой «ваты» с глиной отмечалась А. Е. Ферсманом как «синий фосфат»). Эмпирическая формула фойтита из Мокруши (табл. 4, ан. 7): $\square\text{Na}_{0.10}(\text{Fe}_{1.80}\text{Al}_{0.95}\text{Mn}_{0.21})_{2.96}\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$.

Топаз $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2$ – главное сокровище жилы Мокруши; в заметных количествах он встречался в жилах Голодной, Казеннице и Большой Тяжеловеснице, как довольно редкий – в Крутореченской, Мыс-II и, по указанию А. Е. Ферсмана и А. Н. Карножицкого, в ряде других жил (см. табл. 1).

Простые формы, установленные разными исследователями на кристаллах топазов Мурзинки, А. Е. Ферсман в 1914 г. свел в таблицу (Ферсман, 1959, с. 629), где 24 формы ростовые, а 6 отнесены к формам растворения. А. Е. Ферсман отметил, что топазы Мурзинки бедны формами роста. Мы можем лишь предположить, что ранее изученные «топазы Мурзинки» большей частью происходили из жилы Мокруши, поскольку эти формы были подтверждены нами при современных гониометрических измерениях кристаллов топаза Мокруши и дополнены новыми, в других жилах Алабашского поля на топазах меньше форм.

Простые формы на кристаллах топазов из пегматитов Алабашки:

<i>Из сводки А. Е. Ферсмана (1959)</i>		<i>Дополнение</i>	
$c\{001\}$	$X\{023\}$	$o\{111\}$	$\Omega\{342\}$
$b\{010\}$	$f\{011\}$	$e\{221\}$	$L\{236\}$
$N\{210\}$	$y\{021\}$	$r\{121\}$	$w\{104\}$
$m\{110\}$	$h\{103\}$	$\eta\{233\}$	$W\{043\}$
$M\{230\}$	$p\{102\}$	$v\{122\}$	$\Sigma\{114\}$
$I\{120\}$	$d\{101\}$	$\alpha\{214\}$	$\gamma\{141\}$
$\pi\{250\}$	$\rho\{201\}$	$\psi\{124\}$	$\chi\{045\}$
$g\{130\}$	$i\{113\}$	$x\{123\}$	$\beta\{012\}$
$n\{140\}$	$ж\{338\}$	$\tau\{314\}$	$\Psi\{132\}$
$\mu\{150\}$	$u\{112\}$	$\nu\{1.9.10\}$	

Наиболее ранние топазы («сырцы») встречаются уже в кварцполевошпатовой графите, но поверхности их индукционные (с псевдогранями и псевдорребрами). В друзовых полостях ранние крупные кристаллы топаза с «квадратным» сечением представляют первый (мурзинский) тип по А. Е. Ферсману (рис. 22, а–в; рис. 23, а–б). В жиле Мокруше в этих кристаллах периферические зоны роста часто имеют интенсивный голубой цвет и создают особую притягательность для глаз. Центральные зоны кристаллов сложены бесцветным или чуть розоватым топазом (Попов, 1982). Нередко проявлена цветовая секториальность кристаллов: пирамиды нарастания $<120>$ голубые, а других форм – розоватые, желтоватые или бесцветные. В топазах первого типа отмечены мельчайшие твердые включения синевато-серого турмалина (шерла), а в первичных газово-жидких включениях обнаружена твердая фаза – кристаллики буры $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (Якубова, 1952).

Из кристаллов, добытых в Мокруше в 1974–76 гг., наиболее распространенными оказались мелкие розоватые кристаллы (второго типа по А. Е. Ферсману; рис. 22, д, е, и; рис. 23, и). Они часто содержат мельчайшие вросстки расщепленных игольчатых кристалликов колумбитантальита и ильменорутила, а с периферическими зонами топаза сокристаллизовался шерл. По относительному возрасту этот топаз позднее кристаллов первого типа.

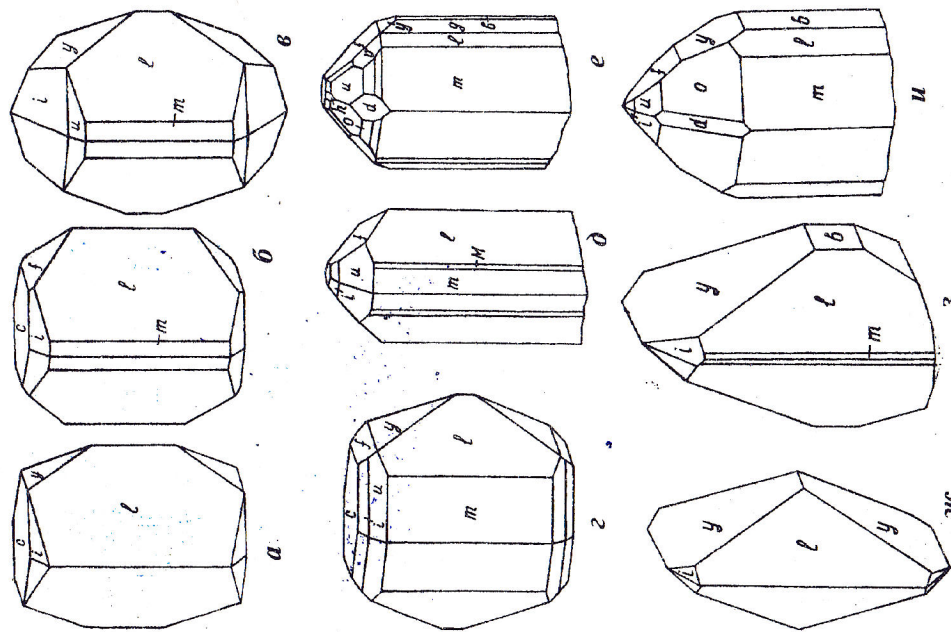


Рис. 22. Основные типы кристаллов топаза жилы Мокруша (а-е — по Н. И. Кокшарову, 1856; ж-и — по А. Е. Ферсману, 1959). См. текст.

Еще более поздними являются «конвертообразные» бесцветные и голубые топазы третьего (по А. Е. Ферсману — четвертого) типа (рис. 22, ж, з; рис. 23, в, д, е, и). В Мокруше они кристаллизовались с литиевыми слюдами, клеветландитом и полихромным турмалином. После них образовались тонкозернистые агрегаты слюд, хлоритов и глин.

Кроме названных типов кристаллов топаза, встречаются переходные по ограничению типы, а также кристаллы «ильменского» типа (рис. 23, г, ж, к, л, о) и другие. Так, в Мокруше с розовым эльбаитом

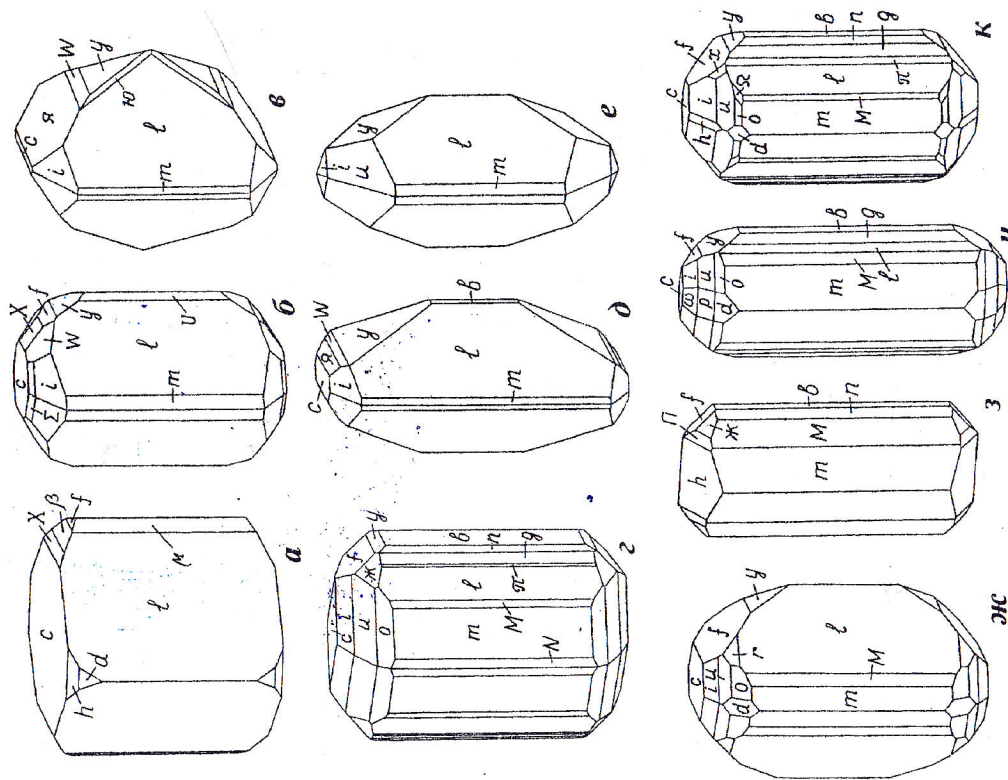
отмечался псевдокубический (по облику) топаз до 2 см, по форме близкий раннему топазу, а по времени — литиевым слодам. В глинистой массе полостей есть единичные находки желтых топазов «ильменского» типа, относительный возраст которых не ясен (вероятно, близки кристаллам третьего типа).

Удивительное разнообразие скульптур граней кристаллов топаза Мокруши обусловлено многократным изменением формы в процессах роста, растворения и регенерации топаза (Ферсман, 1940; Попов, 1982). В разных полостях или их частях интенсивность растворения и регенерации весьма различны. Судя по парагенезисам минералов, рост и растворение топаза в полостях чередовались во времени неоднократно и проявлены от ранних полостей до поздних.

В жиле Казенние встречаются бесцветные, бледно-голубые и бледно-розовые топазы (рис. 23, о-р). В бесцветных топазах пирамиды роста <D> часто голубоватые. В полостях жилы Голодной кристаллы топаза раннего зарождения бесцветные субизометричные (близки рис. 22, з), а более поздние голубоватые кристаллы с ростками касситерита и танталонитов имеют более богатое ограничение (рис. 23, л, м); еще позднее образовались мелкие (1–2 см) бесцветные длиннопризматические кристаллы топаза (рис. 22, д) в парагенезисе с мелкоабрагитным бесцветным мусковитом.

Топазы в пегматитах Алабашки по составу фтористые; содержания фтора в топазе Мокруши из ранней полости с сероватым мусковитом и из более поздней полости с раухтопазом и шерлом практически одинаковы и составляют около 20 мас. % (определены дифрактометрическим методом по величине параметра ячейки $b_0 = 8.780-8.784 \text{ \AA}$).

Берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ отмечен во всех коях Алабашского поля, кроме Хрустальницы. В зонах кварц-полевошпатовой графитики он встречается совместно с сидерофиллитом-аннитом, но чаще — в друзовых полостях с кварцем, калишпатом, альбитом, турмалином, топазом, слюдами, монацитом и другими минералами. В жиле Мокруше ранние бериллы в графитке имеют зеленовато-желтый цвет и сильно замутнены. Затем в полостях кое-где отлагался бесцветный призматический берилл с габитусными гранями призмы и пинакоида (рис. 24, а-б), на который нарастали зоны зеленоватого берилла и яркого зеленовато-голубого аквамарины той же формы, а также кристаллизовались самостоятельные кристаллы аквамарина в парагенезисе с сероватым и розовато-серым мусковитом. Прозрачные желтые бериллы (гелиодоры) находили в полостях с альбитом и полихромным турмалином; кристаллы их обычно призматические с двумя призмами и дипирамидами и небольшим пинакоидом (рис. 24, в-е), но встречались и чуть более поздние коротко-



призматические гелиодоры с более простым ограничением: в 1976 г. в карьере № 1 был добыт крупный короткопризматический кристалл гелиодора величиной 12 см (Рябков и др., 1986ф). В одном из образцов на головку длиннопризматического гелиодора ориентированно вырос короткопризматический гелиодор. В некоторых кристаллах гелиодора встречались мелкие вросстки арсенопирита и козалита. Бесцветные и розоватые бериллы изометричного или таблитчатого облика (ростериты; рис. 24, жс-и) величиной от миллиметров до 2-5 см встречаются наросшими на крупные кристаллы сиреневого лепидолита, но нередко одновременно с лепидолитовой «кипелкой».

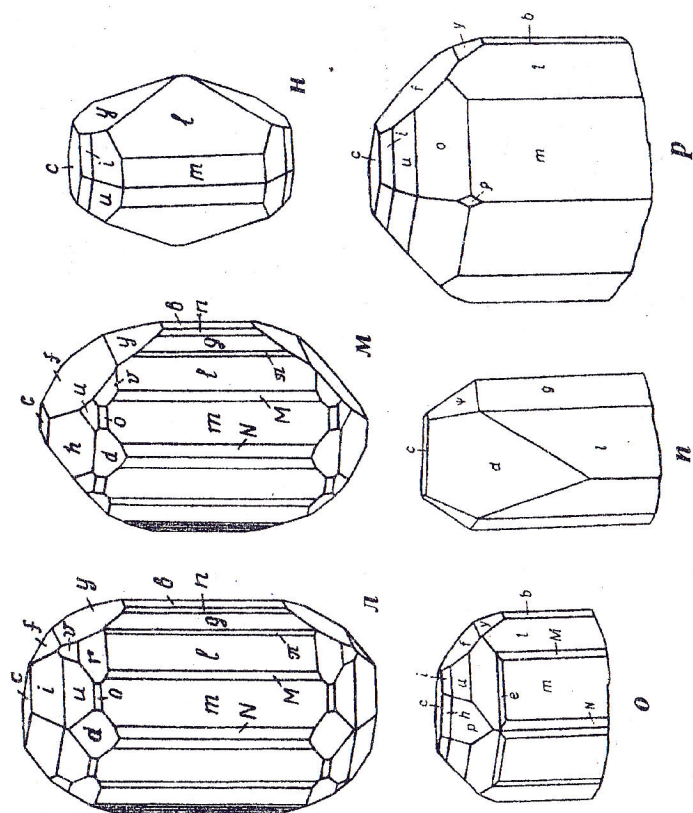
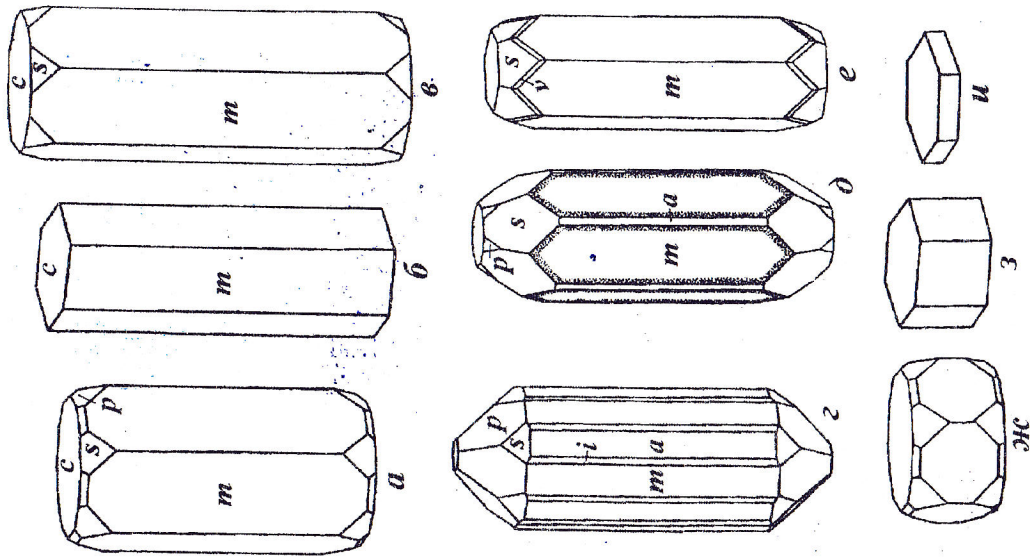


Рис. 23. Кристаллы топаза из пегматитов Алабаши. См. также рис. 22 и текст.

В жиле Казеннице общая последовательность габитусных типов кристаллов берилла (рис. 24, в, г, и) подобна Мокруше (Попов и др., 1999). Зеленоватые бериллы жилы Старая Мыльница имеют пинакoidalно-призматический габитус (рис. 24, а), а на удлиненно-призматических гелиодорах развиты и грани дипирамид (рис. 24, г-е), вплоть до исчезновения пинакоида. Наиболее крупный (25 см) из бериллов желто-зеленый кристалл (добытый в 1828 г. в Старцевской Яме) имеет столбчатый облик со сложной поверхностью из индукционных граней и форм растворения.

На кристаллах берилла из пегматитов Алабаши наиболее часто развиты формы (рис. 24): $c\{0001\}$, $m\{1010\}$, $a\{1120\}$, $i\{2130\}$, $s\{1121\}$, $p\{1011\}$, $v\{2131\}$. Н. И. Кокшаров (1852-1855) отмечал большее разнообразие форм на кристаллах берилла из алабашиских пегматитов (без точного указания колеи); некоторые его материалы сведены нами (рис. 25) с сохранением старых символов граней. Кристаллы, подобные изображенным на рис. 25, и встречаются в Старцевской Яме, на рис. 25, м — в Старой Мыльнице.

Рис. 24. Наиболее типичная форма кристаллов берилла из пегматитов Алабашки. См. текст.



Состав бериллов Мокруши исследован мало. В отчете Л. Г. Гурмова и др. (1968ф) приведены примеси в берилле Мокруши (мас. %): Na_2O 0.13; K_2O 0.23; Li_2O 0.06. Нами при микрондос-

вом исследовании эль-байта Мокруши попутно проанализирован игольчатый зеленый берилл, в котором определены примесные компоненты (мас. %): MgO 0.12; FeO 0.48; Na_2O 0.12; MnO 0.02; K_2O 0.02; такие же количества этих примесей определены в гелиодоре жилы Старая Мыльница. Параметры ячейки зеленоватого берилла (A): а 9.198(2), с 9.190(3) (ДРОН-УМ1, Со-излучение, внутренний эталон Si, аналитик М. С. Алферова). В розовом берилле (воробьевите) по данным ИК-спектроскопии отмечены большие содержания цезия и воды, т.е. возможен и литий. Гамбергит $\text{Be}_2\text{BO}_3(\text{OH})$ был найден в жиле Мокруше в друзовой полости пегматита с мусковитом, раухтопазом, лепидолитом, таблитчатым бесцветным мусковитом и голубоватым топазом. Гамбергит образует субизометричные и призматические двойниковые сростки величиной 1–5 см и менее (до долей миллиметра), белого цвета, с плотностью 2.4 г/см³, потери массы при термическом анализе 9.3 %, содержание фтора 1.03 мас. % (Иванов, Гурков, 1986).

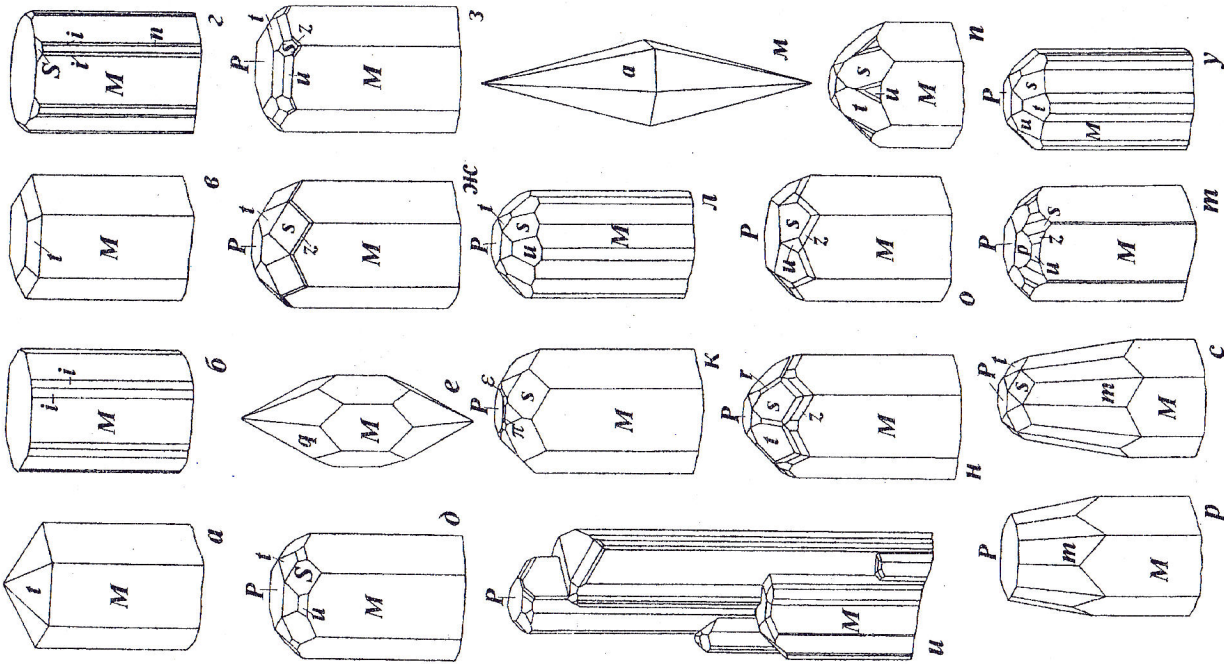
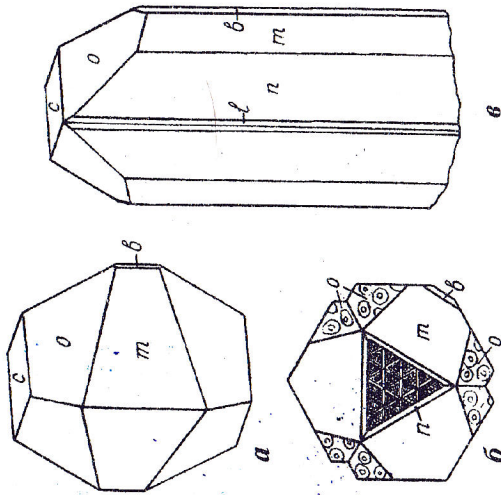


Рис. 25. Кристаллы берилла из пегматитов Алабашки (по Н. И. Кокшарову, 1852–1855; обозначения форм сохранены его же).

Рис. 26. Кристаллы (а, в) и шестерник (б) гамбергита Мокруши. См. текст.



Морфология двойниковых сростков кристаллов гамбергита исследована В. А. Поповым (1997₁). Гамбергит раннего зарождения был субизометричным (рис. 26, а; реставрировано из двойника), образовавшим шестерники, на которых установлены формы $c\{001\}$, $o\{541\}$, $m\{110\}$, $n\{210\}$, $k\{410\}$, $b\{010\}$. В шестерниках (рис. 26, б) три индивида сростаются друг с другом по двойниковой плоскости $k\{8.12.3\}$, перпендикулярной грани $m(110)$ и лежащей в поясе с гранями (441) и (451) . Более поздний гамбергит – второго зарождения – также в виде тройников, образованных сростанием мелких длиннопризматических кристалликов (рис. 26, в), ориентированно нарос на ранний гамбергит и имеет свободные ограниченные головки. Установленный на гамбергите Мокруши новый закон двойникования по $k\{8.12.3\}$ в сочетании с известным законом по $m\{110\}$ дает шестерники (двойники тройников) гамбергита.

Эвклаз $\text{BeAlSiO}_4(\text{OH})$ в жиле Мокруше найден на среднезернистом агрегате (корке) зеленоватого мусковита, наросшего на кристаллы микроклина. На мусковите сверкает множество мелких (до 0.4 мм) бесцветных изометричных кристалликов эвклаза, ограниченного формами $b\{010\}$, $o\{021\}$, $n\{011\}$, $s\{120\}$, $m\{110\}$, $k\{210\}$ (рис. 27, а). Твердость эвклаза около 7.5, показатели преломления n_g 1.672, n_p 1.653 (в иммерсии), рентгенограмма стандартна (Попов, Попова, 1999). Эвклаз в жиле Мокруше – третье проявление на Урале.

Фенакит Be_2SiO_4 найден в жиле Мокруше в виде вростков в краевой зоне роста кристалла микроклина. Мелкие (до 1.5 мм) бесцветные кристаллики фенакита короткопризматического габитуса частично имеют собственные грани и частично – индукционные с микроклином. На кристаллах фенакита развиты формы: $m\{10\bar{1}0\}$, $a\{1120\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $d'\{01\bar{1}2\}$, $K\{41\bar{5}0\}$, $g\{5380\}$, $S\{21\bar{3}1\}$; в разных образцах ограничение

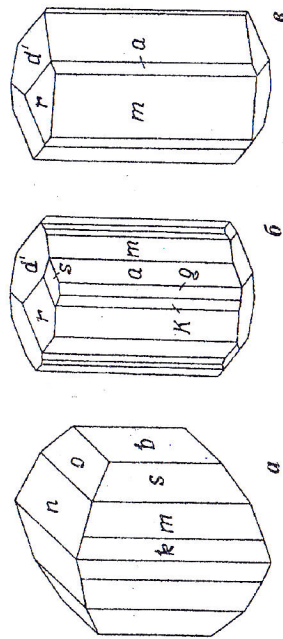


Рис. 27. Эвклаз (а) и фенакит (б, в) Мокруши. См. текст.

кристаллов разное (рис. 27, б–в). Минерал одноосный (+), n_o 1.656, n_e 1.670, твердость около 8 (Попов, Попова, 1999).

Берtrandит $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$ в Мокруше впервые отмечен П. В. Еремеевым (1866) под названием гесенбергит; кроме Мокруши, найден нами в Старой Мыльнице. Бесцветные прозрачные (беловатые) кристаллики его величиной до 0.5–0.8 мм в Мокруше образуют радиально-пластинчатые сростки, отложившиеся на гранях кристаллов альбита и табличатого бесцветного берилла. Кристаллики берtrandита тонкотабличатые, удлиненные по $[001]$, ограниченные $a\{100\}$, $k\{310\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$ (рис. 28, а), с тончайшей вертикальной штриховкой на гранях a , h . Твердость 6–6.5. В иммерсии бесцветный прозрачный, двуосный (–), n_g 1.610, n_p 1.597, рентгенограмма стандартна (Попов, Попова, 1999).

В жиле Старая Мыльница берtrandит среди тонкозернистого желтовато-зеленоватого мусковита (отложившегося в полости на альбите) образует мельчайшие (0.1–0.2 мм) субизометричные таблички, уплощенные по $\{100\}$, с формами: $a\{100\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, $\{011\}$, $e\{031\}$ (рис. 28, б).

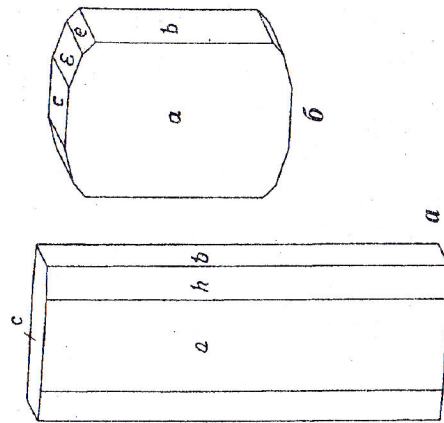


Рис. 28. Кристаллы берtrandита из пегматита Мокруши (а) и Старой Мыльницы (б). См. текст.

Из фосфатов в пегматитах довольно обычен апатит (фторапатит), реже встречаются монацит и ксенотим, экзотические минералы – канонерит, гердерит и миларит.

Фторапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ (апатит) наиболее развит в жиле Мокруше, а также встречается в Голодной, Казеннице и Старой Мыльнице. Входит в состав относительно поздних минеральных парагенезисов друзовых полостей с лепидолитом (в Мокруше), полихромным турмалином, топазом, альбитом, манганоколумбитом, касситеритом, таблитчатым бериллом. Величина кристаллов 0.5–2 см, но встречались и до 4–5 см. В разных полостях габитус кристаллов меняется от таблитчатого до изометричного и слабо вытянутого по шестерной оси (рис. 29) с разным развитием форм $m\{10\bar{1}0\}$, $c\{0001\}$, $s\{11\bar{2}1\}$, $u\{20\bar{2}1\}$, $a\{11\bar{2}0\}$ и редких $p\{10\bar{1}1\}$, $o\{3142\}$, $n\{3141\}$, $k\{41\bar{5}0\}$, $L\{51\bar{6}0\}$. На поверхности «кипелки» указывался игольчатый апатит (Рябков и др., 1986ф). По цвету разлиты голубоватые, розоватые, беловатые, синие и полихромные апатиты. В полихромных апатитах характерна зональность окраски разного типа, например: центр зеленоватый, промежуточная зона голубоватая, а периферическая – фиолетово-розовая; в других случаях отмечалась смена розовато-белой зоны на голубовато-белую; или смена внутренней розовой зоны на голубую, затем светло-зеленую и темно-зеленую. Встречается секториальная окраска в кристаллах: пирамиды нарастания пинакоида и дипирамид – розовые или бесцветные, а гексагональных призм – зеленоватые или голубоватые. В полихромном апатите из занорыща гамберитового шурфа жилы Мокруши отмечена смена формы кристалла от ранней дипирамидально-призматической (типа изображенной на рис. 29, д) к поздней пинакоидально-призматической (рис. 29, в, з), где пирамиды роста призм серовато-зеленые и сине-зеленые, а пинакоида и дипирамид – розовые. Встречаются голубовато-белые призматические кристаллики апатита с растворенным «ядром» и с микроблоками роста перпендикулярно наружным граням (Попов, Попова, 1999). В полихромных апатитах отмечалась также смена субизометричных зеленоватого-голубых кристаллов (рис. 29, жс) более поздними таблитчатыми фиолетово-розовыми (рис. 29, з).

В жиле Казеннице в парагенезисе с альбитом, шерлом, бериллом и топазом встречались серовато-белые или синие субизометричные пинакоидально-призматические кристаллы апатита (рис. 29, в, жс); призматические кристаллы розового апатита встречались с шерлом, а голубоватого – с эльбаитом и розоватым лепидолитом; поздние мелкие кристаллики имеют дипирамидально-призматический габитус (рис. 29, в). В жиле Голодной мелкие призматические кристаллы голубого апатита в ассоциации с зеленым эльбаитом наиболее богаты формами (рис. 29, а)

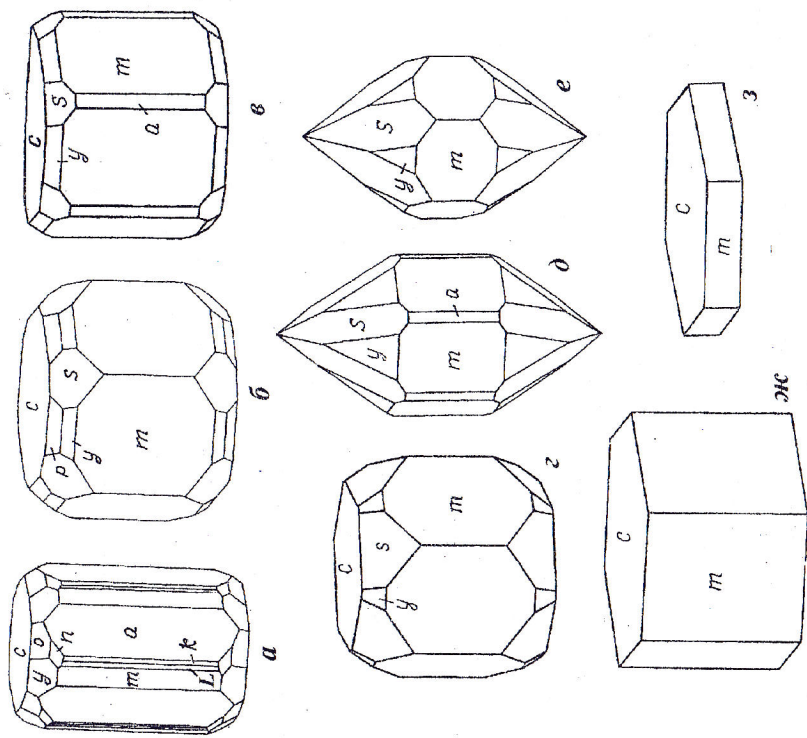


Рис. 29. Кристаллы фторапатита из пегматитов Алабашки. См. текст.

и секториальны по окраске с более светлыми пирамидами роста пинакоида; в образце с топазом и альбитом встречен субизометричный голубой апатит (рис. 29, в). Все это показывает различную и разнонаправленную смену формы кристаллов апатита в процессе кристаллизации в разных жилах и полостях.

Рентгенограммы и ИК-спектроскопические данные соответствуют фторапатиту. Состав фторапатита Мокруши, мас. %: CaO 52.98; MnO 0.16; FeO 0.02; SrO 0.013; MgO 0.004; Na_2O 0.11; P_2O_5 41.19; F 3.98; SiO_2 0.08; сумма 99.137 (Рябков и др., 1986ф, данные О. К. Иванова, аналитик Л. Ф. Ганибал, ИГКФАН).

Монацит $(\text{Ce}, \text{La})\text{PO}_4$ развит почти во всех пегматитовых жилах Алабашского поля (см. табл. 1). По данным минералогического анализа проб пегматита жилы Мокруши, наибольшие содержания монацита

(70.8 г/т) выявлены в краевой зоне гранит-пегматита (Смертенко и др., 1980). В графическом пегматите (до минералов друзовых полостей) отмечались оранжево-красноватые и прозрачные медово-желтые таблитчатые кристаллики монацита до 0.6–1.5 мм, уплощенные по (100), с формами: $a\{100\}$, $m\{110\}$, $w\{101\}$, $c\{001\}$, $\phi\{302\}$, $E\{211\}$, $ж\{352\}$ (рис. 30, а); с медово-желтым монацитом в ассоциации встречаются андалузит, джомартит, шерл, ганит. В друзовой полости с микроклином, альбитом и бывшим кордиеритом (замещенным слюдой) найдены удлиненные по [001] медово-желтые кристаллики монацита до 1.5 мм, вросшие в полевые шпаты, с формами: $m\{110\}$, $a\{100\}$, $e\{011\}$, $x\{101\}$, $v\{111\}$, $w\{101\}$, $p\{312\}$ (рис. 30, б). По данным энергодисперсионного анализа, среди редкоземельных элементов в медово-желтом монаците (Се) из Мокруши абсолютно преобладает церий, есть лантан; тория мало. В темном медово-коричневом монаците из Казенницы определены (мас. %): CeO_2 15.0; La_2O_3 5.3; Pr_2O_3 4.3; Nd_2O_3 20.0; Y_2O_3 0.3; P_2O_5 27.9; прочие не определялись (микрозонд, аналитик В. А. Муфтахов); подобные обогащенные неодимом монациты найдены в Голодной и Старой Мыльнице, причем в ортитовом граните жилы Голодной и Старой преобладают церий и лантан. Рентгенограммы монацитов разного цвета однотипны и близки справочным. Ранее предположенный чералит (Иванов, Гурков, 1986) оказался монацитом.

Ксенотим YPO_4 в Мокруше известен с 1938 г. (Вертушков, 1954). О. К. Ивановым описаны светло-зеленые кристаллики ксенотима до 1 мм с гранями тетрагональной призмы и дипирамиды, приведена рентгенограмма (Рябов и др., 1986ф). Нами встречались коричневатый субизометричный ксенотим в парагенезисе с альбитом, лепидолитом, манганоколумбитом, апатитом, цирконом (в образцах из шурфа 296).

В синтаксических срезах с цирконом ксенотим зеленоватый клеевидный, а циркон серовато-коричневый.

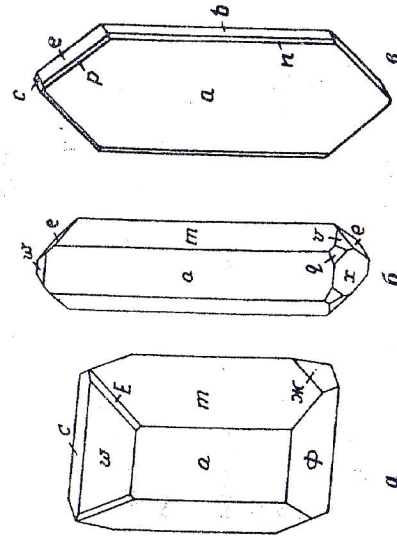


Рис. 30. Кристаллы монацита из жилы Мокруша (а, б) и канонеровита (в) из жилы Казенница. См. текст.

Такие сростки дают рентгенограммы смесей ксенотима и циркона в разных соотношениях (после прокаливания), и в энергодисперсионных спектрах, кроме главных Y и P, есть и линии Zr и Si. Состав коричневатого ксенотима из Мокруши, мас. %: P_2O_5 31.4; Y_2O_3 40.8; Gd_2O_3 4.6; Tb_2O_3 1.4; Dy_2O_3 6.0; Ho_2O_3 4.7; Er_2O_3 1.8; Lu_2O_3 0.5; SiO_2 0.4; F 0.5; сумма 92.1. Поскольку ксенотим частью метамиктный, дефицит суммы может быть обусловлен вхождением какой-то доли воды.

В пегматите Казенницы ксенотим встречается в альбите в виде мелких беловато- или розовато-коричневатых дипирамидальных кристалликов до 2–4 мм с гранями $z\{111\}$, а также в синтаксических сростках с метамиктным цирконом (Попов и др., 1996). Ксенотим найден также в Старой Мыльнице, и возможны находки его и в других коях, где есть циркон.

Канонеровит $\text{Na}_3\text{MnP}_3\text{O}_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ — природный двенадцативольный декаоксотрифосфат натрия и марганца — был найден в жиле Казеннице в виде белоснежной тонкой корочки на гранях кристаллов топаза, кварца и касситерита (Попов и др., 1996; Попова, Попов, 1998). Это мелкие радиально-пластинчатые агрегаты с величиной кристалликов от долей миллиметра до 1–1.2 мм, чрезвычайно хрупких, с твердостью 2.5–3, дающих положительную реакцию на фосфор. На агрегатах канонеровита кое-где позднее отложился тонкочешуйчатый желтовато-белый мусковит и единичные кристаллики стеллерита. Отдельные кристаллики канонеровита (из сростков) бесцветные, моноклинной сингонии, с габитусными гранями $a\{100\}$, $b\{010\}$, $e\{023\}$ и малоразвитыми и не всегда проявленными $p\{423\}$, $c\{001\}$, $n\{210\}$; кристаллики удлинены по [001] и уплощены по [100] со слабой спайностью по (010) (рис. 30, в). В иммерсии бесцветный прозрачный, с отрицательным удлинением пластинок и близким к прямому угасанием (в некоторых зернах cN_p до 5–7°, возможно, из-за расщепления кристаллов), n_g 1.459, n_p 1.453, двупреломление 0.005–0.006. На дебаеграмме проявлены 26 отражений, из них главные (d, Å): 10.37(8), 7.36(10), 6.90(9), 4.81(4), 3.50(5), 3.41(4), 3.316(7), 3.162(5), 2.889(8), 2.391(6). Параметрами элементарной ячейки (Å): a 15.14; b 9.31; c 14.75; β около 90°; плотность измеренная 1.91 г/см³, расчетная 1.89 г/см³ при $Z = 4$. Структура канонеровита построена на основе цепочек PO_4 (по данным ИК-спектроскопии, аналитик Н. В. Чуканов), подобно синтетическим трифосфатам.

Состав природного канонеровита (без анализа воды) определен микрозондовым методом на гранях зерен без полировок. По результатам доизучения среднее из трех анализов, мас. % (в скобках — теоретическое содержание): Na_2O 14.51 (15.68); MnO 11.05 (11.97); P_2O_5 35.19 (35.92); H_2O (35.43); незначительные примеси Fe, Mg, Ca, K, Al и Si обу-

словлены призмами мусковита и стеллерита (JXA-733, аналитик Е. И. Чурин, ИМин).

Гердерит $\text{CaBePO}_4(\text{F}, \text{OH})$, повидимому, впервые в пегматитах близ Мурзинки отметил Берверт (Betwérth, 1887), — на него ссылается А. А. Краснополюсский (1906) при геологическом описании Невьянского горного округа. Позднее Н. И. Кокшаров описал гердерит из Мурзинки (Koksharov, 1888), и А. Е. Ферсман (1925) упоминает гердерит в жиле Мокруше уже без ссылок. Нами гердерит пока не найден.

Миларит $\text{KCa}_2\text{AlBe}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30} \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ найден нами среди поздних минералов друзовых полостей в пегматитах жил Казенницы (Попова, Попов, 1996) и Мокруши (Попов, Попова, 1999). В Казеннице миларит образует бесцветные или слегка желтовато-зеленоватые гексагональные призматические кристаллики величиной 0.3–0.5 мм среди мелкозернистого бледно-оранжевого или зеленовато-желтоватого мусковита, наросшего на кристаллы полевых шпатов, кварца и шерла. Более крупные кристаллики раннего зарождения удлиненно-призматические с формами: $m\{11\bar{2}0\}$, $a\{10\bar{1}0\}$, $o\{10\bar{1}1\}$, $c\{0001\}$ (рис. 31, а), а кристаллики позднего зарождения огранены только призмой m и дипирамидой o (рис. 31, б). Преломление миларита 1.536, двупреломление 0.002, твердость 5.5, спайность по (0001). Главные линии рентгенограммы (d, Å): 3.345(10), 2.896(8), 4.22(7), 5.28(6), 2.767(6), 6.99(5) (РКД-57.3 мм, аналитик Н. И. Кашигина, ИМин). Состав исследован на микрозонде в одном зерне на грани призмы без полировки, поэтому данные занижены при сохранении соотношений атомных количеств элементов. Измеренные содержания, мас. %: SiO_2 51.82; Al_2O_3 4.36; CaO 8.18; MgO 0.01; MnO 0.03; FeO 0.21; Na_2O 0.07; K_2O 3.51; F 0.11; сумма 68.40 (BeO и H_2O не определялись; JXA-733, аналитик Е. И. Чурин, ИМин).

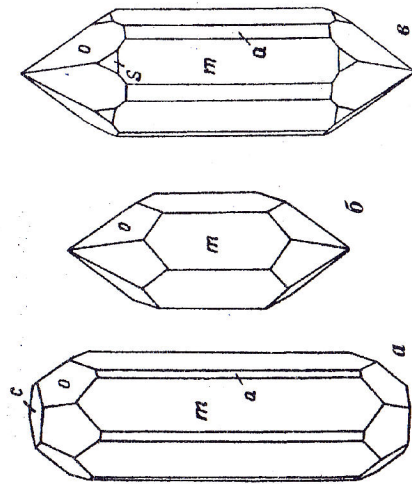


Рис. 31. Кристаллы миларита из Казенницы (а–б) и Мокруши (в). См. текст.

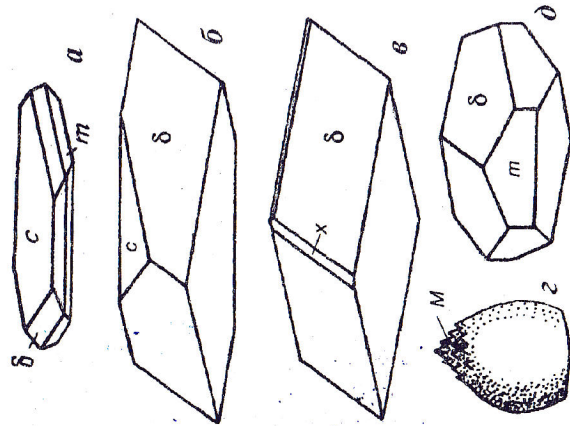
В пегматите Мокруши миларит найден в друзочке розоватого лепидолита с альбитом и раухтопазом, на гранях которых отложился мелкозернистый агрегат белого мусковита, синеватого тонкоиглочатого фойзита и редкие кристаллики голубого полупрозрачного миларита. Величина кристалликов до 1 мм, габитус дипирамидально-призматический (рис. 31, в) с развитием форм m , a , o и маленьких граней $s\{11\bar{2}1\}$.

Флюорит CaF_2 отмечен в протоколках проб из всех зон пегматитов Мокруши (Смертенко и др., 1974ф; 1980). Встречается в виде кубических кристаллов до 1.5 см, зеленого цвета с фиолетовыми пятнами в периферической зоне роста (Рябов и др., 1986ф). Мелкие кристаллики флюорита (до 1.5 мм) в форме кубооктаэдров с бесцветным ядром и черно-фиолетовой периферической зоной наблюдались нами в поздних зонах роста альбита и лепидолита вместе с микролитом, а также среди гидрослюдисто-монтмориллонитовой глины. В жиле Казеннице светлого фиолетовый флюорит встречен в пустотке со сферолитами розового альбита. Флюорит отмечен также в жилах Голодной, Старцевой Яме и Крутореченской.

Кальцит CaCO_3 довольно часто встречается в друзовых полостях жилы Казенницы среди поздних минералов. Кристаллы его обычно таблитчатые или тупоромбоздрические, с формами: $c\{0001\}$, $\delta\{01\bar{1}2\}$, $x\{10\bar{1}4\}$, $m\{10\bar{1}0\}$, $M\{40\bar{4}1\}$ (рис. 32). Беловатый тонко таблитчатый пиршпат с величиной кристаллов до 6 см образует шарообразные сростки после шерла. Позднее на пиршпате образовались наросты толстотаблитчатого кальцита с кристаллами до 1 см (рис. 32, а), на котором в ряде полостей отложился стеллерит. После стеллерита встречался буроватый скаленоздрический кальцит, а с тонкозернистым серицитом и пиритом отмечены тупоромбоздрические сферокристаллы (рис. 32, б–в). Из наиболее поздних генераций после пирита и серицита развиты желтоватобуроватые или медово-желтые сферокристаллы кальцита (рис. 32, г). Наибольшее количество примесей железа и марганца характерно для раннего кальцита (пиршпата), а меньшее — для поздних сферокристаллов (соответственно: FeO 0.54 и 0.16 мас. %, MnO 1.59 и 0.43 мас. %). В Мокруше кальцит встречается в трещинах среди пегматита (Гумеров и др., 1968ф).

Среди титано-тантало-ниобатов в пегматитах Алабаши отмечались колумбит, эвксенит (Ферсман, 1925), микролит (Розе, 1837), ферроколумбит, ферротанталит, манганоколумбит, манганотанталит, ильменорутил и стрюверит (Попов и др., 1996; Попов, Попова, 1999); упоминался также фергусонит (А. И. Белковский). Среди минералов группы колумбита-танталита встречены вольфрамиты различнойности; в жиле Голодной установлен иксиолит. «Бетафит» при проверке оказался коричневым микролитом.

Рис. 32. Форма кристаллов кальцита в последовательных генерациях (жила Казенница). См. текст.



Ферроколумбит FeNb_2O_6 установлен в нескольких жилах: Мокруше, Голодной, Старой Мыльнице, Трехсотенной и Крутореченской. В Мокруше ферроколумбит обнаружен в зонально-секториальных кристаллах величиной 0.5–10 мм с разным содержанием вольфрама, ниобия и тантала (вольфрамитный ферроколумбит-танталит), образующим сложные вроски в агрегате расщепленного альбита с зеленоватым мусковитом, слабо-

лымчатый кварцем, шерлом и гранатом ряда альмандин-спессартин. Содержания колумбит-танталита в существенно альбитовых зонах пегматита достигают 12–30 г/т (Смертенко и др., 1980).

Зерна зонально-секториального вольфрамитного ферроколумбита-танталита коричнево-черного цвета в основном имеют индукционные поверхности с альбитом, но на некоторых кристаллах удалось обнаружить участки собственных граней (рис. 33, а): $b\{010\}$, $h\{0161\}$, $i\{101\}$, $e\{201\}$, $g\{130\}$, $z\{150\}$, $G\{230\}$ и редкими $a\{100\}$, $T\{231\}$, $X\{151\}$; форма кристаллов необычна для колумбита и более напоминает иксиолит или вольфрамит, но сингония их ромбическая, и рентгенограмма соответствует колумбиту-танталиту (Попов, Попова, 1999). Ферроколумбит с небольшим содержанием вольфрама (табл. 5, ан. 1) рассчитывается на формулу $(\text{Fe}_{0.82}\text{Mn}_{0.22})_{1.04}(\text{Nb}_{1.74}\text{Ta}_{0.17}\text{Ti}_{0.10}\text{W}_{0.02})_{1.99}\text{O}_6$.

В другом образце вольфрамитный ферроколумбит представлял собой радиально-лучистый агрегат мелких (до 0.2 мм) мечевидных темно-коричневых полупрозрачных кристалликов, выросших основанием в краевую зону трехсантиметрового кристалла микролина с вросками альбита и сиренево-серого турмалина; микролин был в друзе вместе с дымчатый кварцем, альбитом, андалузитом и мелким желтоватым мусковитом. Эмпирическая формула его (ан. 2): $(\text{Fe}_{0.96}\text{Mn}_{0.04})_{1.00}(\text{Nb}_{1.31}\text{W}_{0.41}\text{Ti}_{0.12}\text{Ta}_{0.10}\text{Fe}_{0.05})_{1.99}\text{O}_6$. Возможно, что он образовался в полос-

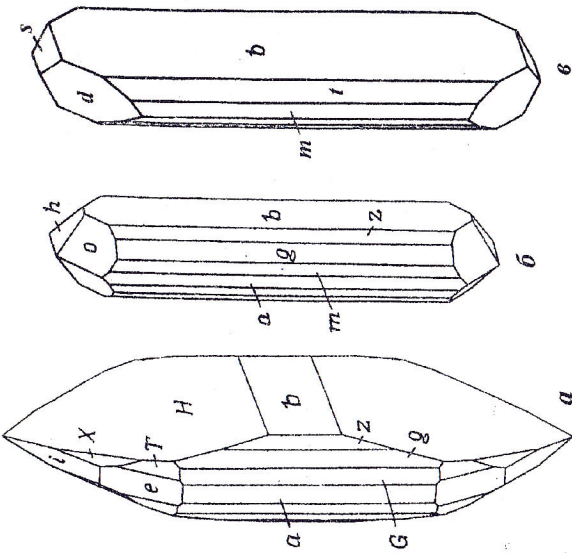


Рис. 33. Кристаллы вольфрамитного ферроколумбита-танталита (а), манганоколумбита (б) и иксиолита (в). а, б — жила Мокруша, в — жила Голодная. См. текст.

Ферротанталит FeTa_2O_6 отмечен в жилах Мокруше и Казеннице. В описанном выше зонально-секториальном кристалле из Мокруши вольфрамитный ферротанталит формирует внешние зоны, особенно в пирамидах роста призмы H (ан. 5): $(\text{Fe}_{0.69}\text{Mn}_{0.34})_{1.03}(\text{Ta}_{1.02}\text{Nb}_{0.74}\text{W}_{0.11}\text{Ti}_{0.06}\text{Sn}_{0.06})_{1.99}\text{O}_6$. Параметры элементарной ячейки ферроколумбита и ферротанталита разных зон этого кристалла практически одинаковы: a 5.728(1) и 5.726(1), b 14.244(4) и 14.214(4), c 5.092(1) и 5.100(1) Å, V 415.5(3) и 415.1(3) Å³, расчетная плотность 5.92 и 6.62 г/см³ (ферроколумбита и ферротанталита соответственно).

Манганоколумбит MnNb_2O_6 найден нами в жилах Мокруше, Голодной и Старой Мыльнице. В пегматите Мокруши он встречается в друзовых полостях с альбитом и лепидолитом. Зерна его величиной до 2–4 мм имеют черный цвет с красными внутренними рефлексами. Эмпирическая формула (ан. 3): $(\text{Mn}_{0.99}\text{Fe}_{0.02})_{1.01}(\text{Nb}_{1.57}\text{Ta}_{0.40}\text{Ti}_{0.02})_{1.99}\text{O}_6$. Манганоколумбит из друзы ярко-сиреневого лепидолита с кварцем, микроклином, альбитом и касситеритом образует чуть уплощенные по (010) удлиненно-таблитчатые кристаллики (рис. 33, б) с формами: $b\{010\}$, $z\{150\}$, $g\{130\}$, $m\{110\}$, $a\{100\}$, $o\{131\}$, $h\{021\}$; по данным энергодисперсионного анализа, в его составе также абсолютно преобладают марганец и ниобий, вольфрам не обнаружен (РЭММА-202М, аналитик В. А. Котляров, ИМин).

Таблица 5
Состав минералов группы колумбита-танталита Мокруши

№ анал.	Содержание, мас. %						
	FeO	MnO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	SnO ₂	Сумма
1	16.54	4.43	65.24	10.65	1.34	-	99.77
2	19.21	0.68	44.67	5.59	2.64	H.o.	98.16
3	0.33	18.12	54.69	25.23	0.40	0.08	98.92
4	4.56	14.86	45.69	18.71	0.15	0.53	99.86
5	11.25	5.47	21.30	51.26	1.87	2.04	99.14
6	3.34	9.94	7.54	58.92	0.17	18.34	98.25

Примечания: Анализы 1-3, 5 - жила Мокруша; 1 - ферроколумбит (7к-1б), 2 - вольфрамитовый ферроколумбит (МК-37), 3 - манганоколумбит (М-136), 5 - вольфрамитовый ферротанталит (7к-5Н); анализы 4, 6 - жила Голодная; 4 - вольфрамитовый манганоколумбит (Г-13), 6 - иксиолит (Г-27), в анализе примеси BaO 0.23 и ZnO по 0.1-0.2 мас. %. В скобках - номера образцов. Микрозонд JXA-733, аналитик В. А. Муфтахов, ИМин.

Манганоколумбиты в жилах Голодной и Старой Мыльнице содержат значительную примесь вольфрама (около 15-20 и 6-7 мас. % WO₃ соответственно). В Старой Мыльнице вольфрамитовый манганоколумбит образует чайно-коричневые мельчайшие вросстки в гелиодоре. В жиле Голодной он найден на грани слабодымчатого кварца в виде агрегата мелких расщепленных кристаллов черного цвета с красными рефlekсами; состав его (ан. 4): (Mn_{0.86}Fe_{0.14})_{1.0}(Nb_{1.42}W_{0.28}Ta_{0.18}Fe³⁺_{0.12}Sn_{0.01}Ti_{0.01})_{2.02}O₆; рентгенограмма его характеризуется отсутствием отражений с d > 3.67 Å, что указывает на неупорядоченную (псевдо-иксиолитовую) структуру.

Манганотанталит MnTa₂O₆ в виде мелких сростков мечевидных черно-коричневых кристалликов установлен в поздних парагенезисах с клеветандитом и микролитом в жилах Мокруше, Голодной, Старцевой Яме и Казеннице (по данным энергодисперсионного анализа).

В целом в пегматитах для минералов группы колумбита-танталита намечается смена их состава (от ранних генераций к поздним) от колумбита к танталиту и от железистых членов к марганцовистым. В вольфрамсодержащих разностях поздние зоны роста содержат больше вольфрама.

Иксиолит (манганоиксиолит) MnSnTa₂O₈ установлен нами в 1999 г. в образцах из сборов И. А. Гуркова 1986 г. в жиле Голодной. Веерообразный сросток черных уплощенно-таблитчатых кристаллов величиной до 5 мм, похожих на колумбит, извлечен из полости с альбитом, мусковитом, касситеритом и буровато-зеленым турмалином ряда шерл-эльбит. Кристаллы иксиолита уплощены по {010} и удлинены по

[001] с соотношением размеров a : b : c = 4 : 1 : 8 (рис. 33, е). На кристаллах установлены формы: b{010}, m{110}, t{130}, d{101}, s{023}; грани пинакоида покрыты грубой комбинационной штриховкой [001], образованной микрограммы вертикальных призм. Рентгенограмма минерала ближе всего отвечает иксиолиту с отсутствием отражений с d > 3.66 Å с главными линиями: 3.66(7)(110), 2.97(10)(111), 2.55(4)(002), 2.49(4)(201), 2.38(3)(020), 1.772(5)(310), 1.743(4)(022), 1.724(7)(221), 1.459(4)(203), 131) (ДРОН-2.0, Si-излучение с графитовым монохроматором, аналитик П. В. Хворов, ИМин); примеси касситерита не выявлено. Состав иксиолита исследован на микрозонде (табл. 5, ан. 6) и выделяется высокими содержаниями олова и марганца с эмпирической формулой: (Mn_{0.90}Fe_{0.10})_{1.00}(Sn_{0.80}Fe_{0.20})_{1.00}(Ta_{1.68}Nb_{0.37}Ti_{0.01})_{2.06}O₈.

Микролит (Na,Ca)₂(Ta,Nb)₂O₆(F,OH), отмеченный Г. Розе под названием «пиррит», встречается в друзовых полостях пегматитов Мокруши, Голодной, Старцевой Ямы и Казенницы с альбитом, мусковитом (в Мокруше - с лепидолитом), топазом, полихромным турмалином, касситеритом и другими минералами, образуя почти прозрачные медово-желтые октаэдрические кристаллики с малоразвитыми гранями {110} и {100} или коричневые и коричневатого-желтые вросстки в альбите (1-3 мм, редко до 10 мм). Состав желтого и коричневого (внутренние зоны) микролита практически одинаков с содержанием Ta₂O₅ 60-63 мас. % и суммы редких земель 1.17-0.80 мас. % при малом количестве урана и тория и повышенным количеством фтора. Результаты анализа желтого микролита из Мокруши (мас. %): CaO 10.39; Na₂O 7.45; BaO 0.23; FeO 0.02; Ta₂O₅ 60.00; Nb₂O₅ 15.23; TiO₂ 0.01; SnO₂ 1.30; ThO₂ 0.11; UO₂ 0.05; F 2.64; TR₂O₃ 1.17; сумма 98.60 (микрозонд, аналитик В. А. Муфтахов); среди редких земель определены La₂O₃ 0.05; Ce₂O₃ 0.23; Pr₂O₃ 0.32; Nd₂O₃ 0.07; Eu₂O₃ 0.10; Gd₂O₃ 0.11; Tb₂O₃ 0.08; Dy₂O₃ 0.16; Ho 0.05 мас. %. Эмпирическая формула желтого микролита: (Na_{1.08}Ca_{0.89}REE_{0.02})_{1.99}(Ta_{1.34}Nb_{0.56}Sn_{0.04})_{1.94}O₅(F_{0.67}OH_{0.33}), т. е. это фтор-микролит.

Эвксенит (Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti)₂O₆ в Мокруше упоминался А. Е. Ферсманом (1925) без характеристики свойств и состава. Впоследствии никем не подтвержден. Возможно, очень редок.

Фергусонит YNbO₄ и **торит** ThSiO₄, по устному сообщению А. И. Белковского, были встречены им в виде включений в мусковите крупных сферолитовых кварц-мусковитовых сростаний в карьере жилы Мокруши. Не исследованы, и нами не встречены.

Вольфрамит (Fe,Mn)WO₄ указан В. М. Смертенко и др. (1974ф; 1980) в искусственных шлихах из графического и блокового пегматита жилы Мокруши без описания. Нами не встречен, но наличие в жиле вольфрамистых манганов- и ферроколумбита дает надежду на реаль-

ную находку вольфрамита в этой жиле, а также в Голодной и Старой Мыльнице.

Касситерит SnO_2 установлен А. Е. Ферсманом в 1921 г. в занорышах жилы Мокруши (Ферсман, 1925). Нами встречен также в жилах Голодной и Старой Мыльнице. В образцах из Мокруши коричнево-черный касситерит образует двойники величиной до 7 мм в друзьях с топазом, калишпатом, лепидолитом, альбитом, микролитом. По данным О. К. Иванова (Рябков и др., 1986ф), микронзондовым анализом в касситерите определены (приведены максимальные значения, мас. %): Ta_2O_5 8.25; Nb_2O_5 1.6; TiO_2 0.97; FeO 0.9; MnO 0.65 (что указывает на возможные микроворстки тапюлита, обычного для обогащенных танталом касситеритов). Наш анализ касситерита из Мокруши показал существенно меньшее содержание примесей (мас. %): Nb_2O_5 1.28; Ta_2O_5 0.85; WO_3 0.74; FeO 0.44; TiO_2 0.12; MnO 0.08 (микронзонд, анализик В. А. Муфтахов); в касситерите из жилы Голодной такой же порядок примесей.

Ильменорутит $(\text{Ti,Nb,Fe})_2\text{O}_6$ был найден в Мокруше в виде игольчатых коричневых расщепленных кристалликов в топазе (Попов, 1980). Состав мелких игольчатых коричнево-серых кристалликов ильменорутита в микронзондном агрегате с титанитом (возможно, в псевдоморфозе по ильмениту) изучен на РЭММА-202М: в энергодисперсионном спектре преобладает Ti с меньшим количеством Nb и Fe.

Струверит $(\text{Ti,Ta,Nb,Fe})_2\text{O}_6$ встречен в жиле Казеннице также в виде мелких длиннопризматических тетрагональных кристалликов буровато-темно-серого цвета (серых в порошке), включенных в кристалл бесцветного топаза совместно с расщепленными мелкотаблитчатыми зернами черного ферротанталита.

Рутит TiO_2 отмечался К. Н. Озеровым и О. Н. Лебедевой (1938ф) в Мокруше в псевдоморфозах мусковита по кордиериту. Упомянут также Л. Г. Гумеровым с соавторами (1968ф) и В. М. Смертенко с соавторами (1976ф; 1980). В жиле Казеннице рутит образует агрегатные (волокнистые) псевдоморфозы по брукиту; диагностирован по рентгеноструктурным данным и качественно энергодисперсионному анализу (в спектре проявлен только титан).

Брукит TiO_2 в жиле Казеннице определен по форме таблитчатых кристаллов величиной 3–4 мм, полностью замещенных агрегатом рутита.

Анаказ TiO_2 в жиле Мокруше указан Л. Г. Гумеровым с соавторами (1968ф), а также В. М. Смертенко с соавторами (1976ф; 1980) в шлихах из проб пегматита. Нами не встречен.

Ганит $(\text{Zn,Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ обнаружен в ряде жил — Мокруше, Голодной, Казеннице, Старой Мыльнице и Бутканице. В графической зоне пегматита жилы Мокруши железистый ганит образует сине-зеленые октаэдри величиной до 1–1.5 мм в ассоциации с мусковитом, аннитом, марганцо-

вистым альмандином и дюмортьеритом. В пегматите Казенницы сине-зеленый железистый ганит (около 8–10 мас. % FeO) встречается в мусковит-полевошпатовых агрегатах блоковой зоны, а также в друзовых полостях с шероховатым, марганцовистым альмандином, иногда с ферротанталитом, цирконом и ксенотимом.

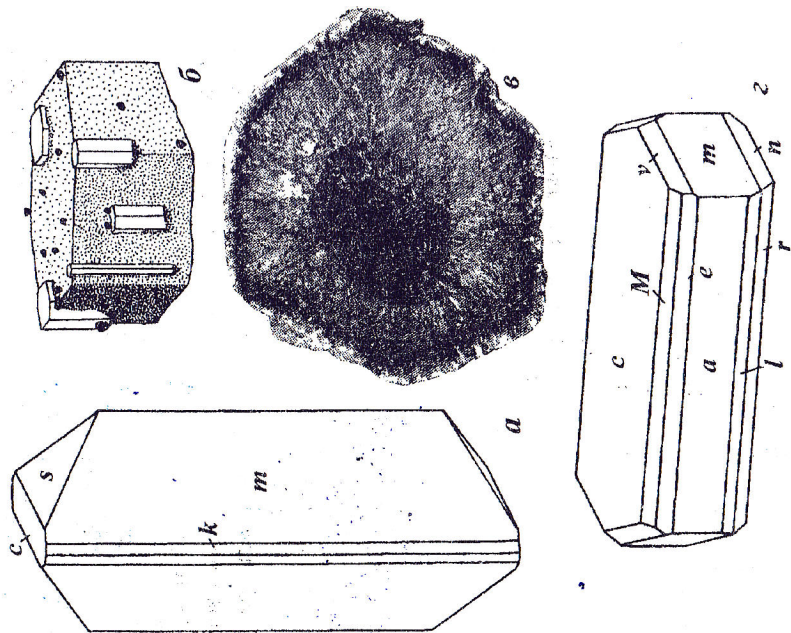
Магнетит FeFe_2O_4 как акцессорный минерал встречается почти во всех жилах и чаще характерен для краевых зон жил; в Мокруше был отмечен А. Е. Ферсманом (1940). В октаэдре магнетита величиной 1.5 см (из жилы Мокруши) периферия его замещена пиритом с нарастающим мелким кубических кристалликов пирита, позднее замещенных лимонитом; в магнетите видна слабая октаэдрическая отдельность, обусловленная тонкими пластинчатыми вростками ильменита. Обычно же зерна магнетита сложной формы с индукционными поверхностями со-вместного роста с полевыми шпатами и гранатами.

Ильменит FeTiO_3 встречен в образцах из пегматитов Мокруши, Голодной, Трехсотенной, Бутканицы и Тысячицы; в Мокруше отмечался ранее без описания (Гумеров и др., 1968ф; Смертенко и др., 1980). Нами в Мокруше псевдогексагональные тонкие микропластинки ильменита до 0.2–0.5 мм встречались как ориентированные вросстки в лепидолите и в магнетите. В составе ильменита из жилы Голодной определены (микронзонд, мас. %): FeO 42.89; TiO_2 50.95; MnO 1.16 и следы Nb и Ta.

Гематит Fe_2O_3 отмечен Л. Г. Гумеровым и др. (1968ф) как включения в полевом шпате пегматита Мокруши. Нами также наблюдались ориентированные микровключения гематита (0.001–0.002 мм) в калишпате графического пегматита Мокруши и Казенницы. При электронном микроскопических исследованиях мусковита из жилы Казенницы в нем обнаружены мельчайшие тонкотаблитчатые кристаллики гематита и иголки гетита (Кулешов, 1995).

Андалузит Al_2SiO_5 отмечен в Мокруше (Смертенко и др., 1974ф; 1980) во всех зонах пегматита, а также встречен нами в пегматите Казенницы и Трехсотенной. В Мокруше встречался розовый андалузит до 1 см в мелкозернистом аплитовидном агрегате турмалин-кварца альбитового состава (Рябков и др., 1986ф). В графическом пегматите и в полостях андалузит развит как одновременный с породообразующими минералами, в том числе в виде включений в бывшем кордиерите и в более поздних парагенезисах. Как и кордиерит, андалузит бывает замещен тонкозернистым агрегатом слюды (в Казеннице) или слюды и хлорита (в Мокруше). В одном из образцов кристаллы андалузита имели удлиненнопризматический габитус (рис. 34, а) с развитием форм $m\{110\}$, $k\{210\}$, $s\{011\}$, $c\{001\}$, пятнистую окраску от бесцветной до розовой, где поздние зоны бесцветные, а внутри розовыми являются пирамиды нарастания $\langle 011 \rangle$ и $\langle 001 \rangle$. Спайность по призме под углом 89°,

Рис. 34. Андалузит (а) и кордиерит (б) — ориентированный сросток с бериллом, в — сечение мусковитовой псевдоморфозы, жила Мокруша; г — кристалл алланита (оргита). Жила Голодная. См. текст.



в иммерсии угасание прямое относительно спайности, n_g 1.641, n_r 1.633; в розовых участках виден четкий плеохроизм от розового (N_p) до бесцветного (N_g). Состав розового андалузита из Мокруши (мас. %): SiO_2 36.39; Al_2O_3 61.82; FeO 0.87; TiO_2 0.06; MnO 0.04; CaO 0.02; K_2O 0.02; Na_2O 0.01; Cr_2O_3 0.03; сумма 99.25 (микрозонд, аналитик Е. И. Чурин). Встречался также розовый андалузит, частично вросший в калишпат (с мелкими табличками вольфрамового ферроколумбита); андалузит позднее сильно растворен, после чего оброс розетковидным мелкозернистым желтоватым мусковитом.

Кордиерит $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ в пегматите Мокруши был предположен А. Е. Ферсманом в 1920 г. по характерным слюдястым (пинитовым) псевдоморфозам, имеющим вид псевдогексагональных призм, образованных тройниками кордиерита (Ферсман, 1925). Изучение сотен псевдоморфоз разных лет добычи не привело к выявлению реликтов кордиерита, хотя в окрестностях Мурзинки кордиерит известен с прошлого века. Кордиерит (псевдоморфозы по нему) в пегматите Мокруши встречались только в друзовых полостях. Подобные слюдястые псевдоморфозы по кордиериту изредка встречаются в пегматитах жил Старая Мыльница и Крутореченская.

В Мокруше псевдоморфозы по кордиериту достигают величины 4–5 см в длину. В ряде псевдоморфоз найдены ориентированные сростания берилла с бывшим кордиеритом (Попов, 1997₂). Индивиды в тройниках кордиерита срослись по $m\{110\}$, при этом появилась псевдошестерная двойниковая ось, которая параллельна шестерной оси берилла в берилл-кордиеритовых сростках. Грани $m\{110\}$ кордиерита в сростках практически параллельны граням гексагональной призмы берилла (рис. 34, б), т. е. это синтаксические сростки берилла и кордиерита, причем величина вростков берилла самая различная — от макроскопических до субмикроскопических.

Псевдоморфозы по кордиериту сложены как серицитом (мусковитом), так и хлорит-мусковитовым агрегатом. Псевдоморфозы обычно зональные (рис. 34, в). В разных участках зональность проявлена и по числу зон, и по составу мусковита (с тенденцией понижения железистости к периферии псевдоморфозы — от 9.5 мас. % FeO в центре до 5 мас. % в краевой зоне кристалла, изображенного на рис. 34, в), а также и по количеству примесного хлорита. Все псевдоморфозы обросли сверху корочкой зеленатового или зеленоватого желтоватого мусковита от тонкопластинчатого до субизометричного (в разных полостях).

Соприкасающиеся индивиды андалузита и бывшего кордиерита встречаются в одном из образцов из карьера Мокруши в агрегатах полос, где тройники кордиерита при росте захватили разноориентированные длиннопризматические индивиды андалузита, выросшие в полости чуть раньше кордиерита. В целом же андалузит отлагался и ранее кордиерита, и позднее его.

Дюмортьерит $Al_7(BO_3)(SiO_4)_3O_3$ в Мокруше установлен А. Е. Ферсманом около 1920 г. и неоднократно указывался в публикациях (Ферсман, 1925; и др.); на геохимической диаграмме образование дюмортьерита отнесено к магматической стадии. Нами дюмортьерит наблюдался в графической зоне пегматита в виде бесцветных, желтых, голубых и сероватых мелких расщепленных индивидов и их сростков до 2–10 мм, имеющих с кварцем и полевым шпатом поверхности одновременно роста. В парагенезисе с дюмортьеритом иногда встречаются ганит, мусковит и андалузит.

Рентгенограмма голубого дюмортьерита из Мокруши близка эталонной; содержание FeO около 0.5 мас. % (микрозонд). Подобный голубой дюмортьерит встречается в жиле Голодной.

Титанит (сфен) $CaTiSiO_5$ в Мокруше упомянут Л. Г. Гумеровым с соавторами (1968ф) без описания. Нами он встречен в Мокруше в агрегатных псевдоморфозах с ильменорутилом (возможно, по ильмениту), а также в краевой зоне пегматита жилы Бутканицы. В копях Казеннице, Старцевой Яме, Голодной и Старой Мыльнице титанит встречается в

более ранних пироксен-кварц-плагиоклазовых жилах с пирротинном и халькопиритом.

Алланит-(Ce) (ортит) $(\text{REE}, \text{Ca}, \text{Y})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ отмечен в Мокруше в протолочке пробы графического пегматита (Смертенко и др., 1980). Встречен нами в краевых зонах жил Голодной, Старой Мыльницы и Тысячицы. Наиболее развит алланит в порфировидных гранитах, где его около 1 % объема. Кристаллы величиной до 0.5–2 см черного и буровато-черного цвета имеют толстотаблитчатый или брусковидный облик с удлинением вдоль оси $[010]$ и огранены формами (рис. 34, з): $c\{001\}$, $a\{100\}$, $m\{110\}$, $M\{102\}$, $e\{101\}$, $l\{201\}$, $r\{101\}$, $v\{112\}$, $n\{\bar{1}11\}$. Кристаллы зональны, с черной центральной частью и коричневой периферией. Состав черной и коричневой зон алланита из Мокруши соответственно (микрозонд, мас. %): SiO_2 30.81 и 37.28; TiO_2 нет и 0.10; Al_2O_3 13.63 и 12.55; FeO 11.70 и 7.16; MgO 2.41 и 2.62; MnO 0.19 и 0.14; CaO 10.52 и 10.58; BaO нет и 0.10; Na_2O 0.02 и нет; ThO_2 2.42 и 1.92; UO_2 0.23 и 0.34; La_2O_3 4.90 и 3.96; Ce_2O_3 8.65 и 7.29; ZrO_2 0.06 и 2.41; F 0.20 и 0.31; сумма 85.74 и 86.76; редкие земли определены не все, вода не определялась (аналитик В. А. Муфтахов, ИМин). Более темная зона содержит больше железа, тория и редких земель.

Эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ указан в перечне минералов Мокруши без описания (Тумеров и др., 1968ф); нами в пегматитах не встречен.

Циркон $ZrSiO_4$ (ширтолит) отмечен в жиле Мокруше во всех зонах пегматита (Гумеров и др., 1968ф; Смертенко и др., 1980). В периферических зонах роста кристаллов лепидолита и топаза ширтолит наблюдался с монацитом в виде желтовато-серых сферолитов величиной 2–4 мм (Рябов и др., 1986ф). Нами циркон встречен почти во всех жилах. В ранних парагенезисах с аннитом-сидерофилитом, альмандином, мусковитом и полевыми шпатами встречаются буроватые мутные или желто-розовые прозрачные призматические кристаллики ширкона ширконовой отгранки с формами $m\{110\}$, $p\{111\}$ (рис. 35, а). В поздних парагенезисах (с альбитом, ганитом, альмандином-спессартином, мусковитом (в Мокруше – и с лепидолитом) ширкон образует радиально-призматические сростки беловато-оранжевых и коричнево-белых кристалликов гиацитновой отгранки с формами $a\{100\}$, $p\{111\}$ (рис. 35, б). Такие кристаллы часто зональны с коричневым центром и беловато-коричневой периферией. В жиле Казенниче в коричнево-белых кристаллах ширкона выявлено зонально-секториальное их строение (рис. 35, в); под микроскопом интерференционной окраска в центральной зоне красная, в периферической зоне призмы – желтая, а дипирамиде проявлены четыре зоны с чередованием серой, красной, снова серой и желтой окраски (при толщине кристаллика около 0.1 мм). В серых зонах показа-

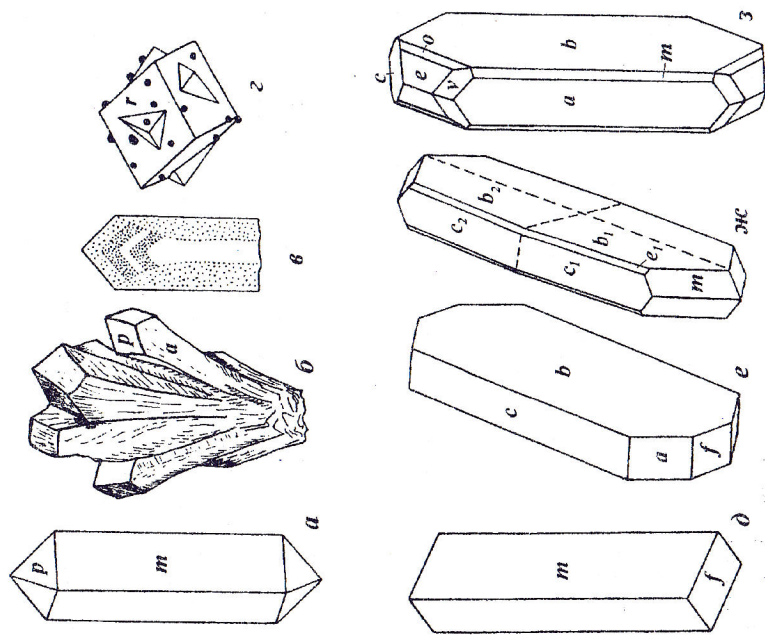


Рис. 35. Кристаллы циркона (а-в; в — сечение), шабазита (г), ломонтита (д), стильбита (е-ж) и стеллерита (з) из пегматитов Алабашики. См. текст.

тель преломления опускается до 1,7 при очень низком дупреломлении (0,005–0,006), что характерно для гидроциркона (F-циркона по Е. И. Семенову), и рентгенограмма тоже характеризует гидратированный циркон. Встречаются ксенотим-цирконовые сростания. Все цирконы содержат примеси Hf, Th, Fe. Наиболее высокое содержание HfO₂ (22,66 мас. %) определено в пятнистом зеленовато-бурым гафниевом цирконе из позднего минерального парагенезиса с мелкокристаллическим мусковитом и мелким топазом.

Из цеолитов в пегматитах установлены шабазит, ломонтит и стильбит-стеллерит. Указываемый в Мокруше гмелинит (Рябов и др., 1986г) оказался стильбитом.

Шабазит $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ встречается в друзовой полости жили Казенницы в ассоциации со стильбитом и пиритом. Шабазит образует двойники прорастания (рис. 35, 2) величиной около 5–6 мм с двойнико-

вой осью [0001], оранжево-буроватого или зеленовато-буроватого цвета с гранями ромбоэдра {10 $\bar{1}$ 1}; n_m 1.48, двупреломление 0.002. На гранях шабазита выросли мельчайшие сферолиты зеленовато-черного шамозитового шибазита. Дифрактограмма шабазита близка справочным данным.

Ломонит $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ упомянут в Мокруше А. Е. Ферсманом (1940). При разведке Старой Мыльницы в 1986 г. в уклоне у вентиляционного шурфа С. К. Борщевым добыт крупный штупф (около 30 см) — друза расщепленного альбита с выросшим на него агрегатом белых брусковидных кристаллов ломонита величиной 3–7 мм, ограниченных призмой $m\{110\}$ и пинакоидом $F\{201\}$ (рис. 35, д), с показателями преломления n_g 1.525, n_p 1.515. После ломонита отложились микродрозочки буроватых удлиненно-таблитчатых кристалликов стильбита до 1–1.5 мм (рис. 35, е) совместно с таблитчатым темно-зеленым хлоритом (шамозитом). На стеллерите и на шамозите кое-где выросла оранжево-желтая мелкозернистая слюда (мусковит) шарообразно-столбчатого облика.

Стильбит $\text{NaCa}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{36} \cdot 14\text{H}_2\text{O}$ и **стеллерит** $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{18} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ являются весьма характерными поздними минералами полостей жилы Казенницы; в меньших количествах встречаются еще в ряде жил — Мокруше, Голодной, Старцевой Яме, Старой Мыльнице. Стильбит образует преимущественно псевдоромбические двойники с плоскостями срастания (001) и (201), почти одинаковые в разных полостях и ассоциациях (рис. 35, е–ж), и друзовые мелкозернистые агрегаты на других более ранних минералах. Из простых форм на двойниках развиты $c\{001\}$, $b\{010\}$, $m\{110\}$, реже $f\{201\}$, $e\{021\}$, $t\{250\}$, $x\{551\}$ (по гониометрии). Двойниковые сростки чуть буровато-желтоватые (почти бесцветные) или белые, часто секториальные по окраске с буроватым (коричневатым) цветом пирамид нарастания базопинакоида, иногда слабо зональные. Внешняя симметрия и огранка их соответствуют ромбической сингонии, однако по скульптуре и оптически (в иммерсии) выявляются индивиды с косым угасанием (моноклинной сингонии, $aN_p = 2-8^\circ$). В пирамидах роста $\langle 001 \rangle$ буроватого цвета угол угасания aN_p обычно меньше ($2-3^\circ$), а в пирамидах роста призм $\langle m \rangle$, бесцветных или белых, достигает $4-8^\circ$; для белого стильбита n_g 1.498, n_p 1.485. Часто встречаются зерна с прямым угасанием (ромбической сингонии? — стеллерит). Состав буроватого и белого стильбита-стеллерита секториального кристалла (мас. %), соответственно: Na_2O 0.46 и 0.73; K_2O 0.48 и 0.41; CaO 7.28 и 7.13; MgO 0.03 и 0.06; MnO 0.37 и 0.05; FeO 0.20 и 0.14; Al_2O_3 16.64 и 16.67; SiO_2 59.25 и 59.51, сумма (без воды) 84.71 и 84.51 (аналитик В. Ю. Гурьянов, ЦНИГРИ). Эти анализы рассчитываются на эмпирические формулы, ближе отвечающие стеллериту (ан. 1):

$(\text{Ca}_{0.88}\text{Na}_{0.10}\text{K}_{0.07}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{1.13}\text{Al}_{2.23}\text{Si}_{6.75}\text{O}_{17.62} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Дифрактограммы 7 проб стильбита-стеллерита близки собой с главными линиями (d , Å): 9.07; 4.04; 3.023; 2.766; 1.817; b_0 18.14 Å (ДРОН-3.0, Fe-излучение, аналитик Т. М. Рябухина, ИМин). В некоторых образцах с мутным белым или зеленовато-серым стеллеритом они оказались частично замещенными агрегатом иллита и опалом.

Кристаллы с прямым угасанием и внешней ромбической симметрией с отсутствием двойников, следует, вероятно, относить к ромбическому стеллериту; такой кристалл из жилы Казенницы изображен на рис. 35, з; при такой установке и морфологическом отношении осей $a:b:c = 0.98:1:0.76$ простые формы в огранении кристалла стеллерита имеют другие символы и индексы: $b\{010\}$, $a\{100\}$, $m\{110\}$, $c\{001\}$, $e\{111\}$, $o\{121\}$, $v\{322\}$ (обозначения наши).

Шамозит (пторингит) $(\text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ в виде мелких черно-зеленых шариков до 0.1 мм найден в жиле Казенницы на гранях двойников шабазита, выросших на крупные кристаллы мусковита; в Старой Мыльнице и Голодной образует мелкотаблитчатые агрегаты в парагенезисе со стильбитом-стеллеритом. В иммерсии шарики шамозита имеют радиально-лучистое зональное строение, слабо плеохромируют в зеленовато-желто-серых тонах, двупреломление около 0.010, n_m 1.63; у тонкозернистого шамозита из жилы Голодной n_m 1.665, а псевдогексагональные таблички шамозита из Старой Мыльницы более железистые (n_m 1.687). По данным неполного химического анализа, мелкошешуйчатый зелено-черный шамозит из Казенницы содержит (мас. %): Fe_2O_3 38.90; MgO 2.25; MnO 1.57 (аналитик Т. В. Семенова, ИМин); по-казатель преломления n_m 1.667.

Клинохлор $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ выявлен нами по данным рентгенограмм агрегатных псевдоморфоз тонкошешуйчатых слюдоподобных минералов по некоторым кристаллам андалузита и иногда — кордиерита в образцах из Мокруши, а также мелких желтых мягких сферолитов из корочек на кристаллах из друз в жилах Мокруше, Старцевой Яме, Бутканице и Хрустальнице. В псевдоморфозах по кордиериту клинохлора обычно мало или нет (преобладает мусковит), и развит клинохлор частично во внутренних частях псевдоморфоз по андалузиту — больше железа и магния. В агрегатах псевдоморфоз по андалузиту доля клинохлора достигает 20–25 %, а в желтоватой корочке из полости — до 50 %. Главные линии рентгенограммы (Å): 14.1(7), 7.08(6), 4.69(10), 2.68(2), 2.355(3), 2.309(4).

Гизингерит $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ встречен нами в друзовых полостях пегматитов Мокруши и Голодной в виде черно-коричневых шариков и корочек на кристаллах цеолитов, позднего мусковита и кварца.

Показатель преломления гизингерита 1.57; в составе качественно определены железо и кремний (РЭММА-202М).

Среди тонкозернистых глинистых минералов в полостях разными исследователями отмечены иллит, каолинит, дикиит, накриит, галлуазит и монтмориллонит. Из-за тонких смесей диагностика их затруднена.

Иллит $(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2[Al, Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ (гидрослюда) в виде тонкозернистых масс в полостях и иногда в псевдоморфозах по топазу, альбиту, андалузиту развит в жилах центрального и восточного узлов. Характеризуется рентгенограммой типа мусковита, показателем преломления n_m 1.57 и низким двуупреломлением (0.015–0.020). Относится к продуктам поздней гидротермальной стадии.

Каолинит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ отмечен в Мокруше в вязкой бурой глине в полостях (Гумеров и др., 1968ф), а также в виде белых и розоватых плотных масс (Рябков и др., 1986ф). Белые плотные массы каолинита в гнездах встречаются во всех жилах; средний показатель преломления n_m 1.560, рентгенограммы соответствуют каолиниту.

Дикиит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (политип 2M₁) определен нами при анализе белой микрозернистой глины, отложившейся в друзовой полости на кристаллах мусковита, микроклина и альбита (обр. МК-21). Показатель преломления n_m 1.562; дифрактограмма хорошего разрешения содержит 43 отражения, из них главные (Å): 7.2(10)(002), 4.44(5)(020), 4.37(5)(110), 4.12(7)(112), 3.786(5)(022), 3.590(9)(113, 004), 3.427(5)(112), 2.505(5)(114, 200), 2.386(6)(006), 2.321(6)(132, -204), 1.973(4)(-206, 134), 1.791(4)(008), 1.647(4)(-208, 151); b_0 8.91 Å (ДРОН-2.0, Си-излучение, с монохроматором, внешний стандарт – Ge; аналитики Т. М. Рябухина, В. И. Попова).

Накриит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ указывался А. Е. Ферсманом (1940) без приведения данных. Нами при рентгенометрическом анализе одной из белых мягких сферолитовых корочек, выросшей на грани кристаллов топаза, турмалина и альбита, выявлена смесь мусковита-2M₁ с накриитом-2M₁; отражения дифрактограммы, относящиеся к накрииту (Å): 13.6(3), 7.2(4), 4.38(4), 3.57(8), 3.00(7), 2.936(2), 2.629(5), 1.973(8).

Галлуазит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ описан А. И. Гинзбургом (1955) из смеси с землистым синим «фосфатом» (оказавшимся силикатом). Указывался низкий показатель преломления глинистого минерала (1.539), низкая твердость, эндотермический эффект при 540 °С на термограмме. На рентгенограмме смеси есть отражения, близкие галлуазиту.

Монтмориллонит $(Na, Ca)_{0.3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ встречается почти во всех жилах, в друзовых полостях. Обычно белый или розовато-белый в смеси с кварцем, серицитом или каолинитом; в гнездах и трещинах вблизи поверхности нередко бурый (железосодержащий, возможно, переоотложенный из суглинков, – по О. К. Иванову и

И. А. Гуркову, 1986). Характерно разбухание в воде, содержание воды 16.8 мас. % (по данным термического анализа). Монтмориллонит в составе плотной беловатой глины («сала») из занорыша жилы Мокруши характеризуется низкими показателями преломления (n_m 1.530–1.538). Главные линии дифрактограмм (Å): 13.8–15.2(10), 7.14–7.21(8), 4.45(5), 3.56–3.57(4), 2.55–2.56(3), 2.50(3), 1.976(2). Некоторые рентгенограммы имеют слабое разрешение пиков, среди которых наиболее интенсивны отражения монтмориллонита и слабые – каолинита и кварца. «Кукейт», отмечавшийся ранее (Рябков и др., 1986ф), при доисследовании оказался монтмориллонитом.

Из сульфидов в жилах встречаются арсенопирит, пирротин, пирит, марказит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит и козалит.

Арсенопирит FeAsS встречается в Мокруше, Голодной и Старцевой Яме. В Мокруше он отмечен в графическом пегматите (Смертенко и др., 1974ф; 1980) и в полостях в виде включений в гелиодоре (Попов, 1980). Псевдопирамидальные кристаллики арсенопирита до 1.5 мм с гранями призм $m\{110\}$ и $n\{101\}$, нарости на кварце, мусковите и альбите, имеют состав (микронзонд, мас. %): Fe 34.44; As 48.71; S 18.24; сумма 101.39 (Рябков и др., 1986ф, данные О. К. Иванова, аналитик Л. К. Воронина). Эмпирическая формула арсенопирита: $Fe_{1.00}As_{1.06}S_{0.94}$.

Пирротин FeS встречается в Мокруше в друзовой полости в гексагональных пластинках до 2 мм, частично или полностью замещенных пиритом и обросших мелкими кубиками пирита (Иванов, Гурков, 1986). В Казенные магнитный пирротин до 1.5 мм встречен в поздней зоне роста кристалла дымчатого кварца из сростка с альбитом и бериллом. Главные линии рентгенограммы (Å): 2.063; 2.644; 1.722; 2.992; 2.279 – соответствуют моноклинной фазе (клинопирротину).

Пирит FeS₂ встречается во многих пегматитовых жилах Алабашского поля. Это характерный поздний минерал жилы Казенный, особенно ее южной части ниже зоны окисления. Мелкие кубики пирита встречались нарости на грани более ранних кристаллов в полостях, либо совместно с цеолитами и кальцитом, либо с тонкозернистым мусковитом, либо самостоятельно. Самые крупные кристаллы достигали величины 3 сантиметра. Кроме граней куба, изредка встречались кристаллы с небольшими гранями пентагондодекаэдра {210} и октаэдра. В одном из образцов отмечена резкая смена формы пирита от куба к комбинации его с пентагондодекаэдром. По относительному возрасту встречался пирит до цеолитов и более поздний – после стеллерита. В зоне окисления по пириту развиты гетитовые псевдоморфозы (плотные или пористые).

Пирит в пегматите Мокруши встречается в участках березитизации и иногда в занорышах в виде кубиков до 1–4 мм и в псевдоморфозах

по магнетиту. Состав (микронд, мас. %): Fe 45.01; S 57.01; As 0.37; сумма 102.39; расчетная формула $Fe_{1.01}S_{1.98}As_{0.006}$ (Рябов и др., 1986ф, данные О. К. Иванова, анализ Л. К. Воронина).

Марказит FeS_2 найден в Мокруше в виде пластинчатых кристаллов до 1 мм и их сростков на кварце и мусковите в полости. По сравнению с пиритом: содержит больше мышьяка (микронд, мас. %): Fe 44.86; S 49.20; As 2.88; сумма 96.94; расчетная формула $Fe_{1.02}S_{1.94}As_{0.04}$ (Рябов и др., 1986ф, данные О. К. Иванова, анализ Л. К. Воронина).

Халькопирит $CuFeS_2$ и **молибденит** MoS_2 как единичные знаки отмечены в Мокруше в протолочке из графического пегматита (Смертенко и др., 1974ф; 1980). Нами не встречены.

Галенит PbS встречен в шпихе из продуктов отмывки друз топаза и мориона в пробах из Мокруши в виде сростка кубооктаэдрических кристаллов величиной до 1 мм, покрытых корочкой монтмориллонита (Рябов и др., 1986ф).

Сфалерит ZnS встречен в жилах Казенние и Старой Мельнице. В Казенние он найден в глине друзовой полости в виде темно-коричневого кристалла величиной 2 см, ограненного двумя тетраэдрами $\{111\}$ и $\{1\bar{1}1\}$ в равном развитии с небольшими $s\{100\}$, $\{110\}$ и $\{411\}$. На сфалерите есть тонкие фигуры растворения и корочка наростов стеллерита с мелкими кристалликами пирита. Состав сфалерита (мас. %): Zn 50.03; S 33.77; Fe 15.04; Mn 0.29; Cd 0.15; сумма 99.29 (микронд, анализ В. Ю. Гурьянов, ЦНИГРИ).

Козалит $Pb_2Bi_2S_5$ определен В. А. Поповым (1980) по нитевидной форме серых непрозрачных индивидов в гелиодоре, из которых удалось получить слабую дебаграмму всего с четырьмя линиями (λ): 3.5; 2.97; 2.65 и 1.91.

В составе марганцевых охр (псиломелана) и охр железа по рентгенометрическим данным указывались криптомелан, тодорокит, литиофорит и гетит (Иванов, Гурков, 1986; Рябов и др., 1986ф). Диагностика этих минералов затруднена из-за смесей.

Псиломелан (вад) $BaMn^{2+}Mn^{4+}O_{10} \cdot nH_2O$ во всех жилах часто образует пленки и оолиты черного цвета, являющиеся наиболее поздними (гипергенными). Оолиты мелкие, но иногда величина их до 1–1.5 мм, мягкие, часто зональные с чередованием плотных и рыхлых зон; при растворении в HCl выделяется газообразный хлор. В составе псиломелана из Мокруши по данным энергодисперсионного анализа преобладает марганец с заметной примесью бария (РЭММА-202М, анализ В. А. Котляров, ИМин).

Криптомелан $K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ установлен в Мокруше в почковидных агрегатах темно-серого цвета с радиально-лучистым строением,

отложившихся в трещинах и пустотах кварцевых жилок среди березитизированных пегматитов (Иванов, Гурков, 1986); главные линии рентгенограммы (λ): 6.92(8), 4.89(5), 3.10(6), 2.45(1), 2.15(4).

Тодорокит $(Mn^{2+}, Ca, Mg)Mn^{4+}_3O_7 \cdot nH_2O$ в Мокруше определен в почковидных агрегатах с криптомеланом по отражениям на рентгенограмме (λ): 9.82(8), 4.89(5), 3.29(2), 2.39(8) (Иванов, Гурков, 1986).

Литиофорит $(Al, Li)Mn^{4+}_2O_2(OH)_2$ предположен в микрозернистых почках псиломелана из Мокруши по отражениям на рентгенограмме (λ): 4.72(2), 2.39(8), 1.830(4), 1.424(3) (Иванов, Гурков, 1986). Распространен значительно меньше криптомелана и тодорокита.

Гетит $FeO(OH)$, **лепидокрокит** $FeO(OH)$ и **гидрогетит** (под общим названием «гидроокислы Fe», или «лимонит») отмечались А. Е. Ферсманом (1925) и Г. Н. Вертушковым (1954) в пегматитах Алабашки. Обычно образуют пленки, корочки, прожилочки, почки, а также псевдоморфозы по пириту коричневого, бурого, красно-оранжевого и коричнево-красного цвета с различной твердостью, часто порошковатые. На рентгенограмме бурого лимонита главные линии с $d = 4.15$ и 2.45 \AA соответствуют гетиту (Рябов и др., 1986ф, данные О. К. Иванова). В коричневом лепидокроките (с красными внутренними рефлексами) из жилы Голодной определено (мас. %): $FeO 52.5$; $Cr_2O_3 0.72$; $SiO_2 2.5$; $Al_2O_3 1.0$ (микронд, анализ Е. И. Чурина).

Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ встречен среди поздних гипергенных продуктов в пегматитовых жилах центральной части поля. Характерна опализация стилбита и стеллерита в друзовых полостях. Показатель преломления около 1.44, почти изотропен, рентгеноаморфен.

Наибольшее число минералов выявлено в пегматите Мокруши, представляющей сложную систему жил при их максимальной разведанности и длительности изучения; процесс минералообразования в друзовых полостях пегматита проявлен полнее, возможно, благодаря преобладанию гранитоидов среди вмещающих жил пород.

Заключение

Гранитные пегматиты в пределах Алабашского жильного поля Самоцветной полосы Урала относятся к топаз-берилловому типу. Они локализованы в полостях круто- и пологопадающих трещин северо-западного и, реже, субмеридионального и северо-восточного простирания среди метаморфических сланцев и гнейсов верхнего рифея и границ тоидов южакского (C_3) и ватихского (P_1) комплексов. Формирование тел гранитных пегматитов происходило, вероятно, в позднепермскую

эпоху, поскольку краевые зоны пегматитов близки по составу порфировидным гранитам ватихского комплекса.

Вмещающие метаморфические породы характеризуются сложной историей развития, что отражено в фрактальной полосчатости, пятнистости текстур, разновременном и разноориентированном кливаже, развитии псевдоморфоз (например, биотит-плагиоклазовых по альмандину; и др.) и метакристаллов, разновременных жилков кварцевого, полевошпатного, биотитового, амфиболового, пироксен-полевошпатного и комбинаторного состава. Метаморфические гнейсы и тела ранних гранитоидов пересечены небольшими телами карбонатитов (ранее считавшихся апоосадочными мраморами), которые в свою очередь секутся порфировидными ортитовыми гранитами; таким образом, время формирования карбонатитовых тел определяется границей карбон-пермь. Находки новых тел карбонатитов нетрадиционного (шпинель-корундового) типа в этом районе открывают перспективы поисков их в других районах Урала.

В строении тел гранитных пегматитов Алабашского поля наиболее общей является последовательность формирования зон от залыбанов к центру: графическая с аннитом — гранитоподобная (аплитовая) — графическая с аннитом-сидерофиллитом — графическая сферолитовая с мусковитом и шерлом — блоковая с мусковитом, шерлом — друзовые полости с мусковитом (лепидолитом), шерлом (эльбаитом), топазом и бериллом. Такое строение характерно для Мокруши; в других жилах поля некоторые зоны не проявлены. Так, в Мокруше на некоторых участках жилы в залыбане сразу проявлена зона гранит-аплита, а затем последующие зоны; подобное отмечено в пегматитах Старцевой Ямы, Большой Тяжеловесницы, Трехсотенной, Мыс-II и некоторых жил Тысячицы. В некоторых жилах есть небольшие кварцевые ядра (в Голодной, Казеннице, Хрустальнице). Наиболее продуктивные части пегматитовых жил приурочены к тем участкам, где вмещающей жилы породой является гранит; в гранитах (более компетентных по сравнению с гнейсами) больше возможностей для раскрытия полостей и последующей их сохранности.

Гранитоподобные и аплитовидные зоны в пегматите обычно однородны по составу и структуре, как вдоль зоны, так и по ее мощности. Наиболее ярко это проявлено в распределении альмандина, турмалина, мусковита и кварца (вплоть до «мокروشита» с содержанием кварца 40–90 %). Замечено, что ранние (нижние) части аплитовидных зон более обогащены относительно более тяжелыми минералами (в лежачем боку жил); бывает, что гранитоподобной зоне лежачего бока жилы висячем боку соответствует аплитовая зона. Эти зоны обычно мало мощны и весьма неустойчивы по простиранию жил. Происхождение

подобных агрегатов внутри пегматитовых жил, в том числе и между графическими зонами, можно объяснить приоткрываниями полостей жил, что вызывало резкий спад давления, возрастание пересыщения в среде и быструю кристаллизацию с образованием на отдельных участках кумулятивных (гравитационных) текстур. Признаками нестабильных условий при пегматитообразовании являются и вариации в размере и количестве вростков кварца (ихтиоглифов) в графических индивидах полевых шпатов, а также живообразные апофизы поздних зон в более ранних зонах пегматита и образование наложенных друзовых полостей.

Последовательное образование минеральных парагенезисов в пегматитах осложнено процессами неоднократного растворения разных минералов (газами и газонасыщенными флюидами), что, дополнительно к реально наблюдаемым взаимоотношениям минералов, дает основания говорить о полигенерационности многих минералов. Схематически последовательность образования основных минералов пегматитов (на примере Мокруши) отражена в табл. 6. При общем сходстве со схемой А. Е. Ферсмана (1962), в этой схеме показано большее число генераций некоторых минералов (кварца, полевых шпатов, слюд, граната, турмалина, топаза, берилла), а также сделана попытка отразить кислотно-щелочную характеристику среды минералообразования по кристалло-морфологическим данным.

Состав минералов в последовательных парагенезисах заметно меняется. Так, в ранних зонах пегматитовых жил развиты аннит, олигоклаз, ортоклаз, а в более поздних графических — сидерофиллит, альбит, микроклин. Состав светлых фторсодержащих слюд меняется от железистого мусковита к марганцовистому мусковиту, масутомилиту, шинвальдиту и лепидолиту; поздний мусковит практически не содержит железа и марганца. Турмалины по составу образуют ряд от шерла к эльбаиту, олениту и фойтиту. Гранаты ряда альмандин-спессартин в поздних парагенезисах близки спессартину. У минералов группы колумбита проявлена смена от ферроколумбита к ферротанталиту, манганолумбиту и манганотанталиту; найдены их вольфрамсодержащие разновидности (с содержаниями WO_3 до 6–25 мас. %). Впервые описан манганоксиксидлит с высоким содержанием SnO_2 (около 18 мас. %).

В пегматитах Алабашки к настоящему времени найдено 88 минералов, охарактеризованных в данной работе, среди них ряд редких — масутомилит, оленит, фойтит, фенакит, эвклаз, миларит, оксидит, вольфрамистые ферроколумбит, ферротанталит и манганотанталит. Для ряда известных, но малоисследованных минералов получены новые данные. В пегматите жилы Казенница найден новый минеральный вид — канонеровит, являющийся первым природным представителем оксо-

Таблица 6
Схема последовательности образования основных минералов пегматитов
Алабашки (на примере жилы Мокруша)

Минералы	Стадии минералообразования			
	Пегматитовая		Пневмато-литовая	Ар-гилли-зация
	Ранняя	Поздняя		Гипер-генная
Ортоклаз	—	—	—	—
Микроклин	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	—
Олигоклаз	—	—	—	—
Альбит	—	—	—	—
Анцит	—	—	—	—
Сидерофиллит	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	—
Циннвальдит	—	—	—	—
Масутомилит	—	—	—	—
Лепидолит	—	—	—	—
Альмандин	—	—	—	—
Спессартин	—	—	—	—
Шерл	—	—	—	—
Эльбаит	—	—	—	—
Оленит	—	—	—	—
Фойтит	—	—	—	—
Дюмортьерит	—	—	—	—
Кордиерит	—	—	—	—
Топаз	—	—	—	—
Берил	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	—
Монацит	—	—	—	—
Касситерит	—	—	—	—
Микролит	—	—	—	—
Ферроколумбит	—	—	—	—
Ферротанталит	—	—	—	—
Манганоколумбит	—	—	—	—
Манганотанталит	—	—	—	—
Цеоциты	—	—	—	—
Кальцит	—	—	—	—
Пирит	—	—	—	—
Каолинит	—	—	—	—
Монтмориллонит	—	—	—	—
Мп-охры	—	—	—	—
Fe-охры	—	—	—	—
Температура кристаллизации, °C	700-600	600-400	400-300	300-200
Щелочность среды	Н	Щ	Щ-н	Щ-н
Щелочность среды	Н	Щ	Щ-н	Щ-н

Примечание: Щелочность среды: Н – нейтральная, Щ – щелочная, Щ-н – слабощелочная, Ск – слабокислая.

Литература

- Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. М.: Наука, 1966. – 172 с.
- Вертушков Г. Н. Пегматиты Мурзинско-Алудьского района // Минералогия Урала, т. 1. М.: АН СССР, 1954. С. 116–135.
- Гинзбург А. И. О новом минерале из группы хрупких слюд // Тр. Минерал. музея, 1955. Вып. 7. С. 70–75.
- Еремеев П. В. Протокол заседания 20.11.1864 г. // Зап. минерал. об-ва, 1866. Ч. 1. С. 290–293.
- Иванов О. К. Мокрушит – новая ультракислая кварцевая порода с кумулятивной структурой // Уральский геол. ж., 1999. № 3. С. 55–70.
- Иванов О. К., Гурков И. А. К минералогии пегматитов Мокруши, Средний Урал // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 94–96.
- Ирман Н. О. О месторождении цветных камней в Мурзинской слободе // Горн. ж., 1836. Ч. 1. С. 222–233.
- Калугин П. Мурзинские и Алабашиные копи цветных камней на Урале // Зап. Импер. минер. об-ва, 1888. Ч. XXIV. С. 254–260.
- Канонеров А. А., Чудинова Н. Д. Мурзинские самоцветные копи (минералогический путеводитель и кадастр). Екатеринбург: УГГГА, 1998. – 42 с.
- Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России. С-Пб.: Ч. 1. 1852–1855. Ч. 2. 1856. – 243 с.
- Коровко А. В. Магматизм и металлогения Мурзинской и Режевской зон (Средний Урал) / Автореф. дисс... канд. геол.-минерал. наук: ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1988.
- Коровко А. В. Разрез метаморфических толщ в западном обрамлении Мурзинского гранитного массива // Ежегодник-1981. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 70–71.
- Краснопольский А. А. Геологическое описание Невьянского горного округа // Тр. Геол. комитета. Нов. сер., вып. 25. С-Пб., 1906.
- Попов В. А. Онтогения пегматитов жилы Мокруши на Среднем Урале // Онтогения пегматитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–27.
- Попов В. А. Кристалломорфология топазов жилы Мокруши на Среднем Урале // Минералогические исследования эндогенных месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 101–113.
- Попов В. А. Кристаллы и шестерники гамберита из жилы Мокруши (Урал) // Уральская летняя минералог. школа-97. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 186.

Попов В. А. Ориентированные орастания берилла с кордиеритом в пегматитах жилы Мокруша (Средний Урал) // Уральский минералогический сборник, № 7. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 96–98.

Попов В. А. Кристаллы силиманита в корундовых гранулитах Мурзинки (Средний Урал) // Уральская летняя минералогическая школа-98. Екатеринбург: УГГА, 1998. С. 114–116.

Попов В. А., Макагонов Е. П., Никандров С. Н. О новых проявлениях карбонатов на Урале // Уральский минералогический сборник, № 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 240–248.

Попов В. А., Попова В. И. Копь Мокруша: очерк истории освоения и минералогия. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. – 71 с.

Попов В. А., Попова В. И., Канонеров А. А., Демочкин В. П. Минералогия пегматитовой жилы Казенница на Среднем Урале // Уральский минералогический сборник, № 6. Миасс: ИМин УрО РАН, 1996. С. 45–76.

Попова В. И., Попов В. А. Канонероцит $\text{Na}_3\text{MnP}_3\text{O}_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал гранитных пегматитов // Уральский минералогический сборник, № 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 18–21.

Смертенко В. М., Корендасев Г. А., Канторович В. И., Ворожеев Е. С. Геологическое строение месторождения самоцветов Мокруша на Среднем Урале // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 117–135.

Таланцев А. С. Каменные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.

Фекличев В. Г. О явлениях растворения акцессорного берилла в миоэронозных гранитных пегматитах Урала // Минералогические исследования в Ильменском заповеднике. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 45–62.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Т. 2. 1925.

Ферсман А. Е. К минералогии пегматитовых жил Среднего Урала // Избранные труды, т. V. М.: АН СССР, 1959. С. 625–642.

Ферсман А. Е. Месторождения драгоценных и цветных камней СССР // Избранные труды, т. VII. М.: АН СССР, 1962. С. 285–534.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. М.-Л.: АН СССР, 1940. 712 с.

Ферсман А. Е. Рассказы о самоцветах. Изд. 2-е. М.: Наука, 1974. 252 с.

Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Мурзинский зональный массив // Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 105–130.

Шафрановский И. И. Природные формы растворения топазов // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1950, ч. 79, вып. 1. С. 5–14.

Якубова В. В. Опыт изучения включений в минералах пегматитов Мурзинки (Урал) // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952, вып. 4. С. 102–121.

Kokcharov N. Materialien zur Mineralogie Russlands. Bd. 10. St-Petersburg: Gedruckt bei A. Jacobson, 1888.

Berwerth. Vorläufige Anzeige eines neuen Vorkommen von Herderit // Ann. naturhist. Hofm. Wien, 1887, 11, № 3. S. 92.

Рукописные отчеты:

Аринштейн М. Б., Петрова Е., Шамов Б. Изучение перспектив Мурзинско-Алудской самоцветной полосы на ограниченное сырье с составлением карты прогнозов. Отчет партии 11 за 1968–71 гг. Свердловск, 1971ф (фонды ПО «Уралкварцсамоцветы»).

Белов В. В., Сивстунев М. Н. Сводный отчет о геологоразведочных работах на месторождениях керамических пегматитов Тысячица и Алабашском, проведенных в 1957–64 гг., с подсчетом запасов керамического сырья. Свердловск, 1964ф (фонды ПО «Уралгеология»).

Ворожеев Е. С., Кокоулин В. А., Шляхтова С. М. Отчет по поисково-оценочным работам на месторождении мориона, топаза, берилла Мокруша, расположенном в Пригородном районе Свердловской области, за 1971–1976 гг. Свердловск, 1976ф (фонды ПО «Уралгеология»).

Гумеров Л. Г., Глазов А. В., Матафонов В. А. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на самоцветы на месторождении «Копь Мокруша» Мурзинской самоцветной полосы за 1961–1968 гг. Свердловск, 1968ф (фонды ПО «Уралгеология»).

Озеров К. Н., Лебедева О. Н. Геология и месторождения полезных ископаемых Мурзинского района на Урале. Отчет Уральской пьезокварцевой партии ЦНИГРИ о работах 1937 г. Ленинград, 1938ф (фонды ПО «Уралгеология»).

Рожков А. А., Борщев С. К., Рожкова А. А., Аристов Ю. В. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на участке «Даниловский», проведенных в 1987–1991 гг. Екатеринбург, 1991ф (фонды Нейвинского ГППП).

Рожков А. А., Кокоулин В. А., Зайков Б. А., Шаруда А. А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на ограниченное (берилл, топаз), поделочное (графический пегматит) и коллекционное сырье на Алабашском пегматитовом поле за 1979–1981 гг. Свердловск, 1981ф (фонды ПО «Уралгеология»).

Рябков В. Н., Гурков И. А., Иванов О. К., Малахов В. Г., Азанов А. А., Триш Н. П., Аристов Ю. В. Отчет о предварительной разведке месторождения Могол (Мурзинское) на ограниченное и коллекционное сырье, проведенной в 1982–1986 гг. Свердловск, 1986ф (фонды ПО «Уралкварцсамоцветы»).

Смертенко В. М., Саблина И. И., Егорова Н. В., Канторович В. И., Пальмова Н. И. Отчет по теме № 29: Оценка перспектив топаз-берилловых пегматитов Урала на ювелирное сырье с выдачей рекомендаций по направлению поисковых и разведочных работ. Т. 1. Москва, 1974ф (фонды ВШПО).

Алланит	74	Масутомилит	46
Альбит	40	Микроклин	37
Альмандин	47	Микролит	69
Анагас	70	Миларит	64
Андалузит	71	Молибденит	80
Анит	41	Монацит	61
Арсенопирит	79	Монтмориллонит	78
Берилл	55	Мусковит	44
Берtrandит	59	Накрит	78
Брукит	70	Оленит	50
Бура	51	Олигоклаз	37
Вермикулит	43	Опал	81
Вольфрамит	69	Ортоклаз	34
Галенит	80	Пирит	79
Галлуазит	78	Пирротин	79
Гамбергит	56	Псиломелан	80
Ганит	70	Рутил	70
Гематит	71	Сидерофиллит	41
Гердерит	64	Спелсартин	47
Гетит	81	Стеллерит	76
Гизингерит	77	Стелльбит	76
Диккит	78	Струверит	70
Дюмортьерит	73	Сфалерит	80
Иксиолит	68	Титанит	73
Иллит	78	Тодорокит	81
Ильменит	71	Топаз	50
Ильменорутил	70	Торит	69
Кальцит	65	Фенакит	58
Канонеровит	63	Фергусонит	69
Каолинит	78	Ферроколумбит	66
Касситерит	70	Ферротанталит	67
Кварц	40	Флоорит	65
Клинохлор	77	Фойтит	50
Козалит	80	Фторапатит	60
Кордиерит	72	Халькопирит	80
Криптомелан	80	Цинквальдит	45
Ксенотим	62	Циркон	74
Лепидокрокит	81	Шабазит	75
Лепидолит	46	Шамозит	77
Литиофорит	81	Шерл	47
Ломонтит	76	Эвклаз	58
Магнетит	71	Эвксенит	69
Манганоколумбит	67	Эльбаит	50
Манганотанталит	68	Эпидот	74
Марказит	80		



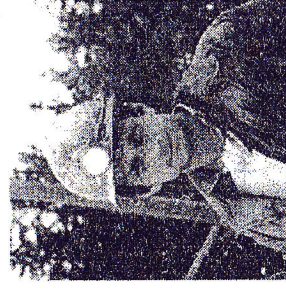
Попова Валентина Ивановна (1941 г. р.), окончила Свердловский горный институт в 1966 г.; кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Научные интересы: минералогия и минералогическое картирование, неоднородности минералов.



Попов Владимир Анатольевич (1941 г. р.), окончил Свердловский горный институт в 1966 г.; доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Область научных исследований: минералогия, кристалломорфология, онтогенез минералов.



Боршев Сергей Кириллович (1954 г. р.), окончил Свердловский горный институт в 1989 г.; геолог Нейвинской партии, ныне инженер по маркетингу Нейвинского ГПП (п. Нейво-Шайтанка Свердловской обл.). Профессиональные интересы: геология пегматитов.



Демочкин Владимир Петрович (1960 г. р.), окончил Новочеркасский политехнический институт в 1986 г.; ведущий геолог Нейвинского ГПП (п. Нейво-Шайтанка). Область интересов: поисковая геология.



Канонеров Александр Анатольевич (1955 г. р.), окончил Ижевской геологическо-технической школы в 1974 г.; научный сотрудник Нижнетагильского музея-заповедника горнозаводского дела Среднего Урала (г. Нижний Тагил). Интересы: поисковая минералогия, коллекционирование минералов.

Оглавление

Краткая история исследований и отработки пегматитов Ала- башки.....	3
Геолого-структурная позиция пегматитов Алабашского поля.....	8
Морфология и строение пегматитовых тел.....	14
Мокруша.....	14
Голодная.....	20
Старцева Яма.....	21
Большая Тяжеловесница.....	23
Казеница.....	25
Старая Мельница.....	26
Трехсотенная.....	28
Крутореченская.....	30
Мыс-II.....	30
Тысячница.....	31
Минералогия гранитных пегматитов Алабашки.....	34
Заклочение.....	81
Литература.....	85
Указатель минералов.....	88
Об авторах.....	89

Научное издание

Попова Валентина Ивановна
Попов Владимир Анатольевич
Борщев Сергей Кириллович
Демочкин Владимир Петрович
Канонеров Александр Анатольевич

**Минералогия гранитных пегматитов
Алабашского поля
Самоцветной полосы Урала**

ЛР № 020764
от 24.04.98

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института минералогии
и НИСО УрО РАН

Компьютерная верстка Л.Б.Новокрещеновой

НИСО УрО РАН № 174. Подписано к печати 27.12.99.
Формат 60х84^{1/16}. Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 5.3. Уч.-изд. л. 5.6. Тираж 250 экз.

Отпечатано в информационно-издательской группе
Ильменского государственного заповедника УрО РАН
456300 г. Миасс Челябинской области, Россия