

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

А.С.Таланцев

КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ УРАЛА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого

А.С.Таланцев

1105

КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ УРАЛА

Ответственный редактор

чл. -кор. АН СССР С.Н. ИВАНОВ



МОСКВА "НАУКА"

1988

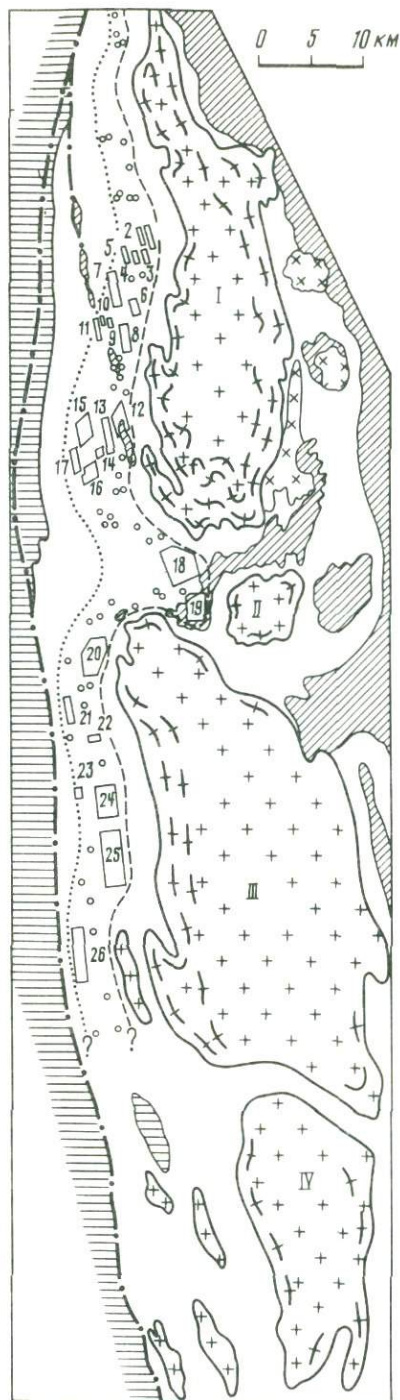
1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Как это ни странно, но по Уралу – одному из классических регионов развития гранитных пегматитов с друзовыми полостями (камерных), получившему мировую известность еще в конце прошлого столетия, после выхода в свет классических монографий А.Е. Ферсмана [91, 92] – не появилось ни одного монографического описания пегматитовых полей, хотя все они с той или иной детальностью обследовались при более поздних геологосъемочных и поисковых работах и даже отчасти обрабатывались на камнесамоцветное сырье. В определенной мере это объяснимо тем, что в пределах Урала не было обнаружено крупных скоплений камерных пегматитов, которые по масштабам были бы близки к волынским или казахстанским пегматитовым полям.

Однако в последнее время возродился и постепенно нарастает интерес к камерным пегматитам Урала как источнику камнесамоцветного сырья, в особенности уникального коллекционного материала, и практически восстанавливается то значение, которое они имели в начале двадцатого столетия, в период их исследований А.Е. Ферсманом. В связи с этим обработка накопившегося по ним большого фактического материала, выявление особенностей и закономерностей их формирования и распределения в геологических структурах Урала приобретают необходимую актуальность, и перед автором, исследовавшим их с некоторыми перерывами на протяжении свыше 20 лет, была поставлена задача обобщения результатов проведенных на Урале исследований камерных пегматитов. При этом планировалось рассмотрение следующих вопросов: 1) анализ закономерностей распространения камерных пегматитов в пределах уральских геологических структур; 2) выяснение особенностей взаимоотношений рассматриваемых пегматитов с фациями и фазами гранитов тектоно-магматических комплексов восточного склона Урала; 3) изучение внутреннего строения и зональности пегматитовых тел, онтогенетических особенностей взаимоотношений минеральных индивидов на контактах зон пегматитов, характера распределения акцессорных минералов по зонам и изменения их составов в ходе развития пегматитового процесса; 4) выяснение причин и условий возникновения друзовых полостей в пегматитах и механизмов формирования как полостей, так и самих пегматитовых жил, в которых эти полости расположены; 5) разработка критериев для локального прогнозирования присутствия и положения друзовых полостей в изучаемых гранит-пегматитовых телах по результатам наблюдений и исследований в приповерхностных горных выработках (канавах, задирках).

Основными объектами при проведении исследований были камерные пегматиты из западного экзоконтакта и провеса кровли Кочкарской гра-



Р и с. 1. Схематическая геологическая карта Мурзинско-Адуйского самоцветного пояса; составлена автором с использованием материалов А.Е. Ферсмана, М.Б. Аришштейна, Г.Н. Вертушкова, А.В. Глазкова, В.А. Кокоулина, И.Д. Соболева, М.С. Рапопорта

1 — гнейсы и кристаллические сланцы экзоконтактового метаморфического ореола гранитной интрузии; 2 — сланцевая толща обрамления структуры; 3 — серпентиниты и тальково-хлоритовые породы; 4 — плагииграниты и гранодиориты; 5 — граниты биотит-плагноклаз-микроклиновые-гнейсовидные; 6 — они же, массивные, без гнейсоватости, местами порфировидные (массивы: I — Мурзинский, II — Соколовский, III — Адуйский, IV — Каменский); 7 — тектонические нарушения; 8 — изограда распространения ставролита; 9 — изограда распространения кордиерита; 10 — участки развития камерных пегматитов и их номера (пояснения см. в тексте); 11 — точки наблюдений неизученных гранит-пегматитовых тел

Строение крыльев структуры, в особенности западного крыла, вдоль которого прослеживается Мурзинско-Адуйская самоцветная полоса, пока расшифровано лишь в первом приближении, поскольку, во-первых, оно крайне осложнено большим количеством различных по размерам, нередко почти изоклиальных складок высших порядков, а во-вторых, слагающий их комплекс пород пронизан многочисленными инъекциями гранитов (особенно обильными непосредственно в зонах экзоконтактов массивов) и телами лейкократовых гранитов жильной фации. В порядке предположения, базирующе-

гося также прежде всего на геофизических данных, изучавшими этот район исследователями высказано мнение [66, 67 и др.], что при общем крутом (до вертикального) падении пород толщи обрамления западный контакт гранитной интрузии имеет дискордантное пологое погружение к западу. Этим хорошо объясняются как размеры ореола контактового метаморфизма (имеющего ширину до 10 км в средней части структуры), так и широкое распространение здесь разнообразных по размерам и морфологии инъекционных и жильных тел гранитов, несопоставимое с распространенностью их в восточном крыле структуры.

В породах гнейсово-сланцевого обрамления в западном крыле выделяются три толщи. Наиболее древней из них является толща биотитовых, гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов (иногда с небольшим количеством ставролита), непосредственно контактирующая с гранитными массивами. Ранее она относилась к верхнему протерозою, но в последней редакции геологических карт Урала, составленных под руководством И.Д. Соболева, для нее принят нижнепалеозойский возраст. Выше по разрезу (и к западу в плане) она сменяется толщей амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов с прослоями слюдяных парагнейсов и согласными линзами амфиболитов, относимой к верхнему ордовику. Но местами отмечается явная фациальная смена биотит-амфиболовых гнейсов биотит-гранатовыми или меланократовыми биотитовыми гнейсами, часто с небольшими количествами кордиерита. Кроме того, биотит-амфиболовые гнейсы встречаются в первой, а биотитовые — во второй толще. Поэтому граница между этими толщами либо проводится ориентировочно, либо вообще не дается на геологических картах. Наконец, непосредственно на границе со сланцевым окаймлением структуры располагается гнейсо-сланцевая толща лландоверийского возраста, слагающаяся графитисто-кварцитовыми, слюдяно-кварцитовыми сланцами и кварцитами, чередующимися со слюдяными и амфибол-слюдяными гнейсами; в основании ее иногда обнаруживаются небольшие линзы мраморов.

Эта третья толща считается изофациальной с лландоверийской сланцевой толщей окаймления структуры, представленной филлитовыми, кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми и слюдяно-кварцитовыми сланцами с маломощными прослоями порфиритоидов, зеленых сланцев, амфиболитов и местами мраморизованных известняков; по существу, они различаются лишь по уровню метаморфизма.

В целом в сланцево-гнейсовом обрамлении гранитных массивов хорошо прослеживается постепенное снижение интенсивности метаморфизма — с уровня, отвечающего верхам амфиболитовой фации непосредственно в экзоконтактовых зонах гранитных массивов, до низов эпидот-амфиболитовой фации в третьей (лландоверийской) толще.

Как непосредственно в гнейсовом ореоле гранитных массивов, так и за его пределами обнаруживаются многочисленные тела серпентинитов, особенно обильные в шовной дизъюнктивной структуре, ограничивающей площадь развития приконтактового метаморфизма с запада. Часто они сильно изменены и даже превращены в тальк-карбонатные или актинолитовые породы. Часто они группируются в виде цепочек, то располагающихся согласно с простираем гнейсов, то, наоборот, явно секущих

последние. Вероятнее всего, в пределах сланцево-гнейсовой толщи они, как и в шовной зоне, трансформируют древние тектонические нарушения.

Наиболее древними кислыми магматическими образованиями в пределах структуры являются плагиограниты нижнего палеозоя (см. рис. 1), образующие несколько небольших массивов вдоль восточного края мегантиклинория. К пегматитообразованию они никакого отношения не имеют, поэтому здесь не рассматриваются.

Строение всех массивов верхнепалеозойских биотит-плагиоклаз-микрочлиновидных гранитов, расположенных в ядрах структуры, практически одинаково. Центральные их части слагаются средне- или крупнозернистыми гранитами, участками с заметной порфирированностью, которая постепенно усиливается по направлению к эндоконтактовым зонам. В этом же направлении в гранитах появляется вначале слабо выраженная и локальная, а затем все более отчетливая гнейсоватость, непосредственно в эндоконтактах отмечается очень частое чередование гнейсо-гранитов с практически лишенными гнейсоватости порфирированными, разнозернистыми и даже мелкозернистыми гранитами. С другой стороны, в зоне экзоконтактов весьма обычно частое чередование различных гнейсов и многочисленных, в большинстве согласных инъекций гранитов. Поэтому линии западных контактов массивов можно провести лишь условно; и на геологических картах, составленных разными исследователями, положение их существенно различается.

Как в самих массивах, так и в обрамляющей их гнейсовой толще обнаруживается большое количество даек, жил, штоков и плащеобразных тел лейкократовых гранитов жильной фации, которые различными исследователями именуется то аплитовидными [78], то лейкократовыми [42], то аляскитовыми [40], то аляскитоподобными гранитами второй фазы [43]. Для них типично непостоянство структуры и состава. Так, структура их в пределах единого тела зачастую варьирует от аллотриоморфнозернистой до гипидиоморфнозернистой, а участками — до микропегматитовой; обычно они мелко- или среднезернистые, иногда с отчетливой разнозернистостью, но в ряде случаев, особенно в телах, залегающих в массивах гранитов, отмечены и сравнительно крупнозернистые их разновидности. По минеральному составу среди рассматриваемых жильных гранитов различаются биотит-плагиоклаз-микрочлиновидные и мусковит-альбит-микрочлиновидные разновидности с постепенными переходами между ними, причем последние обычно отмечаются в краевых частях структуры, среди метаморфических пород второй и третьей толщи.

Исследование под микроскопом показало, что вариации минерального состава этих гранитов полностью определяются степенью развития мусковит-альбитового метасоматоза. В шлифах видно, что биотит сначала по периферии чешуек, а затем и полностью замещается мусковитом, причем одновременно с мусковитом появляется гранат, а избыточное железо выделяется в виде магнетитовой пыли. Параллельно идет замещение плагиоклаза мелкозернистым альбитовым агрегатом. Калиевый полевой шпат и кварц метасоматозом почти не затрагиваются, лишь в единичных случаях выявляется развитие мелкочешуйчатого мусковита по периферии полевошпатовых зерен. В секущих жильных телах процесс альбит-мусковитового метасоматоза обычно заметно усиливается в западном направлении.

Типы пегматитов и их взаимоотношения с жильными гранитами

В данном районе еще А.Е. Ферсманом в 1922 г. [92] были выделены пять типов пегматитов, главным образом по характеру минерализации: 1) "обычные" – с мусковитом, гранатом и магнетитом, без друзовых полостей; 2) топазо-берилловые – с самоцветной минерализацией в друзовых полостях (пегматиты Мокруши, Тысячницы и др.); 3) контаминированные – также обычно с друзовыми полостями, с турмалином и кордиеритом в качестве характерных второстепенных минералов (копи Буженинов бор, Кордиеритовая, Мора и др.); 4) полевошпатовые – с аномально развитыми блоково-микроклиновыми зонами, без самоцветной минерализации на современном эрозионном срезе (копи Мыльница, Полевошпатовая и др.), рассматривавшиеся как перспективные на керамическое сырье; 5) рубеллит-лепидолитовые, наиболее типичным представителем которых является жила Липовская.

Такая классификация сохранила свое значение и используется до настоящего времени; поэтому представляется целесообразным принять ее за основу и в данной работе, уточнив место перечисленных типов в современных классификациях гранитных пегматитов, предложенных А.И. Гинзбургом [15], Н.А. Солодовым [79] и другими, и обсудив ряд вопросов, возникших в связи с накоплением дополнительного фактического материала.

"Обычные" пегматиты. Под этим названием были объединены пегматитовые жилы, не имеющие друзовых полостей и локализованные чаще всего непосредственно в гранитах Мурзинского и Адуйского массивов. В большинстве своем это сравнительно мелкие (не более 20 м по простиранию и 1–2 м мощностью) различно ориентированные жилы с хорошо выраженной зональностью, практически повсеместно содержащие мусковит и очень характерные для них мелкие зерна гранатов альмандин-спессартинового ряда. Зональность их обычно стандартна, т.е. у каждой жилы обнаруживаются в направлении от периферии к центру последовательно располагающиеся аплитовая оторочка, графическая зона с постепенным переходом ее в апографическую олигоклаз-кварцевую с мусковитом, зона блокового микроклина, а в центре располагается кварцевое ядро с некоторым количеством альбита и мусковита по его периферии. Иногда эта последовательность осложняется проявлением ритмизации, при которой отмечается многократное чередование аплитовых, графических, апографических текстур, а также повторное появление апографики вслед за уже начавшимся выделением блокового микроклина [82]. Изредка – вблизи пос. Озерного и в карьере стройматериалов по Режевскому тракту – отмечается даже развитие в осевой части этих пегматитов аплитовой массы вместо кварцевых ядер.

Интересно изменение их аксессуарной минерализации в широтном направлении. Внутри гранитных массивов пегматиты в качестве аксессуаров содержат лишь небольшие количества монацита в апографических зонах. В жилах, расположенных ближе к краевой части массивов, иногда отмечается присутствие единичных зерен ксенотима и апатита в оторочке кварцевых ядер, а непосредственно в эндоконтактах массивов вместо монацита и ксенотима или совместно с ними в отдельных жилах обнаруживаются мелкие

кристаллики танталониобатов, а иногда даже единичные кристаллики берилла. К этой же генерации пегматитов должны быть отнесены и некоторые жилы с гранатом и очень бедной колумбит-берилловой минерализацией, не содержащие друзовых полостей, из сланцево-гнейсовой толщи.

Специфической особенностью пегматитов этого типа, проверенной наблюдениями многих исследователей, является то, что они секутся жилами лейкократовых гранитов и, следовательно, по возрасту являются более древними. Их соотношения с лейкократовыми гранитами на Мурзинском массиве хорошо видны в задирах вдоль дороги Нейвошайтанка–Петрокаменское и в ряде других мест, а на Адуйском массиве однозначно устанавливаются в выемках и обнажениях по Режевскому тракту и у пос. Озерного. Поскольку они имеют столь жесткую возрастную "вилку", образование этих пегматитов можно связать только со становлением массивов гранитов.

В соответствии с современными классификациями, базирующимися на количественных соотношениях главных пегматитообразующих минералов и характере акцессорных компонентов, часть пегматитов этого типа (с фосфатно-редкоземельной акцессорной минерализацией и существенной ролью олигоклаза в графических и апографических зонах) должна быть отнесена к мусковит-олигоклаз-микроклиновому типу, тогда как другая часть (с бедной редкометальной минерализацией и малой ролью олигоклаза в их составе) несомненно относится к мусковит-микроклиновому типу. В предложенном А.Е. Ферсманом названии "обычные пегматиты" акцентируется главный объединяющий их признак—отсутствие друзовых полостей. Но в настоящее время представляется более целесообразным выделять пегматиты этой группы в соответствии с периодом их формирования под названием "пегматиты древней серии".

Топазо-берилловые пегматиты. Эта разновидность пегматитов, благодаря которой Мурзинский район стал всемирно известным, детально изучена и описана А.Е. Ферсманом в его монографии "Драгоценные и цветные камни СССР" [92]. И описание их, и ставшая классической, воспроизведенная во многих публикациях схема их строения (рис. 2) настолько обстоятельны, что накопившийся за более чем 50-летний период дополнительный фактический материал не вносит в них существенных корректив и позволяет уточнить лишь некоторые детали внутреннего строения и генезиса таких пегматитов.

Если рассматривать топазо-берилловые пегматиты в общем плане, исходя из особенностей минерального состава и внутреннего строения, то, несмотря на сравнительно широкие вариации набора и соотношения второстепенных и акцессорных минеральных компонентов, все они однозначно укладываются в рамки калиевого типа, по А.И. Гинзбургу [15], или микроклинового безрудного по Н.А. Солодову [79]. Действительно, в их составе калий резко доминирует над натрием, а концентрация на массу пегматита в целом редкометальных минералов, в частности берилла, настолько незначительна, что их можно рассматривать только как типично акцессорные компоненты: обычно это лишь несколько кристаллов (хотя и эффективных!) в узко локальной части пегматита — друзовой полости.

Соответствует указанной выше типизации и общая схема минерального состава и последовательности расположения слагающих пегматиты зон:

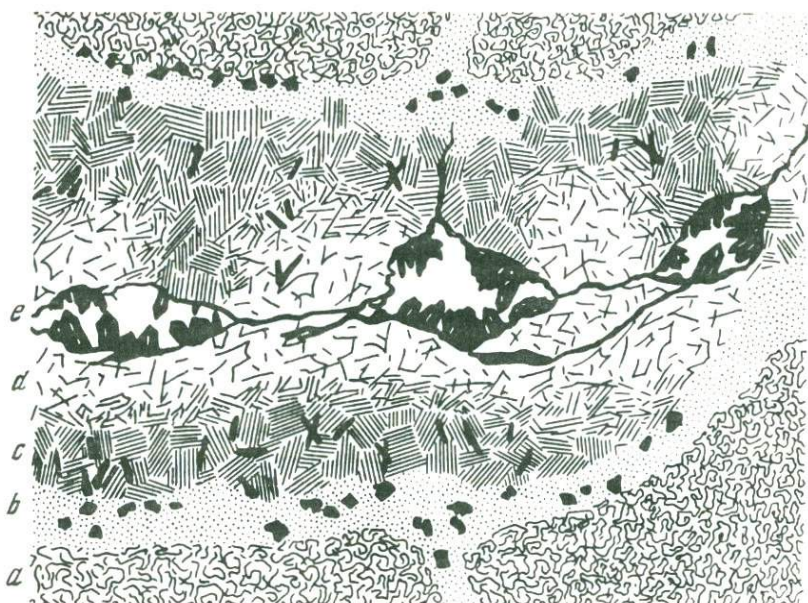


Рис. 2. Схема строения камерных пегматитов Урала по А.Е. Ферсману [92]

a – лейкократовый гранит жильной фации; *b* – аплитовая оторочка пегматита; *c* – "припас" (мелко- и среднезернистая графика); *d* – "тошак" (апографика, выделение альбит-олигоклаза); *e* – "занорыш" (друзовая полость)

1) гранит-аплитовое окаймление, 2) графическая кварц-ортоклазовая зона, 3) субграфическая кварц-микроклиновая или кварц-микроклин-альбитовая, нередко со слюдами, 4 – блоковый микроклин; 5 – альбитовая или альбит-слюдяная зона, сравнительно слабо развитая, с кристаллами топаза или берилла, причем минералы эти очень редко встречаются совместно. В классических микроклиновых пегматитах осевая часть занята кварцевым ядром, а в рассматриваемых вместо него обычно обнаруживается друзовая полость, во многих случаях в той или иной мере заполненная вязкой, жирной глинистой массой, быстро твердеющей на воздухе. Именно в этом и заключается главная специфическая особенность рассматриваемых пегматитов.

Еще одной их особенностью, выявившейся в последние годы при проведении работ по прослеживанию известных жил по простиранию и на глубину, является теснейшая связь их с лейкократовыми гранитами жильной фации. Уже вполне однозначно выяснено, что все без исключения пегматиты с друзовыми полостями в районе располагаются либо на выклинивании даек лейкократовых гранитов (например, жилы участков копей Тысячица или Мельница), либо внутри тел этих гранитов, в особенности полого-залегающих (пегматиты копей Мокруша, Голодный лог и др.). Даже в тех случаях, когда пегматиты не имеют видимой связи с жильными гранитами, они все равно переходят в такие граниты на глубине 10–50 м.

Как уже было отмечено в предыдущем разделе, жильная фация лейкократовых гранитов в пределах Мурзинско-Адуйского мегантиклинория раз-

вита достаточно широко и тела таких гранитов обнаруживаются и внутри гранитных массивов, хотя, конечно, основная их часть локализуется в метаморфической толще экзоконтакта. Если они локализованы в массивах или в непосредственной близости к ним, в пределах нижней гнейсовой толщи, метаморфизованной до уровня верхов амфиболитовой фации, и не несут признаков мусковит-альбитового автометасоматоза (т.е. имеют биотит-плагиоклаз-микрклиновый состав), то пегматитов в телах гранитов не обнаруживается. При слабом развитии мусковит-альбитового автометасоматоза в массе гранитов обнаруживаются лишь единичные мелкие шпирь и линзочки пегматитов, чаще с мелкими ядрами кварца или, изредка с мелкими миаролами. Достаточно крупные жилы и шпирь пегматитов в телах гранитов или на их продолжении появляются локально и лишь в том случае, когда в гранитах хорошо проявлен упомянутый автометасоматоз. Восточная граница распространения тел слабо мусковитизированных жильных гранитов с мелкими пегматитами строго согласуется с изоградой появления ставролита в мезо- и меланократовых разностях гнейсов. Западнее этой изограды развитие пегматитов в массах гранитных тел (в виде шпиров, линз, трубообразных жил и т.д.) и на их выклиниваниях становится настолько существенным, что правильнее говорить о гранит-пегматитовых, а не о гранитных телах. Западный контур распространения таких гранит-пегматитовых тел, насыщенных пегматитами, с резко выраженным автометасоматозом (типичным представителем которых являются тела участков копей Мокруша и Голодный лог) примерно соответствует изограде появления кордиерита в меланократовых гнейсах. К западу от кордиеритовой изограды еще обнаруживаются отдельные даже довольно крупные жилы пегматитов на выклиниваниях даек мусковит-альбит-микрклиновых пегматитов, например жила копи Аквамариновой близ Сарапулки, но пока это, в сущности, единичные находки. Наконец, изограда появления граната в мезо- и меланократовых гнейсах и кристаллических сланцах приблизительно соответствует западной границе распространения типичных топазо-берилловых пегматитов в рассматриваемом районе. К западу от нее мусковит-альбит-микрклиновые жильные граниты еще встречаются, но в них обнаруживаются уже не пегматиты, а линзы и прожилки высокотемпературного кварца.

Следовательно, распространение пегматитов топазо-бериллового типа в западном крыле Мурзинско-Адуйского мегантиклинория достаточно жестко контролируется уровнем метаморфизма вмещающих толщ, т.е. здесь хорошо выражен принцип фациального соответствия, сформулированный в работе А.И. Гинзбурга и др. [18].

Наконец, еще одна особенность рассматриваемого типа пегматитов заключается в том, что и они, и генерирующие их тела жильных гранитов, располагаются только в гнейсах или кристаллических сланцах. Если же они внедряются в серпентиниты или хотя бы частично контактируют с ними, то состав пегматита становится совершенно иным и топазо-берилловый тип сменяется контаминированным.

Контаминированные пегматиты. Согласно представлениям А.Е. Ферсмана, если пегматитообразующий расплав-раствор инъецирован в резко отличающиеся от него по составу породы (амфиболиты или, в особенности, серпентиниты), то он всегда в той или иной мере взаимодействует

с ними, что и ведет к его контаминации (загрязнению и соответственному изменению его состава).

Если вмещающими породами являются амфиболиты, меланократовые амфиболовые или биотит-амфиболовые метаморфические сланцы, такая контаминация оказывается сравнительно слабой. Она вызывает появление в пегматитах биотита — мечевидного в графических зонах и в виде пластинок в субграфике и даже в друзовых полостях. Одновременно с биотитом появляется и гранат, чаще всего на границе графической и блоковой зон.

Если же гранит-пегматитовые тела внедрены в серпентиниты, интенсивность контаминации резко возрастает. Даже жильные граниты при этом изменяются настолько, что их уже трудно называть лейкократовыми: в них появляется много биотита, граната и магнетита, а также специфические аксессуарные минералы, как турмалин, кордиерит и сфен. В полевошпатовой части гранитов ведущую роль приобретает плагиоклаз.

Еще более существенно меняется состав пегматитов. Прежде всего графические зоны пегматитов часто становятся олигоклаз-кварцевыми, причем в графике всегда появляются некоторые (иногда значительные) количества мечевидного биотита. На контакте графической и блоковой зон обычны пластинчатый биотит, гранат, шерл и в особенности кордиерит, светло-серые выделения которого достигают 10 см в поперечнике. Интересно, что ксеноморфные по отношению к ихтиоглиптам кварца и даже к олигоклазу субграфической зоны индивиды кордиерита обычно отчетливо идиоморфны к полевым шпатам блоковой зоны.

Блоковая зона сложена олигоклаз-альбитом или микроклином. Отмечены случаи, когда совместно наблюдаются оба полевых шпата, причем границы между ними оказываются четко индукционными, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации. В таких двуполевошпатовых блоковых зонах олигоклаз-альбит тяготеет к контакту с графическими зонами, а микроклин чаще выделяется преимущественно ближе к центру пегматита. Замечено, что если в экзоконтакте пегматита по серпентинитам развивается хорошо выраженная флогопитизация, то блоковая зона оказывается олигоклаз-альбитовой, а при слабой флогопитизации она остается микроклиновой.

Соответственно резко иной по сравнению с пегматитами топазо-бериллового типа оказывается и минерализация друзовых полостей. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что почти в каждой полости пегматитов контаминированного типа в тех или иных количествах присутствуют фиолетовые или жемчужно-серые литийсодержащие слюды (лепидолит, протолитийонит или циннвальдит). Как и в топазоносных пегматитах, они являются типоморфными минералами. Берилл и в особенности топаз крайне редки; ведущими самоцветными минералами друзовых полостей контаминированных пегматитов являются полихромные турмалины разнообразной, чаще всего малиновой и зеленой, окраски и голубоватый до серого или синего, нередко прозрачный кордиерит. В тех редких случаях, когда в них обнаруживается берилл, он обычно представлен воробьевитом, но иногда вместо него образуется родицит [71].

В целом можно говорить о том, что явления контаминации, не вызывая принципиальных изменений в структуре и зональности камерных пегмати-

тов, ведут к существенному изменению минерального состава как всех слагающих их зон, так и друзовых полостей.

Полевошпатовые пегматиты. Пегматиты этого типа, довольно широко распространенные в районе, изучены с поверхности достаточно подробно в связи со спорадической отработкой некоторых наиболее крупных из них (копи Большая и Малая Мыльница, Копалуха и др.) на керамическое сырье.

По характеру взаимоотношений с лейкократовыми гранитами жильной фазы их можно уверенно отнести к поздней серии. Но в то же время они существенно отличаются от рассмотренных выше, также относящихся к поздней серии топазо-берилловых и контаминированных пегматитов. В упомянутых типах в сечениях на уровне современного эрозионного среза практически повсеместно суммарный масштаб развития графических и апографических зон доминирует над масштабом развития зоны блокового микроклина. В противоположность этому на планах полевошпатовых пегматитов площадь, занимаемая зоной блокового микроклина, заметно (нередко даже в 2–3 раза) превышает площадь графической и апографической зон, представленных лишь узкой каймой вокруг аномальной по размерам блоковой зоны, сложенной крупными (до 1 м² на срезе) микроклиновыми индивидами (например, в жилах копи Мыльница.) Но в ходе отработки рассматриваемых пегматитов на керамическое сырье наметилась одна весьма существенная деталь.

Когда они вскрываются с поверхности канавами или задирами, результаты опробования их на керамическое сырье, как правило, оказываются положительными, нередко даже отвечающими самым жестким требованиям. Отработка первых метров, а иногда даже, как, например, на жиле Большая Мыльница, первых десятков метров дает высококачественное керамическое сырье. Но глубже положение начинает, причем довольно быстро, меняться: в массе микроклина, главным образом в швах между его индивидами, появляются сначала альбит, а затем кварц и слюды, что резко ухудшает качество получаемого сырья, и отработка пегматита прекращается. При наблюдениях в таких заброшенных карьерах можно видеть, что индивиды микроклина в блоковой зоне в той или иной мере отделяются друг от друга прожилками альбит-кварц-слюдяного состава, а иногда обнаруживаются и мелкие занорыши с кристаллами микроклина, альбита и — в единичных случаях — других минералов. Кроме того, с глубиной существенно возрастает и ширина графических и апографических зон. Очень эффектный пример в этом отношении дали результаты отработки до глубины около 30 м на микроклиновое керамическое сырье жилы Большая Мыльница в Алабашском пегматитовом поле. Здесь в ходе отработки карьером типично полевошпатовый (микроклиновый) пегматит с аномальным развитием блоковой зоны с глубиной сменился альбит-микроклиновым, причем в мелких занорышах наряду с микроклином и морионом появились вначале мелкие кристаллики альбита, которых постепенно становилось все больше. Затем стал отмечаться мусковит и единичные призмочки берилла. Но внезапно резко увеличился водопиток в карьере, вызвавший его затопление. Это позволяет полагать, что глубже в жиле располагается либо система из мелких занорышей, либо, возможно, даже крупная друзовая полость.

Отметим также, что пегматитовое тело копи Министерской, судя по ее краткому описанию и составу пегматитовой массы в отвалах, с поверхности тоже было существенно полевошпатовым; основные друзовые полости с лепидолитом, полихромным турмалином, родицитом и кордиеритом, давшие уникальный коллекционный и ограночный материал, вскрылись в пегматите лишь на горизонтах около 5 м и глубже. Наконец, аномальное развитие блокового микроклина с поверхности отмечено в пегматите копи Семенинской А.Е. Ферсманом: "эта жила, идущая в плотном граните, почти чисто полевошпатовая" [92, с. 363]; но на глубине в ней появились графические зоны в зальбандах и мусковит-альбитовые в центре тела, в той его части, где была система занорышей с кристаллами кварца, альбита, берилла и почти прозрачного розового микроклина.

При анализе полевошпатовых пегматитов с генетических позиций существенное значение имеет предложенное Е. Камероном и др. [37] понятие "микроклиновая шляпа" в пегматитах. Оно базируется на многочисленных наблюдениях, сделанных этими исследователями на пегматитовых полях Северной Америки: в микроклиновых пегматитах с аномально развитыми блоковыми зонами на глубине вдруг появлялись альбитовые или слюдяно-альбитовые зоны с редкометальным оруденением и эти пегматиты становились объектом добычи редкометального сырья. В итоге Е. Камероном с соавторами сделан весьма обстоятельно аргументированный фактическим материалом вывод: аномальное развитие блоково-микроклиновых зон свидетельствует о том, что на уровне эрозионного среза вскрыта лишь апикальная часть пегматита, или "микроклиновая шляпа".

Аналогичное явление наблюдается и в полевошпатовых пегматитах рассматриваемого района — только здесь на глубине в них появляется не редкометальное, а самоцветное сырье, причем оно характерно как для топазо-берилловых (копи Большая и Малая Мыльница, Семенинская), так и для контаминированных (копь Министерская) пегматитов. Следовательно, можно говорить о существенно полевошпатовом составе пегматитов только в изучаемых срезах вскрывающих верхние части пегматитового тела. Но для выделения особого полевошпатового типа пегматитов в районе, как свидетельствует накопившийся фактический материал, нет оснований. Тем более невозможно генетически параллелизовать его с глубинными керамическими пегматитами, выделенными в особый тип А.И. Гинзбургом и Г.Г. Родионовым [16, 17].

Рубеллит-лепидолитовые пегматиты. В этот тип А.Е. Ферсман [92] выделил единственную пегматитовую жилу — Липовскую, расположенную вблизи пос. Липовка Режевского района, давшую после случайной находки развалов ее в пахотном слое в 1900 г. очень большое количество ограночных розовых и полихромных турмалинов, а также великолепный коллекционный материал, представленный различными разновидностями лепидолита и альбита в друзах с рубеллитом или полихромным турмалином, кварцем, воробьевитом, поллуцитом, флюоритом, топазом, апатитом и другими минералами.

Совершенно бессистемными работами горщиков в дореволюционное время эта жила, имеющая протяженность около 250 м при мощности до 1–1,5 м и залегающая среди серпентинитов, была практически нацело отработана почти до глубины 20 м, потому особенности строения ее на

уровне эрозионного среза остались невыясненными. По данным вскрытия ее шахтой на горизонте 25 м, жила отчетливо зональна. В краевых ее частях, в контакте с флогопитизированными и актинолитизированными серпентинитами, располагается неяснографическая кварц-олигоклазовая зона, участками с апографическими структурами, выделениями шерла и мусковита, мощностью 10–40 см, более мощная в лежащем боку. Ближе к центру, особенно со стороны висячего бока, располагается цепочка разрозненных блоков олигоклаз-альбита и микроклина размером от долей до 3–5 дм³, разделенных между собой интерстиционными выделениями альбитовой или мусковит-альбитовой тонкозернистой массы с единичными более крупными чешуями жемчужно-серого мусковита. Далее к центру располагается альбит-лепидолитовая зона с широко варьирующими соотношениями альбита и лепидолита, причем во внешней части зоны оба минерала образуют тонкозернистые массы, а ближе к оси жилы, в стенках друзовых полостей, размеры их индивидов быстро возрастают. Одновременно они в той или иной мере пространственно дифференцируются, так что стенки полостей и мелких занорьшей, располагающихся цепочкой в оси жилы и имеющих, как правило, щелевидную форму, слагаются то крупночешуйчатым, нередко скорлуповатым лепидолитом, то призматическим или, значительно чаще, радиально-лучистым альбитом. Кристаллы всех упомянутых минералов друзовых полостей в массе лепидолита или альбита имеют хорошо выраженные участки (конуса) прикрепления, а в глинистой гидросиликатной массе (гипергенной?), полностью или частично заполняющей полости, располагаются своими безукоризненно сформированными, чаще всего совершенно прозрачными головками.

В последние годы при расширении Липовского никелевого карьера в коре выветривания серпентинитов было вскрыто еще несколько пегматитовых жил с ювелирными полихромными турмалинами, которые, если рассматривать их в структурном плане, образуют с Липовской жилой единую группу. Но роль лепидолита в них крайне незначительна. Жилы эти в соответствии с их минералого-геохимическими особенностями необходимо относить к контаминированным.

Некоторые исследователи (например Г.Н. Вертушков, [11]) склонны относить к рубеллит-лепидолитовому типу также пегматиты копей Министерская и Мора, базируясь на факте совместного присутствия в них рубеллита и лепидолита. Но копь Министерская, как уже было отмечено нами выше, на уровне эрозионного среза была существенно полевошпатовой. Рубеллит и лепидолит в пегматитах этой копи появились около друзовой полости, и, по-существу, только на данном горизонте жилу Министерской копи можно так назвать, а остальная ее часть — как ниже, так и выше полости — имеет все характерные признаки пегматита контаминированного типа. Аналогичная ситуация наблюдается и в жиле из копи Мора — на горизонте 10–15 м были встречены в достаточном количестве рубеллит и лепидолит, а на других горизонтах их было очень мало; т.е. по любому иному горизонту мы вправе отнести этот пегматит к контаминированному, но не к рубеллит-лепидолитовому типу, отметив при этом (по аналогии с другими известными в районе пегматитами), что в нем не исключено присутствие лепидолита и рубеллита в друзовой полости.

Мы практически не знаем, был ли в жиле Липовской лепидолит на го-

ризонте выше 15 м; достоверно (по данным документации шахты) установлено его присутствие лишь на глубинах 20–35 м, а ниже он исчезает, и пегматит, подобно пегматитам жил копей Министерская и Мора, имеет особенности, характерные для пегматитов контаминированного типа.

Именно поэтому есть достаточно веские основания говорить о существовании двух подтипов контаминированных пегматитов – турмалинового и турмалин-лепидолитового, аналогично тому, как топазо-берилловый тип пегматитов разделяется на два подтипа – топазоносный и бериллоносный. Но выделять особый тип рубеллит-лепидолитовых пегматитов, противопоставляя его контаминированному, представляется неправомерным.

Распространение пегматитов с друзовыми полостями

В настоящее время в пределах Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы выделяются пегматитовые поля, которые, в свою очередь, подразделяются на серии обособленных пегматитовых узлов (или групп). Приведем краткую их характеристику, причем номера узлов соответствуют номерам на геологической карте (см. рис. 1).

Самым северным в пределах полосы является Алабашское пегматитовое поле, располагающееся в долине р. Алабашки и по ее притокам. В нем выделяются следующие участки группы развития пегматитов.

1. Участок Тысячница. На восточном краю поля, примерно в 2 км к западу от контакта Мурзинского массива, в толще гнейсов с небольшими линзами мраморов располагается группа жил Тысячница. Она представлена несколькими крутопадающими гранит-пегматитовыми телами северо-северо-западного простирания, прослеженными на протяжении более 1,5 км. В южной их части, вскрывающейся руслом р. Алабашка, наблюдаются лейкократовые граниты с единичными мелкими шпиромыдами пегматитов. К северу роль пегматитов в составе даек резко усиливается, и в коях Хрустальница в дайках появляется много мелких пегматитовых обособлений с друзовыми полостями. В коях Хрустальница при отработке добывались в основном друзы кристаллов дымчатого кварца, врастающих в альбитовую мелкозернистую подложку. Северная часть этой группы пегматитов вскрывается серией копей Тысячница; эта серия копей – одна из наиболее продуктивных, дававшая обильное самоцветное (аквамарин, топаз) и коллекционное сырье. Интересно, что почти повсеместно в этих пегматитах отсутствует зона блокового микроклина, а стенки полостей сложены графическим агрегатом с наростшей на него "корочкой" толщиной 1–5 см, имеющей альбитовый состав, в которой и располагаются корнями приращения кристаллы мориона, берилла или топаза, а иногда и пластинки мусковита. Севернее этих копей по простиранию гранит-пегматитов пройдено несколько магистральных канав, но гранит-пегматитовые тела уже здесь не обнаружены. Однако далее, примерно в 3 км к северу, в задирке на просеке пегматиты обнаруживаются снова, и это дает основание полагать, что у данной группы пегматитов детально изучена и в той или иной мере отработана лишь южная часть, а северная, перекрывающаяся рыхлыми отложениями, остается пока еще неизученной.

2. Участок Крутореченский. В 300 м западнее копи Тысячница, отделенная от нее небольшим логом, располагается серия пегматитов Круторечен-

ская, вскрытая группой копей Ершовка, Крутореченская, Мысовка и Бутканица. Она во многом подобна Тысячнице, но гранит-пегматитовые тела здесь меньше по мощности и прослеживаются на расстояние не свыше 500–600 м. Характер минерализации в них тот же, но по количеству добытого сырья и его качеству эта свита в значительной мере уступает Тысячнице. По единичным наблюдениям Крутореченская серия пегматитов прослеживается далеко на север, и не исключено, что именно к ней относятся пегматиты, вскрытые в 7 км севернее участка в долине р. Сусанка. Однако это лишь предположение, требующее доказательств, так как водораздел рек Сусанки и Алабашки перекрыт рыхлыми отложениями.

3. Участок Старцевой ямы. Объединяет серию гранит-пегматитовых тел, вскрытых копиями Голодная, Поскотинная (где в небольших количествах добывались аквамарины), Междудорожница (с топазами), Казенница (с аквамаринами), Старцева яма (с соломенно-зеленоватыми бериллами) и Большая Тяжеловесница (с топазами). По единичным данным, полученным при небольших по объему работах в 1956–1963 гг., участок Старцевой ямы представляет собой серию гранит-пегматитовых тел северо-северо-западного простирания, соединенных между собой невыдержанными по падению и простиранию мелкими телами гранитов, причем пегматиты чаще всего приурочены к сопряжениям гранитных тел разных направлений. Интересно также, что в пегматитах этой свиты нередко обнаруживается блоковый микроклин над друзовыми полостями, что отличает их от пегматитов Тысячницы.

4. Участок Мокруша. Еще далее к западу, у заболоченного южного берега р. Алабашка, располагается знаменитый Мокрушинский участок с группами копей Большая и Малая Мокруша, Голодный лог и Малая Тяжеловесница. На протяжении более 150 лет этот участок является источником ограниченного (топаз, аквамарин, берилл) и разнообразного друзового коллекционного сырья, детально описанного А.Е. Ферсманом и имеющегося во многих ведущих минералогических музеях мира.

По данным более поздних поисково-разведочных работ, здесь имеет место система крупных пологозалегающих (плащеобразных) гранит-пегматитовых тел с весьма невыдержанными элементами залегания; эти тела соединены между собой серией крутопадающих, небольших по мощности даек северо-северо-западного простирания. Геологическое строение участка существенно осложнено серией крутопадающих тектонических нарушений северо-восточного направления, которыми пологозалегающие тела оказываются расчлененными на отдельные блоки. По данным о работах горщиков [92] и результатам более поздних поисково-разведочных работ выясняется, что свита гранит-пегматитов образована тремя плащеобразными телами, располагающимися друг над другом и имеющими общее северо-западное погружение. В верхнем теле доминирует лепидолит-топазовая минерализация, в среднем — альбит-берилловая, а для нижнего тела более характерны полости с альбитом и морионом. Таким образом, в целом по свите статистически намечается довольно четкая вертикальная зональность распределения минерализации.

5. Участок Мыльница. Наконец, самой западной в пределах Алабашского пегматитового поля является свита гранит-пегматитовых тел Мыльница, вновь имеющих достаточно четкое северо-северо-западное простирание

при сравнительно крутом восточном падении. Пегматиты этой свиты резко отличаются от всех прочих пегматитов Алабашского поля аномальным развитием зон блокового микроклина, и именно поэтому они отработывались на керамическое сырье (жила Большая Мельница). Это характерные представители жил, выделявшихся А.Е. Ферсманом в полевошпатовый тип; но, как уже отмечалось выше, на глубине роль блокового микроклина в них резко снижается, и они становятся типично альбит-микроклиновыми, с мусковитом, альбитом и слабой берилловой самоцветной минерализацией в друзовых полостях.

А.Е. Ферсман впервые высказал мнение о том, что Алабашское пегматитовое поле не может рассматриваться в качестве северного окончания Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы. Сделанные позднее при поисковых и съемочных работах находки пегматитов к северу от него, в особенности в долине р. Сусанка, однозначно подтвердили это предположение. По данным геологического картирования района, можно достаточно уверенно полагать, что эта полоса, возможно, прослеживается по крайней мере на 15–20 км к северу от Алабашского поля до северного периклинального замыкания Мурзинского массива биотит-плагиоклаз-микроклиновых гранитов.

В пределах Мурзинского пегматитового поля, прослеживающегося вдоль долины р. Нейва на расстояние около 4 км, также выделяется ряд обособленных групп (узлов) гранит-пегматитовых тел.

6. Участок Берилловый. Самым восточным в пределах поля является участок Берилловый на северном берегу р. Нейва у западного края с. Мурзинка, в котором объединяются жилы копи Краюшкина и группа копей Берилловых. Пегматиты этой свиты типичные микроклиновые с убогой берилловой минерализацией, причем простираение их меняется от северо-северо-западного у гранит-пегматитовых жил с друзовыми полостями до северо-восточного, более характерного для пегматитов древней серии. Повидимому, к интересующей нас поздней серии пегматитов здесь можно отнести с достаточной уверенностью только жилу в копи Первой Берилловой, содержащую единичные мелкие миаролы с морионом и соломенно-желтым бериллом; остальные жилы, судя по многим признакам, в особенности по наличию у них хорошо выраженных кварцевых ядер, должны быть отнесены к древней серии.

7. Участок Нейвинский. Западнее с. Мурзинка, на северном берегу р. Нейва, в север-северо-западном направлении вдоль долин впадающих в нее ручьев прослеживается еще одна – нейвинская – группа мелких пегматитовых и гранит-пегматитовых жил (копи Артемьева, Потапова, Данилова, Ванькинина, Овчинникова, Степанова, Прибрежная, Матка), залегающих в серпентинитах и имеющих типичные признаки контаминированных (плагиоклаз-микроклиновых). Из друзовых полостей в пегматитах упомянутых копей было извлечено большое количество разнообразного коллекционного материала. Особенно интересными были друзы иризирующего альбит-олигоклаза с кристаллами кордиерита или сине-зеленого турмалина и, реже (в копи Овчинникова), аквамарина. В копи Матка турмалин сопровождался лепидолитом; в других жилах лепидолита не отмечалось.

8. Участок Буженинов бор. К югу от р. Нейва, на продолжении нейвинской группы, располагается около 10 пегматитовых жил контами-

нированного типа, известных под названием "пегматиты Буженинова бора" и также залегающих в серпентинитах. Как и пегматиты Нейвинского участка, они временами обрабатывались на друзовое коллекционное сырье и на иризирующий полевой шпат (лунный камень).

9. Участок Егоровы ямы. Западнее Буженинова бора копиями Егоровы ямы вскрыто одиночное гранит-пегматитовое тело с невыдержанными элементами залегания, подобное плащеобразным телам Мокруши, но меньшей мощности. В мелких друзовых полостях из пегматитов этого тела были находки кристаллов топаза и берилла. Детально оно не изучалось.

10. Участок Сергин мысок. В 1 км к северо-западу от Егоровых ям расположена группа копей Сергин мысок с пегматитовой жилой мощностью до 7 м, с аномально развитой зоной блокового микроклина в верхней части и с серией друзовых полостей с ювелирным бериллом на глубине около 15 м. По характеру внутреннего строения и минерализации эту пегматитовую жилу можно рассматривать как аналог жил участка Мельница (№ 5).

11. Участок Кордиеритовый. В 1,5 км на юг-юго-запад от Сергина мыска старыми копиями, носящими название Кордиеритовых, вскрыты две пегматитовые жилы плагиоклаз-микроклинового состава, также с аномально развитой полевошпатовой зоной и обильным крупнокристаллическим кордиеритом по ее периферии, на контакте с графической зоной. Кордиерит и даже полевой шпат здесь нередко прозрачны. Довольно обычен черный турмалин в крупных, хорошо образованных кристаллах. По А.Е. Ферсману, эти жилы близки по минерализации и особенностям генезиса к турмалиноносным жилам Липовки и Шайтанки и нахождение в них цветного турмалина не исключено. Друзовые полости в рассматриваемых жилах остаются невскрытыми и, судя по положению "проводников" (кварцевых жилок, выходящих из пегматитов во вмещающие породы), полости должны быть на глубине 20–40 м. Поэтому данный участок несомненно заслуживает дальнейшего изучения.

Необходимо подчеркнуть, что заирками по обочинам дороги Мурзинка–Южаково в серпентинитах было вскрыто много мелких пегматитов с обильным кордиеритом. Поэтому можно уверенно говорить о том, что группы пегматитов Буженинова бора и Кордиеритового участка должны продолжаться к югу вплоть до Южаковского поля, а интервал между Мурзинским и Южаковским полями определяется лишь наличием чехла рыхлых отложений на водоразделе Нейвы и ее притока – Анбарки.

Как и два предыдущих, Южаковское пегматитовое поле тоже приурочено к достаточно глубоко врезанной долине Анбарки, вскрывающей палеозойские породы под рыхлыми отложениями.

12. Участок Богатое болото. Самой восточной в пределах Южаковского поля является свита пегматитов Богатого болота, пока, к сожалению, слабо изученная, но весьма интересная благодаря разнообразию встречающейся самоцветной минерализации. Жилы пегматитов и гранит-пегматитовые тела обнаруживаются как в гнейсовой толще (копи Береговые, Голубуха, Еремина, Богатое болото), так и в телах серпентинитов (копи Придорожная, Безымянная). В гнейсовой толще это типичные гранит-пегматитовые тела с топазом, бериллом (типа аквамарина) и цитрином, и в определенной мере их можно параллелизовать с аналогичными телами

Мокруши; жилы копи Придорожной типичны контаминированные, с турмалином и кордиеритом, а в копи Безымянной (точнее, в самой восточной из закопушек, известных под этим названием) в отвалах встречен даже лепидолит, а промывкой зафиксировано наличие мелкого топаза. В то же время на этом участке обращает на себя внимание отсутствие в отвалах копей сколько-нибудь существенного количества обломков блокового микроклина, что сближает пегматиты этого участка с пегматитами копи Тысячницы, где тоже почти не наблюдается блокового микроклина.

1.3. Площадь расположенного западнее Золотухинского участка объединяет копи Золотуха, Чернуха и Архипов ключ с жилами контаминированных пегматитов в серпентинитах и копи Зимник и Корнилова яма, где вскрываются гранит-пегматитовые тела с кристаллами аквамарина в друзовых полостях, залегающие в гнейсах. Интересно и необычна минерализация друзовых полостей в сравнительно пологозалегающем, плащеобразном гранит-пегматитовом теле копи Золотуха: здесь были обнаружены кристаллы малинового шерла, крупные листы лепидолита, нараставшего на массу андалузита, а также бериллы типа аквамарина и топазы. Это тело практически единственное в самоцветной полосе, где совместно в полостях присутствовали такие минералы-антагонисты, как турмалин и топаз. Турмалин-лепидолит-кордиеритовая минерализация отмечена и в полостях из копей Чернуха и Архипов ключ; причем пока остается неясным, являются ли пегматиты всех трех упомянутых копей самостоятельными телами, или это единое крупное плащеобразное гранит-пегматитовое тело, вскрытое частично несколькими копиями.

14. Непосредственно к западу от рассмотренной площади располагается участок копей Исаковская и Безымянная, вскрывающих гранит-пегматиты с аквамаринами среди гнейсов. Морфология пегматитов и особенности их друзовых полостей неясны; можно лишь отметить, что в отвалах копей много блоков микроклина.

15. Логухинский участок. В 2,5 км западнее Золотухинского участка, на юго-восточном берегу р. Анбарки, находятся копи Выступ, Аквамариновая и Логуха, вскрывающие расположенные в гнейсах гранит-пегматитовые тела с аквамариновой минерализацией в друзовых полостях и аномально развитыми зонами блокового микроклина.

16. Участок Сарапульской заимки. В 3,5 км южнее Логухинского участка находится группа старых копей (Аксенова, Маюровская, Заимка и ряд мелких), объединяемых под общим названием "копи Сарапульской заимки". В них спорадически добывались топазы и бериллы; специфической особенностью пегматитов этой группы является присутствие наложенной аметистовой минерализации. Судя по отдельным канавам, пройденным в 60-х годах, здесь есть и крутопадающие, и пологозалегающие (плащеобразные) гранит-пегматитовые тела.

17. Участок Министерский. На западном краю Южаковского пегматитового поля в теле серпентинитов располагается группа пегматитов, интенсивно отработанных еще в прошлом веке и известных под названием "пегматиты Министерских ям". В свое время они явились источником большого количества малинового турмалина и уникального коллекционного материала, в том числе друз с лепидолитом, рубеллитом и нарощими на последнем кристалликами родичита. А.Е. Ферсман [92] считает эту

свиту в значительной мере отработанной. Интересно, что здесь наряду с присутствием друзовых полостей на глубине отмечались и их развалы в рыхлых отложениях.

Между рассмотренным и расположенным южнее Л и п о в с к и м пегматитовым полем наблюдается почти 15-километровый разрыв; но он обусловлен лишь отсутствием обнаженности и наличием рыхлого покрова, перекрывающего сильно выветрелые породы палеозоя. Несомненно, пегматиты есть и на этой площади. Действительно сравнительно редкой сетью выработок, пройденных при съемочных работах, в этом интервале зафиксировано свыше двух десятков пегматитовых и гранит-пегматитовых тел. Пока они не изучены.

18. Участок Северо-Липовский. К северо-западу от пос. Липовка имеется много старых копей (Дальняя Редька, Неожиданная, Полевая, Полевошпатовая и др.), вскрывающих расположенные среди гнейсовой толщи гранит-пегматитовые тела, иногда с топазом и бериллом в мелких друзовых полостях. Их принято объединять в Северо-Липовский пегматитовый участок, хотя, возможно, здесь имеется несколько обособленных пегматитовых узлов.

19. Липовский участок среди прочих в самоцветной полосе — один из наиболее известных. Аномальная по размерам и характеру минерализации для данного района пегматитовая жила была обнаружена в 1900 г. случайно при распашке пашни по обильному развалу розового турмалина непосредственно в поддерновом слое. Сразу же выяснилось, что источником турмалина в этом развале является крупная крутопадающая жила пегматита северо-восточного простирания мощностью до 1,5 м и длиной более 150 м, залегающая среди выветрелых серпентинитов. Развал и пегматитовая жила отрабатывались горщиками вначале мелкими закопушками, а затем и шурфами глубиной до 20–22 м — до стабильного уровня грунтовых вод. Отработка более глубоких горизонтов жилы производилась в 50 — 60-х годах капитальной шахтой и в настоящее время уже завершена, причем установлено, что ниже горизонта 35–40 м самоцветная и сопутствующая ей лепидолитовая минерализация полностью исчезает. Долгое время эта жила, давшая огромное количество уникального самоцветного и коллекционного материала, считалась единственной, а на параллельно ей расположенные несколько юго-западнее и также залегающие в серпентинитах мелкие гранит-пегматитовые жилы и прожилки не обращалось внимания до тех пор, пока карьером по никеленосной коре выветривания серпентинитов эти жилы не вскрылись на глубине. Оказалось, что в пегматитовых жилках и обособлениях, расположенных в них, также имеются друзовые полости с розовым и полихромным турмалином, хотя и без (или почти без) лепидолита. По мере расширения карьера число находок друзовых полостей постепенно возрастает и вероятность обнаружения новых полостей с высококачественной самоцветной минерализацией, судя по геологической документации разведочных работ на никелевые руды, достаточно высока.

Ш а й т а н с к о е пегматитовое поле расположено примерно в 10 км юго-западнее Липовского, и опять можно лишь констатировать тот факт, что промежуток между этими полями остается практически неизученным в плане оценки его перспектив на камнесамоцветное и коллекционное

сырье, хотя этот интервал охватывает северное периклинальное замыкание Адуйского гранитного массива и Соколовский седловидный прогиб, т.е. структуры, весьма благоприятные для пегматитообразования [18]. В пределах Шайтанского поля выделяются три участка.

20. Октябрьский участок, расположенный непосредственно близ пос. Октябрьского, объединяет группы копей Шайтанская, Епишкина, Окулова и Казенные ямы. Вскрытые в них пегматиты по минерализации довольно разнотипны. Копь Шайтанская, располагавшаяся по литературным данным [92] непосредственно в пос. Шахтанка, ныне ликвидирована, никаких надежных сведений по ней нет. В копиях Епишкиных, по данным А.Е. Ферсмана, добывался асбестосодержащий кварц ("кошачий глаз") и иризирующий плагиоклаз; в копи Окуловой отрабатывался пегматит, содержащий многочисленные мелкие миаролы с морионом, бериллом, топазом или черным турмалином, отмечался также ломонит. Характер пегматитов копей Казенные ямы неясен: не исключено, что эти пегматиты контаминированного типа, так как в старых отвалах обнаруживаются куски кварц-плагиоклазовой графики и мелкие обломки иризирующего плагиоклаза.

21. На участке копей Мора развиты жилы контаминированных пегматитов в серпентинитах, весьма богатые самоцветной минерализацией. А.Е. Ферсман, посетивший эти копи в то время, когда еще был возможен их осмотр, характеризует их так: "... пегматитовая жила с каолинизированным полевым шпатом проходит в свите змеевиков и, таким образом, обогащение ее полихромными цветными турмалинами должно быть связано именно с процессами контактового характера. В сильно выветрелом пегматите и особенно в красочных продуктах его разрушения встречались большие кристаллы турмалина малинового, черного, зеленого и бурого, с красивым полихромным изменением по длинной оси. Изредка длина их достигала 5–8 см, но чаще турмалин образовывал лишь сеть мельчайших иголок. Их сопровождал листоватый и гребенчатый альбит, знаменитый короткостолбчатый розовый или бесцветный воробьевит, гранат, кордиерит и большие листы фиолетового лепидолита. Все эти минералы встречались здесь в красивых и крупных разностях..." [92, с. 353].

22. Режевской участок, на северном берегу р. Реж, несколько западнее ее слияния с р. Адуй, представлен несколькими пегматитовыми телами и гранито-гнейсами, вскрытыми в старых копиях. В них отмечались мелкие миаролы с морионом и полевыми шпатами на стенках; добывался также графический пегматит.

В составе Адуйского пегматитового поля выделяются участки Тошинский, Першинский и Семеновский.

23. Тошинский участок, расположенный около устья р. Тоши, охватывает несколько древних выработок, вскрывающих, судя по материалу в отвалах, существенно полевошпатовые мелкие жилы контаминированного типа среди серпентинитов. Их минералогия неясна.

24, 25. Эти два участка, Першинский и Семеновский, разделенные небольшой речкой, представляют собой части единой свиты пегматитов топазо-бериллового типа. Вначале здесь было лишь несколько копей – Першина яма, Семеновская и Мещерского, которыми вскрывались пегматиты с полостями, содержащими кристаллы голубовато-зеленого ювелирного аква-

марина. Ныне число выявленных здесь пегматитовых жил превысило 40. Все они почти однотипны и по внутреннему строению, особенностям друзовых полостей и минерализации в них практически идентичны пегматитам свит копей Тысячица и Крутореченская на Алабашском поле; отличие заключается лишь в том, что самоцветная минерализация здесь представлена только бериллом, а топаз ни разу не встречен. Так же как и на Алабашском поле, пегматиты по восточному краю Семенинского участка почти не имеют зоны блокового микроклина, тогда как в телах у западного ее края блоковый микроклин проявлен достаточно существенно; в этом же направлении усиливается роль мусковита в апографических зонах и полостях, а морион сменяется темно-дымчатым кварцем. На юге свита уходит под Таборское болото, поэтому не изучена.

Наконец, самое южное среди известных в пределах самоцветной полосы Ключевское пегматитовое поле является наименее изученным, хотя некоторые его жилы, в частности пегматиты копи Копалуха, частично обрабатывались на керамическое сырье. Пегматиты, входящие в состав этого поля, прослеживаются вдоль восточного берега р. Чернушки к северу от Ключевского торфяника по довольно многочисленным старым закопушкам горщиков, причем маршрутными пересечениями довольно четко выявляются две группы жил. Одна из них, западная, приурочена к меридиональной полосе серпентинитов и представлена типично полевошпатовыми пегматитами с аномальным развитием блокового микроклина и мелкоигльчатый турмалином в призальбандовых апографических зонах. Интересно, что в жиле Копалуха, где блоковая зона достигает мощности 3–4 м, микроклин полупрозрачен, а пертитизация в нем идет лишь вдоль мелких трещинок, а не во всей массе. В ряде жил в отвалах обнаруживаются куски иризирующего плаггиоклаза, типоморфного для контаминированных пегматитов. Вторая, восточная группа, типичным представителем которой является жила в копи Ближний Тошак, проходит в гнейсовой толще, и есть основания полагать, что пегматиты этой свиты — это пегматиты "чистой линии" по классификации А.Е. Ферсмана. Судя по материалу в отвалах, в этой копи было много мориона; при пересмотре отвалов был найден также обломок черного турмалина.

Геологическая обстановка позволяет полагать, что самоцветная полоса должна прослеживаться и далее на юг от тракта Реж–Свердловск по крайней мере на 25–30 км вдоль западного экзоконтакта Каменского массива; но, к сожалению, вся площадь, где возможно выявление пегматитов поздней серии, очень сильно заболочена и остается практически неизученной.

Подводя итоги всему изложенному, можно наметить следующие основные закономерности распределения пегматитов и полостей с самоцветной минерализацией в них в пределах западного экзоконтакта Мурзинско-Адуйской гранитной интрузии.

А. Несмотря на то что пегматиты с друзовыми полостями пространственно и генетически тесно связаны не с гранитами Мурзинского и Адуйского массивов, а с более поздними по отношению к ним лейкократовыми гранитами жильной фации, положение самоцветной полосы в районе полностью определяется зональностью контактового метаморфизма вокруг интрузии, так как на востоке эта полоса ограничена изоградой появления ставролита, а на западе — изоградой появления граната в биотитовых и биотит-амфибо-

ловых гнейсах и кристаллических сланцах. Это представляется одним из ярких примеров проявления принципа фациального соответствия пегматитообразования и метаморфизма [16—18].

Б. В направлении с востока на запад, т.е. по мере удаления от гранитных массивов, закономерно меняется соотношение объемов пегматитов и лейкократовых гранитов в гранит-пегматитовых телах. На востоке пегматиты образуют шпирь среди массы лейкократового гранита и мелкие жилки на выклиниваниях даек; для средней части самоцветной полосы типичны сложно построенные гранит-пегматитовые тела, частью дайкообразные, частью пологозалегающие, с большим количеством шпиров, линз и жил пегматитов различных размеров, а на западе в дайкообразных гранит-пегматитовых телах пегматиты доминируют над лейкократовыми гранитами. Далее к западу в дайках вместо пегматитов появляются кварцевые жилки среди мусковитизированного и альбитизированного лейкогранита.

В. Все топазо-берилловые (альбит-микрোকлиновые) пегматиты и гранит-пегматитовые тела локализованы в породах сланцево-гнейсовой толщи, тогда как все контаминированные (плагноклаз-микрোকлиновые) пегматиты располагаются в телах серпентинитов или вблизи них. Четкая приуроченность лепидолит-рубеллитовой минерализации только к контаминированным разностям пегматитов пока не имеет однозначного объяснения.

Г. В широтных сечениях вкрест полосы фиксируется отчетливая зональность пегматитового процесса. Она выражается в: а) постепенном усилении роли блоково-микрোকлиновых зон в объеме пегматитов; б) постепенным усилением роли слюд и альбита в друзовых полостях, а также сменой в полостях пегматитов "чистой линии" турмалиновой минерализации на берилловую, берилловой — на топазовую (с лепидолитом или без него), а топазовой — вновь на берилловую; в) постепенной сменой в друзовых полостях мориона дымчатый кварцем, а затем цитрином; г) снижении роли иризирующего плагоклаза и повышении количества кордиерита в контаминированных пегматитах.

Д. Намечается определенная зональность самоцветной полосы в меридиональном направлении. Так, около южного замыкания Мурзинского массива доминируют пегматиты с турмалином, на широте средней его части — бериллоносные пегматиты, и лишь у северного его выклинивания широко развиты пегматиты с топазовой минерализацией. Аналогичная зональность фиксируется и вдоль Адуйского массива: в Шайтанском поле многократно встречена топазовая минерализация, в Адуйском поле полостей с топазами уже нет и из самоцветов обнаруживается лишь берилл, а в Ключевском поле встречена лишь турмалиновая минерализация и полости с морионами. Эта закономерность двукратной смены в меридиональном направлении (с севера на юг) топазоносных пегматитов бериллоносными, а последних турмалиноносными пока необъяснима.

Е. Общепринятое ныне деление самоцветной полосы на отдельные поля не отражает действительной картины распределения пегматитов в ее пределах. Практически это лишь участки (отрезки самоцветной полосы), где поиски и обработка пегматитов были наиболее удобными для горщиков. Нельзя забывать и о том, что горщики тщательно скрывали свои находки в удаленных от населенных пунктов местах. Автор при маршрутном обследовании промежутков между полями находил очень много признаков

работ горщиков, не отмеченных в официальных документах, и в отвалах нередко обнаруживается пегматитовый материал. Есть основания полагать, что интервалы между полями не менее насыщены пегматитами, чем площади самих полей.

РАЙОН КОЧКАРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Геологическое строение

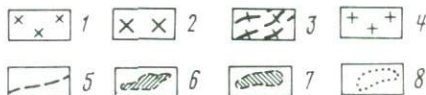
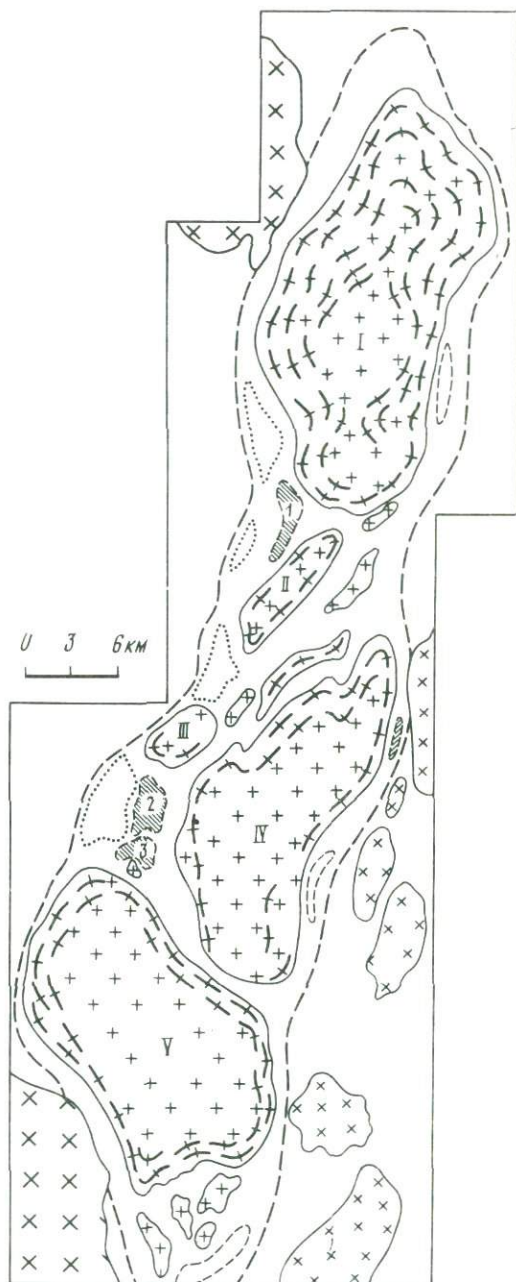
По геологическому строению Кочкарский мегантиклинорий имеет много общего с Мурзинско-Адуйским. Оба они являются звеньями единой региональной структуры — Восточно-Уральского поднятия, и точно так же в ядерной части локализован ряд массивов верхнепалеозойских биотит-плагиоклаз-микроклиновых гранитов: Варламовский, Демаринский, Еремкинский, Борисовский и Санарский, разделенные между собой сложнопостроенными седловидными прогибами (рис. 3). Последние, по геофизическим данным, представляют собой провесы кровли единой Кочкарской гранитной интрузии, которая, так же как и Мурзинско-Адуйская, относится к Главному поясу гранитных интрузий Урала [39].

Сходство районов усиливается еще и тем, что в экзо- и в эндоконтактовых зонах гранитных массивов обнаруживается очень большое количество даек и сложнопостроенных (местами плащеобразных) тел лейкократовых гранитов жильной фации, причем в непосредственной близости к контактам массивов они имеют биотит-плагиоклаз-микроклиновый состав, а по мере удаления от них становятся мусковит-альбит-микроклиновыми [42, 87 и др.]. Практически аналогичен и набор пегматитов, так как выделяется та же древняя серия пегматитов от мусковит-микроклиновых с гранатом до альбит-мусковит-микроклиновых с убогой акцессорной редкометальной минерализацией, сопряженная с формированием гранитных массивов, и поздняя серия, пегматиты которой тесно сопряжены с лейкократовыми гранитами и довольно часто (хотя и не всегда) содержат друзовые полости с разнообразной самоцветной минерализацией. Они тоже практически повсеместно либо располагаются внутри тел лейкократовых гранитов, либо приурочены к их выклиниваниям. Насыщенность тел лейкократовых гранитов пегматитами быстро возрастает по мере удаления от контактов гранитных массивов, но тоже до определенной границы, по достижении которой пегматиты сменяются кварцевыми жилами [87].

Крылья Кочкарского мегантиклинория слагаются породами варламовской свиты, условно относимой к нижнему палеозою и состоящей из двух толщ — нижней сланцево-гнейсовой и верхней амфиболито-сланцевой. В нижней толще выделяются три горизонта: а) гнейсовый, непосредственно окаймляющий гранитные массивы в куполовидных ядрах структуры и сложенный гнейсами, кварц-биотитовыми и кварц-амфибол-биотитовыми сланцами, нередко с силлиманитом (или кианитом на восточном крыле), ставролитом и гранатом; б) сланцевый, сложенный кварц-биотитовыми сланцами с гранатом, амфиболом, ставролитом, реже — с кордиеритом; в) карбонатно-сланцевый, сложенный кварц-биотитовыми сланцами с гранатом, графитом, кордиеритом, с линзами, прослоями и горизонтами мраморов, местами имеющими мощность до 200–250 м. От верхней толщи она

Р и с. 3. Схематическая геологическая карта Кочкарской гранитной интрузии; составлена автором с использованием материалов А.И. Батанина, В.Ф. Иванова, А.П. Ланецкого, И.В. Ленных, И.Д. Соболева, Е.П. Шулькина

1 — плагиограниты пластового пояса; 2 — плагиограниты, гранодиориты и граносениты западного пояса; 3 — гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы кочкарского комплекса; 4 — биотит-плагиоклаз-микроклиновые граниты кочкарского комплекса (массивы: I — Варламовский, II — Демаринский, III — Еремкинский, IV — Борисовский, V — Санарский); 5 — контур метаморфического ореола Кочкарской гранитной интрузии (по изограде распространения граната); 6 — поля развития гранитных пегматитов без друзовых полостей; 7 — поля развития гранит-пегматитовых тел с камерными пегматитами в них (1 — Михайловское, 2 — Светлинское, 3 — Северо-Санарское); 8 — кварцево-жильные поля



отделена маркирующим горизонтом кварц-биотитовых сланцев, резко обогащенных графитом. Верхняя толща складается кварц-биотит-амфиболовыми или кварц-биотитовыми сланцами с кордиеритом, гранатом, реже — с эпидотом или магнезиальным хлоритом; в ней обычны многочисленные согласные линзы или горизонты параамфиболитов, вероятно всего сформировавшиеся за счет метаморфизма вулканогенно-осадочных пород.

Метаморфизм этих толщ, по данным В.Б. Болтырова и др. [10], происходил в интервале температур от 660°C в гнейсах, обрамляющих гранитные массивы, до 500–510°C по периферии струк-

туры. По доломит-кальцитовым парагенезисам из карбонатно-сланцевого горизонта давление при метаморфизме оценено [85], в 2,1–2,6 кбар, причем можно полагать, что на флангах структуры оно было более низким. В.Б. Болтыров и др. [10] считают, что в пределах западного крыла структуры оно в любом случае не превышало 2,5–3 кбар. Но в восточном крыле, где отмечается появление кианита в кристаллических сланцах, оно, вероятно, было более высоким. В целом по результатам исследований метаморфизма в этом районе следует вывод о том, что здесь метаморфизм толщ, вмещающих гранитные массивы, понижается от верхов амфиболитовой фации (ставролит-силлиманит-амфиболовая субфация) непосредственно близ контактов массивов до эпидот-амфиболитовой фации на максимальном удалении от них. Практически повсеместно метаморфическая толща, слагающая крылья рассматриваемой структуры, отделена от сланцевой толщи обрамления, метаморфизованной на уровне зеленосланцевой фации, серией тектонических нарушений, сопровождавших воздымание структуры. Но серпентиниты в тектонических швах и их оперении здесь в отличие от Мурзинско-Адуйского района встречаются редко.

Пегматиты с друзовыми полостями и особенности их локализации

Несмотря на то что еще с конца прошлого века Кочкарский район приобрел всемирную известность как источник разнообразного самоцветного сырья, а в россыпях рек Каменка, Теплая и Санарка обнаруживались такие минералы типично пегматитового происхождения, как морион, полихромные турмалины, аквамарин, мангантанталит [102], пегматиты с друзовыми полостями остаются сравнительно слабо изученными по сравнению с пегматитами Мурзинки. В определенной мере это объяснимо тем, что в россыпях упомянутых рек обнаруживались такие уникальные самоцветы, как эвклаз, рубин, розовый и малиновый топаз, благородная шпинель, а также очень эффектные "волосатики" с рутилом и силлиманитом, и основное внимание уделялось именно этим видам самоцветного сырья, а аквамаринам, полихромным турмалинам и голубым топазам уделялось значительно меньшее внимание. И хотя отдельные находки друзовых полостей в пегматитах в районе пос. Михайловского и к северу от пос. Санарка были известны уже давно, но открытие кварцевых жил с хрусталем и ярко-розовыми топазами около прииска Андрее-Юльевского в середине прошлого века надолго отвлекло внимание горщиков и любителей камня, и долгое время на пегматиты не обращалось внимания. Интерес к поискам и изучению камерных пегматитов в районе появился, по-существу, лишь около 20 лет тому назад, после случайных находок крупных голубых топазов, аквамарин и полихромных турмалинов в друзовых полостях Светлинского пегматитового поля и расположенных вблизи них древних (третичных) логов. Поэтому пока можно дать лишь сугубо схематичную картину распределения (или возможного присутствия) камерных пегматитов в пределах Кочкарского мегантиклинория.

В экзоконтактных зонах Варламовского массива пегматитов с друзовыми полостями пока не найдено, хотя в базальных горизонтах третичных погребенных логов неоднократно фиксировались кристаллы мориона и

турмалина, а в районе пос. Чукса в рыхлых отложениях отмечен даже лепидолит. Лишь на юге, в экзоконтакте Демаринского сателлита этого массива, в начале века отрабатывались мелкие пегматитовые жилы, полости которых содержали кристаллы мориона и берилла. А.Е. Ферсман, посетивший этот участок в период, когда на нем еще велись работы, дает ему следующую характеристику: "Область пегматитовых жил лежит... в Михайловском бору, в 20 км по прямой линии от д. Борисовки к северу. Здесь, на правом берегу р. Кабанки, против д. Секретарки и Михайловского поселка, в сером граните проходят многочисленные жилы с трещиноватыми аквамаринами, горным хрусталем и белой или черной слюдой. Мощность жил до 75—100 см, причем кварц на глубине сменяется полевым шпатом. Мельников считает эти жилы весьма сходными с муззинскими, но значительно меньшей мощности" [92, с. 433]. В настоящее время это пегматитовое поле считается практически отработанным; во всяком случае, попытки поисков новых жил с друзовыми полостями не дают положительных результатов.

Далее к югу в провесе кровли интрузии, разделяющем Еремкинский, Борисовский и Санарский гранитные массивы, в западном экзоконтактовом ореоле Борисовского массива располагается Светлинское поле гранит-пегматитовых тел с друзовыми полостями. Интересно, что в метаморфической толще, вмещающей эти тела, широко развит ставролит, а далее к западу, где ставролит сменяется кордиеритом, пегматитовые жилы с друзовыми полостями отсутствуют, а вместо них появляются кварцевые жилы. В итоге в данном районе в отличие от района Мурзинско-Адуйской гранитной интрузии ставролитовая изограда уже не может рассматриваться как оконтуривающая распространение камерных пегматитов; то же можно сказать и о гранатовой изограде. Несколько южнее Светлинского поля располагается Северо-Санарский узел гранит-пегматитовых тел, как бы оконтуривающих мелкий сателлит гранитов в северном периклинальном замыкании Санарского массива. Он пока слабо изучен; весьма вероятно, что с разрушением образующих его тел связано появление в россыпях р. Санарка цветного турмалина, золотистого берилла и голубоватого топаза, находки которых были сделаны еще в начале столетия.

Далее к югу в западном крыле структуры, в экзоконтактовой зоне Санарского массива, камерных пегматитов пока не обнаружено, несмотря на то, что по этой площади недавно проведена детальная геологическая съемка. Перспективным в этом плане представляется лишь участок южного периклинального замыкания Санарского массива, где при съемочных работах отмечено большое количество тел лейкократовых гранитов жильной фации, иногда даже с пегматитовыми жилами и шлирами в них. Однако специализированных работ, направленных на поиски камерных пегматитов, здесь пока не велось.

В целом можно говорить о том, что в западном крыле Кочкарского мегантиклинория в отличие от Мурзинско-Адуйского не наблюдается непрерывного пояса развития камерных пегматитов; они представлены здесь лишь разрозненными узлами, локализованными в метаморфической толще с более высоким уровнем метаморфизма. Еще одним их отличием является присутствие камерных пегматитов в восточном крыле структуры, что подтверждается наблюдениями по восточной экзоконтактовой зоне Борисовского массива.

На северо-восточном краю этого массива автором при маршрутном обследовании была обнаружена древняя копь, в отвале которой отмечены глыбы пегматита и обломки кристаллов темно-дымчатого кварца. Тогда же нами совместно с В.А. Прохоровым после интенсивного весеннего водосброса из Борисовского пруда в намывшейся ниже водоспуска косе было найдено большое количество мелких кристаллов мориона. Но особенный интерес вызывает описанная А.Е. Арцруни [102] находка кристаллов прозрачного мангантанталита в отложениях р. Каменка. Дело в том, что на Светлинском пегматитовом поле этот минерал оказался очень редким аксессуаром, встречающимся в полостях лишь совместно с кристаллами воробьевита. А.Е. Ферсман [91] отметил его в Липовской жиле тоже в этом же парагенезисе. Прекрасная сохранность описанного А.Е. Арцруни кристалла свидетельствует о том, что этот кристалл мог быть принесен в россыпь р. Каменка из восточного, а не из западного экзоконтакта Борисовского массива. Аналогичное происхождение должны иметь и кристаллы цветного турмалина (совершенно неокатанные), спорадически находимые в этой россыпи.

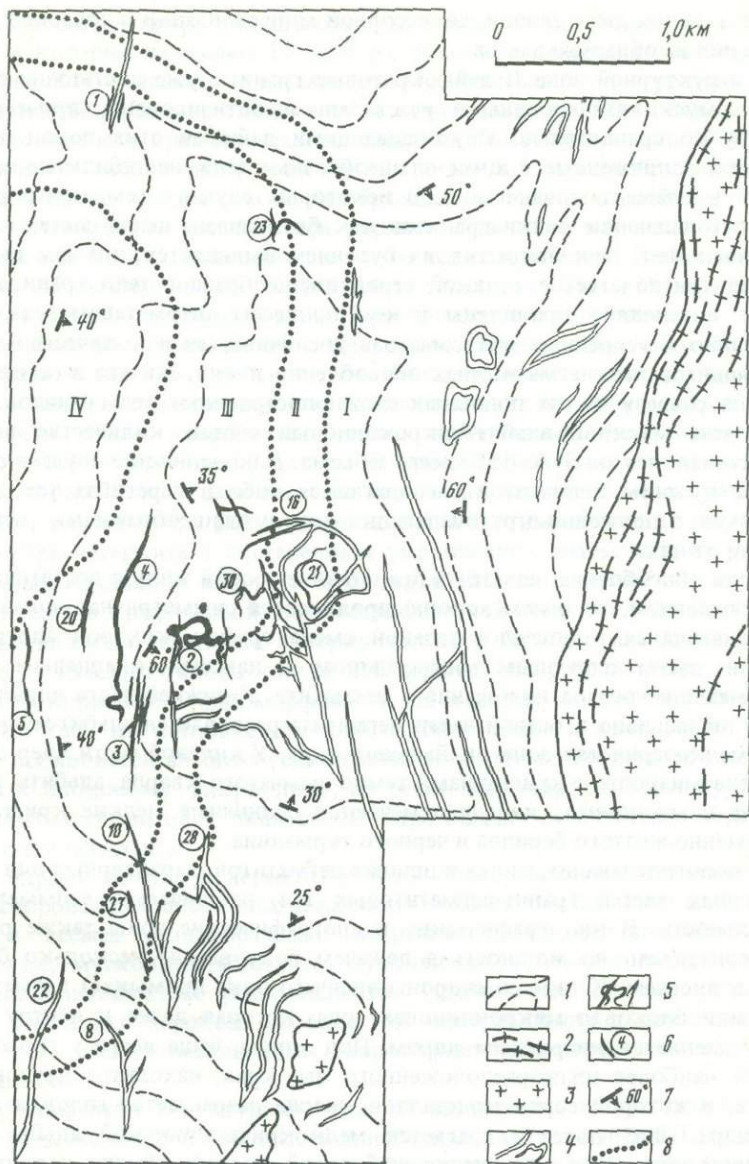
Таким образом, несмотря на достаточно высокую перспективность района Кочкарского мегантиклинория на камнесамоцветное сырье, получившего мировую известность еще с конца прошлого века, приходится признать, что из перспективных площадей развития камерных пегматитов в достаточной мере пока изучено лишь Светлинское поле гранит-пегматитовых тел. Поэтому ниже излагаются лишь результаты его изучения.

Светлинское пегматитовое поле

На геологической карте поля (рис. 4) видно, что тела лейкократовых гранитов жильной фации, с которыми пространственно и генетически тесно связаны пегматиты с друзовыми полостями, образуют два широтно ориентированных пучка. Анализ геофизических (главным образом, гравиметрических) данных по этому участку и прилегающим к нему площадям показал, что положение обоих пучков закономерно и определяется наличием субширотных хребтообразных перегибов контакта массива на глубине [87]. В итоге возникает отчетливая зональность поля в широтном направлении. Намечился ряд структурных зон пегматитового поля в направлении от Борисовского массива гранитов на запад.

В пределах его ближнего экзоконтакта граниты жильной фации представлены только биотит-плагиоклаз-микроклинной разновидностью. Их дайки почти нацело лишены пегматитов, и только в единичных случаях среди них, главным образом в сопряжениях их ветвей, удалось наблюдать мелкие шпиры существенно графических пегматитов с мечевидными лейстами биотита, ориентированными перпендикулярно контакту, и с небольшим количеством граната около мелких кварцевых ядер. Друзовых полостей в таких шпирях нет.

В структурной зоне I в лейкократовых гранитах местами отмечается слабое проявление альбит-мусковитового автометасоматоза, в особенности на выклиниваниях и резких перегибах даек. Пегматитов в них сравнительно немного, шпиры их обычно мелки, хотя и отчетливо зональны. В них обычен мусковит, изредка сопровождающийся иголочками черного тур-



Р и с. 4. Схематическая геологическая карта Светлинского и Северо-Санарского пегматитовых полей; составлена автором с использованием материалов Н.И. Дубенюк, А.П. Ланецкого и Р.М. Таланцевой

1 — метаморфическая толща (линиями показано направление простираения пород); 2 — гнейсо-граниты Борисовского массива; 3 — биотит-плаггиоклаз-микроклиновые граниты, участками порфиоровидные; 4 — тела гранитов жильной фации с единичными шширами пегматитов без друзовых полостей; 5 — гранит-пегматитовые тела с камерными пегматитами в них; 6 — номера гранит-пегматитовых тел; 7 — элементы залегания пород; 8 — границы зон пегматитовых полей (зоны: I — гранитных тел жильной фации, II — гранитных тел с единичными пегматитовыми обособлениями и слабым мусковит-альбитовым аутометасоматозом; III — гранит-пегматитовых тел, насыщенных пегматитами с друзовыми полостями, IV — высокотемпературных кварцевых жил)

малина. Иной, даже слабой, аксессуарной минерализации и друзовых полостей в них не обнаруживается.

В структурной зоне II лейкократовые граниты уже достаточно существенно мусковитизированы и участками альбитизированы, причем здесь наряду со сравнительно крутопадающими дайками этих пород широко развиты сопряженные с ними плащеобразные тела, нестабильные по мощности и элементам залегания. В некоторых случаях (см. центр рис. 4) на крутопадающие дайки гранитов как бы нанизана целая система плащеобразных тел. При вскрытии их бурением выясняется, что чем выше по разрезу располагается в такой серии плащеобразное тело гранитов, тем более интенсивно проявлены в нем процессы автометасоматоза. Одновременно с усилением метасоматоза увеличивается и количество присутствующих в них пегматитовых обособлений и жил, так что в самых верхних по разрезу частях подобных сложнопостроенных тел гранитов, имеющих уже мусковит-альбит-микроклиновый состав, количество пегматитов составляет от 5 до 15% всего объема. В большинстве случаев обособления и жилы пегматитов располагаются либо в перегибах тел, либо в участках сопряжения крутопадающих даек с плащеобразными ответвлениями от них.

Если обособление пегматита представляет собой жилу с достаточно крутым падением, то в нем хорошо проявляется симметричная зональность, выражающаяся в последовательной смене графических зон апографическими, затем блоковым микроклином и, наконец, кварцевым ядром, занимающим осевое положение в пегматите. У нижней части ядра и далее вниз по падению в осевой части пегматита развивается альбит-мусковитовая мелкозернистая зона окаймления ядра. У килевой части ядер обычных мелкие миаролы с кристаллами темно-дымчатого кварца, альбита, микроклина и мусковита; иногда отмечаются единичные мелкие кристаллики соломенно-желтого берилла и черного турмалина.

В пологопадающих жилах и шпирях пегматитов, характерных для плащеобразных частей гранит-пегматитовых тел, наблюдается асимметричная зональность. В них графические и апографические зоны также развиты по контактам, но мощность в лежащем боку всегда несколько больше, чем в висячем. К ним со стороны висячего бока примыкает пегматитоидная или блоковая микроклиновая зона, которая далее к центру пегматита сменяется кварцевым ядром. Под ядром, чаще всего у гипсометрически наиболее низкорасположенного его края, находится друзовая полость, в которой серия кристаллов кварца разрастается головками вниз от ядра. Дно полости слагается мелкокристаллической альбит-мусковитовой или, реже микроклин-альбитовой массой, обычно довольно кавернозной. Как показали многочисленные наблюдения, такая подгнездовая зона является непременным элементом сопровождения друзовых полостей. Если вскрывать пегматит и далее вниз, то выясняется, что по крайней мере часть ее развивается путем замещения нижележащих апографической и графической зон пегматита. Как правило, полости в описываемой зоне поля, помимо дымчатого кварца, не содержат какой-либо иной самоцветной минерализации и лишь изредка в них обнаруживаются единичные кристаллики берилла.

В структурной зоне III пегматитового поля эрозионным срезом вскры-

ваются преимущественно плащеобразные гранит-пегматитовые тела, пегматиты в которых занимают 15–35% их объема, а лейкократовые грани- ты в них почти нацело представлены мусковит-альбит-микроклиновой разновидностью. Конечно, здесь есть и крутопадающие дайки таких гра- нитов, но они, как правило, маломощны, как бы редуцированы, и обыч- но содержат в осевой части лишь мелкие жилки пегматитов без полостей. Интересно также, что в серии плащеобразных тел гранитов наиболее насы- щенным пегматитами оказывается верхнее, известное как тело Второе, тогда как два других падающих под него тела значительно беднее пегма- титовыми обособлениями, и их правильнее параллелизовать с гранит-пегма- титовыми телами структурной зоны II, расположенной восточнее.

Рассмотренная общая схема зональности пегматитовых обособлений сохраняется и здесь, но добавляются дополнительные очень характерные детали. Прежде всего это широкое распространение в графических и апо- графических зонах кварц-мусковитовых метельчатых (или ельчатых) агрегатов. Такие агрегаты представляют собой своеобразные конуса, вер-шины которых всегда расположены строго на контакте мелкографиче- ской зоны с гранитом, а сами они по нормали к этому контакту разраста- ются внутрь пегматита с постепенным укрупнением слагающих их резко удлиненных индивидов кварца и мусковита. Иногда развитие их останав- ливается еще в графической или апографической зоне, но чаще ельчатые агрегаты достигают контакта апографической и блоково-микроклиновой зон, где от каждого такого конуса в блоковый микроклин разрастаются пачки безукоризненно идиоморфных к последнему пластин мусковита.

Кроме того, на контакте блокового микроклина и кварцевого ядра обычно проявляется альбит-мусковитовая зона, мусковит которой ксено- морфен к блоковому микроклину, но резко идиоморфен к кварцу ядра. Это альбит-мусковитовое окаймление ядра обычно смыкается с подгнез- довой зоной пегматита.

Под ядрами кварца в пегматитах тоже обнаруживаются друзовые по- лости, сопровождающиеся подгнездовыми зонами. Состав последних ока- зывается весьма разнообразным: встречаются микроклин-альбитовые, альбитовые, мусковит-альбитовые, мусковитовые, лепидолит-альбитовые или лепидолитовые их разновидности. Установлено, что минеральный состав этих зон и характер самоцветной минерализации в друзовых по- лостях тесно взаимосвязаны (этот вопрос будет рассмотрен нами несколь- ко позднее).

Для пегматитов структурной зоны III характерно присутствие акцес- сорной редкометальной минерализации (берилл, тантало-ниобаты), распола- гающейся: а) в апографических зонах вблизи контакта с блоковым микро- клином; б) в окаймлениях кварцевых ядер; в) в друзовых полостях и сопровождающих их подгнездовых зонах. Аналогичное закономерное положение имеет и топазовая и турмалиновая минерализация. Необходи- мо особо подчеркнуть, что состав второстепенных и акцессорных минера- лов резко меняется в зависимости от того, какое из указанных выше положений в пегматите они занимают.

Необходимо отметить также следующие эмпирически установленные закономерности.

1. Если в мусковит-альбитовой зоне пегматита, расположенной на гра-
3. Зак. 203

нице апографической и блоковой микроклиновой зон или в окаймлении кварцевого ядра, обнаруживается, например, турмалиновая или топазовая минерализация, то всегда те же минералы обнаруживаются и в друзовой полости (но, как правило, с более яркой окраской). Следовательно, о характере минерализации в полостях можно судить уже по внешним зонам пегматитов.

2. Размеры как самих друзовых полостей, так и кристаллов различных минералов в них в большинстве случаев пропорциональны размерам пегматитов, хотя из этого правила имеется ряд закономерных исключений (см. главу о друзовых полостях).

3. При изучении гранит-пегматитового тела Второго и ряда других плащеобразных гранит-пегматитовых тел из данной структурной зоны выяснилось, что пегматитовые шпилы и жилы с топазом в друзовых полостях располагаются чаще всего в непосредственной близости к височному боку тела, а с турмалином, наоборот, — в пегматитах, локализованных у лежащего бока.

В пределах западного края структурной зоны III вновь обнаруживаются только крутопадающие пегматиты, всегда расположенные на концах даек лейкократовых гранитов. Жилы пегматитов здесь имеют сравнительно крупные размеры, и соотношение гранит : пегматит в дайках на уровне современного эрозионного среза уже близко к 1:1, как в телах Первом, Третьем и Четвертом.

Особый интерес вызывает тело Четвертое, представляющее собой меридионально ориентированную дайку длиной около 800 м, крутопадающую на восток на севере, а к югу переходящую в плащеобразную залежь. Северное окончание дайки складается пегматитом, имеющим довольно много общего с полевошпатовыми пегматитами Мурзинки: здесь тоже слабо развиты графическая и апографическая зоны и доминирует зона блокового микроклина. Но южнее, в оси блоковой зоны, появляются сначала единичные и мелкие, затем все более многочисленные и крупные выделения кварца, которые как бы заполняют промежутки между индивидами микроклина и образуют прерывистое кварцевое ядро пегматита. Около него появляются вначале мусковит, а затем альбит; под отдельными блоками кварца появляются первые мелкие миаролы с кристалликами кварца, ориентированными, как обычно на Светлинском поле, головками вниз. Далее к югу в оси пегматита появляется выдержанная альбит-мусковитовая зона, как бы окаймляющая и объединяющая разрозненные кварцевые блоки, а под последними вскрываются мелкие друзовые полости, в которых наряду с кристаллами темно-дымчатого кварца "башенного" типа обнаруживаются мелкие одиночные кристаллики соломенно-желтого берилла. Далее в окаймлениях кварцевых ядер появляется небольшое количество разрозненных мелких выделений лепидолита, и одновременно в полостях берилл сменяется розоватым ростеритом. Количество лепидолита постепенно увеличивается, а в полостях под ядрами кварца ростерит сменяется полихромным турмалином. Еще далее к югу ядра кварца и полости исчезают и в оси тела отмечается сплошная альбит-мусковитовая масса, окаймляющаяся графической зоной. В зальбандах тела появляется гранит, который постепенно "вытесняет" пегматит. На южном плащеобразном окончании этого тела в куполовидных его пере-

гибах зафиксировано несколько крупных пегматитовых обособлений с крупными кварцевыми ядрами, но из-за перекрытия этой части тела третичными отложениями они остались неизученными.

В результате единичных буровых работ выяснено, что интервал пегматита с лепидолитом и сопутствующей ему наиболее интересной самоцветной минерализацией в полостях ныряет в плоскости тела на север под углом около 30° .

Совершенно иной характер имеют друзовые полости в гранит-пегматитовом теле Первом, расположенном в пределах северного пегматитового узла. Оно представляет собой крутопадающую, сравнительно короткую ветвящуюся дайку, пегматитовые жилы в которой локализованы на сопряжении ее ветвей. Документация по одной из друзовых полостей, вскрытой шурфом с рассечкой, показана на рис. 21 (см. гл. III). Как видим, друзовая полость располагается уже не под кварцевым ядром, что характерно для Светлинского поля, а в оси пегматита, а масса кварца как бы выжата в вышележащую трещину и образует секущую пегматит кварцевую жилу, которая заканчивается в полости "гребешком" из кристаллов мориона. Стенки полости образованы друзовидным агрегатом кварца, мориона, микроклина, мусковита и альбита. Полость заполнена глинисто-гидрослюдистой массой, вероятнее всего, гипергенной. Она практически идентична полостям в пегматитах Мурзинско-Адуйского района.

Наконец, в структурной зоне IV рассматриваемой площади развиты только жилы разнометаллического, участками полупрозрачного кварца с микроклином, альбитом, силлиманитом или мусковитом в зальбандах, быстро выклинивающиеся как по простиранию, так и на глубину и являющиеся, по всей вероятности, образованиями, связанными с процессами диафтореза метаморфической толщи. Пегматитов в этой зоне, даже мелких, не встречено.

Заканчивая обзор Светлинского пегматитового поля, отметим следующее. Казалось бы, широкое развитие в пегматитах этого поля мусковит-альбитовых, альбитовых и даже альбит-лепидолитовых зон должно вполне однозначно свидетельствовать о том, что здесь мы имеем дело со сложнотипным типом пегматитов, по классификации К.А. Власова [13], или с редкометальным альбит-микроклиновым по классификации Н.А. Солодова [79]. Однако, как выяснилось по данным достаточно представительного объема исследований, редкометальная минерализация во всех гранит-пегматитовых телах, даже в наиболее богатых минералами телах — Втором и Четвертом, имеет явно акцессорный характер и пегматиты с друзовыми полостями в этом районе, как и пегматиты самоцветной полосы Мурзинско-Адуйского района, в отношении редкометальной минерализации являются практически безрудными, поскольку валовые концентрации редких элементов в них, в особенности на массу гранит-пегматитовых тел в целом, оказываются почти на уровне кларковых. Подобная особенность характерна для многих полей камерных пегматитов, в том числе Вольни и Казахстана [18, 38]; по-видимому, это общая закономерность для пегматитовых процессов, развивающихся в малоглубинных условиях [16, 28].

РАЙОН СЫСЕРТСКО-ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

В пределах этого мегантиклинория, на восточном его крыле, известны два поля развития камерных пегматитов — Ильменогорское и Тайгинское.

Ильменогорское пегматитовое поле. Расположено в восточной части Ильменского государственного заповедника им. В.И. Ленина, в настоящее время детально изучается сотрудниками заповедника и, насколько известно автору, по нему готовится большая обобщающая работа [64]. В связи с этим автор не считает себя вправе затрагивать в этой книге вопросы внутреннего строения и особенностей генезиса камерных пегматитов Ильменогорского поля.

Тайгинское пегматитовое поле. Пегматитовое поле в районе Тайгинского графитового месторождения, близ г. Кыштым известно еще с 30-х годов и даже изучалось как возможный источник керамического сырья, но присутствие друзовых полостей в его пегматитовых и гранит-пегматитовых телах даже не предполагалось. Это были обычные безрудные гранитные пегматиты калиевого типа, приуроченные к определенному горизонту гнейсов тайгинской свиты (рис. 5), с хорошо развитыми зонами блокового микроклина и крупными кварцевыми ядрами, переходящие на глубине в лейкократовые аплитовидные граниты (по данным единичных подсечений буровыми скважинами). Несколькими автором обнаружено лишь тот факт, что по субширотной ориентировке они коррелируются с камерными пегматитами Ильмен. Правда, в отличие от последних в тайгинских пегматитах совершенно отсутствовали признаки метасоматоза около кварцевых ядер, обычные для камерных пегматитов вообще. К тому же при отработке верхних частей графитоносного горизонта месторождения, вдоль западного контакта которого и располагается свита пегматитов, было выяснено, что кварцевые ядра в них довольно быстро (на протяжении 7–10 м) выклиниваются на глубину.

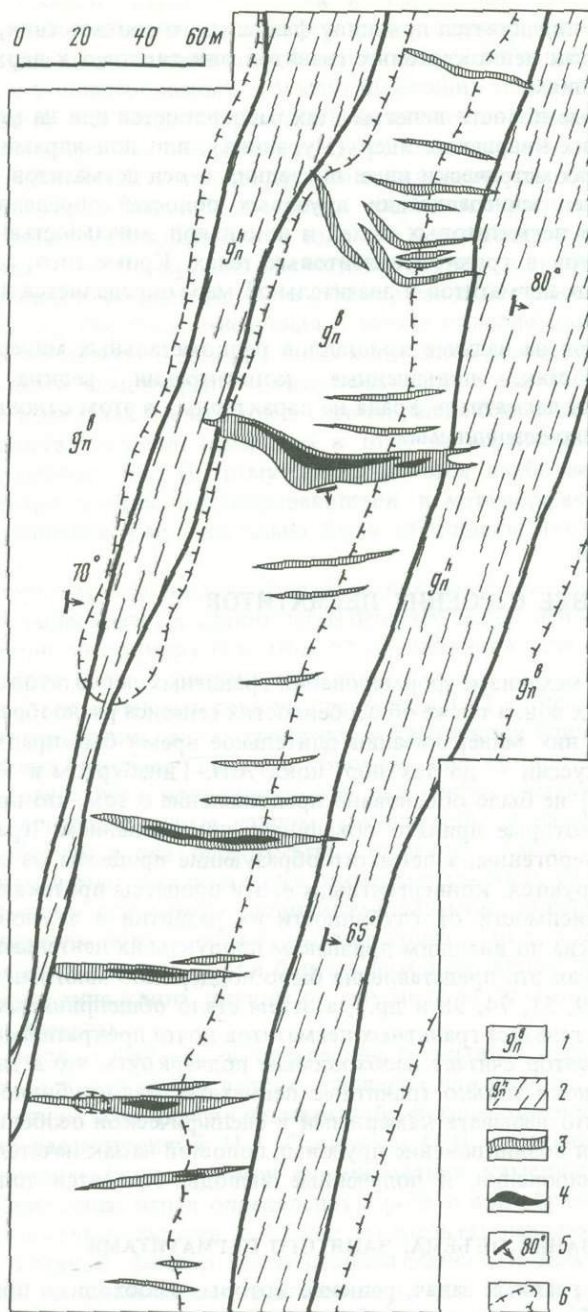
Поэтому тот факт, что существенно ниже ядер по падению в осевой части пегматитов обнаружались сложные системы миарол, оказался совершенно неожиданным, и еще большей неожиданностью была находка в этих миаролах соломенно-желтого берилла в кристаллах толщиной 0,1–1,2 см и длиной 0,7–0,9 см. К настоящему времени такие системы миарол обнаружены в четырех крупных жилах и уже почти полностью отработаны любителями камня.

Южное продолжение свиты перекрыто болотом и остается совершенно неизученным. Результаты опробования пегматитов на редкие металлы показали, что, кроме тех единичных кристалликов берилла, которые обнаруживаются в миаролах, каких-либо иных видов редкометальной минерализации эти пегматиты не содержат, а концентрации в них бериллия, ниобия, тантала всего лишь кларковые.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. В отличие от пегматитов Волыни и Казахстана, камерные пегматиты Урала локализованы не в эндоконтактах гранитных массивов, а в окружающих их метаморфических ореолах и генетически сопряжены не с гранитными массивами, а с более поздними лейкократовыми гранитами жильной фации, в телах которых они и располагаются.

2. Распределение пегматитов с друзовыми полостями в метаморфиче-



Р и с. 5. Схематическая геологическая карта Тайгинского пегматитового поля; составлена автором с использованием материалов И.Д. Грознецкого, А.Л. Зейгермахера, З.И. Кравцовой, И.А. Кузьмина

1 — гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые, участками лейкократовые; 2 — гнейсы графитовые; 3 — гранит-пегматитовые жилы; 4 — кварцевые ядра пегматитов; 5 — элементы залегания пород; 6 — контур карьера

ских толщах подчиняется принципу фациального соответствия, а непосредственно в телах лейкократовых гранитов они тяготеют к верхним частям и выклиниваниям.

3. Друзовые полости в пегматитах располагаются или на месте отсутствующих в них кварцевых ядер (Мурзинка), или под ядрами (Кочкарь), или даже гипсометрически ниже последних в оси пегматитов (Тайгинка).

4. Характер минерализации друзовых полостей определяется общей зональностью пегматитовых полей и локальной зональностью распределения пегматитов в гранит-пегматитовых телах. Кроме того, состав контактированных пегматитов в значительной мере определяется и вмещающими породами.

5. Несмотря на наличие кристаллов редкометалльных минералов в друзовых полостях, повышенные концентрации редких элементов для камерных пегматитов Урала не характерны; в этом отношении они являются типично безрудными.

Г Л А В А II

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ

Вопрос о механизме формирования гранитных пегматитов и отдельных слагающих их зон, а также об особенностях генезиса разнообразной присутствующей в них минерализации длительное время был предметом оживленной дискуссии — до тех пор, пока А.И. Гинзбургом и Г.Г. Родионовым [16, 17] не было обосновано представление о том, что природные образования, которые принято объединять под названием "гранитные пегматиты", гетерогенны, а пегматитообразующие процессы, за счет которых они формируются, конвергентны, т.е. эти процессы протекают резко различно в зависимости от глубинности их развития в земной коре, хотя и дают близкие по внешним признакам продукты их деятельности. Именно после того, как это представление было поддержано многими исследователями [46, 49, 51, 74, 98 и др.], а затем стало общепринятым, дискуссия по проблеме генезиса гранитных пегматитов почти прекратилась.

Поэтому автор считает необходимым подчеркнуть, что в данной работе рассматриваются только гранитные пегматиты малоглубинного типа, которые принято называть камерными и специфической особенностью которых является возникновение друзовых полостей на заключительном периоде их формирования, и полученные выводы относятся только к ним.

ФОРМИРОВАНИЕ ОБЪЕМА, ЗАНЯТОГО ПЕГМАТИТАМИ

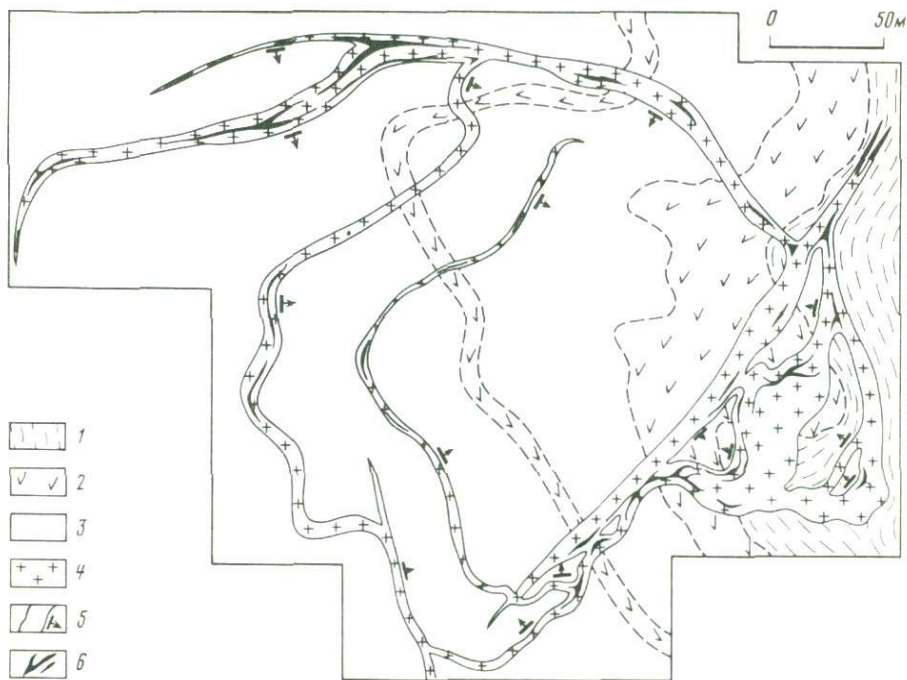
Одной из главных задач, решение которых необходимо при выяснении особенностей генезиса пегматитов, является изучение механизма возникновения занятого ими объема, поскольку для пегматитов разной глубинности он резко различен [49]. Поэтому остановимся несколько более подробно на особенностях взаимоотношений пегматитов и лейкократовых жильных гранитов.

Как уже отмечено выше, в системе из нескольких располагающихся друг над другом плащеобразных тел гранитов, верхнее тело оказывается наиболее насыщенным пегматитами, а самое нижнее их почти не содержит. Кроме того, и у плащеобразных, и у крутопадающих тел наиболее насыщены пегматитами оказываются участки выклинивания. Эти факты могут быть удовлетворительно объяснены и становятся закономерными только в случае предположения, что дифференциация вещества гранитов началась и шла уже в момент внедрения гранитного расплава в систему трещин в породах метаморфической толщи, а в какой-то мере, возможно, даже и раньше. Если бы процесс накопления летучих в гранитном расплаве и их миграции в апикальные части формирующихся гранитных тел происходил позднее, уже после внедрения и начала консолидации гранитного вещества, то пегматиты в том или ином количестве должны были бы возникнуть в любом плащеобразном гранитном теле, а такого контрастного различия в количествах пегматитов в сериях, расположенных друг над другом пологозалегающих тел, связанных к тому же вертикальными каналами, не наблюдалось бы. Поэтому представляется наиболее вероятным, что фронтальные порции инъецировавшихся в метаморфическую толщу гранитных расплавов уже изначально были обогащены летучими компонентами [31].

Очень интересны особенности распределения пегматитовых жил и обособлений в плащеобразных гранит-пегматитовых телах, наиболее богатых ими. Характерными примерами в этом плане являются тела Шестнадцатое (рис. 6) и Второе (рис. 7) Светлинского поля.

В участках, где мощность тела не превышает 1–2 м, пегматиты в нем, как и в крутопадающих дайках гранитов, локализируются близ осевой плоскости тела в виде цепочки шпиров и коротких жил. Но при большей мощности в его зальбандах появляются еще две цепочки пегматитов — так называемые призальбандовые группы, а количество и размеры пегматитовых обособлений в оси тела заметно снижаются. Такие призальбандовые пегматиты имеют максимальные размеры в участках изгибов контактов, причем если изгиб имеет куполовидный характер, то пегматиты располагаются висячем боку, а если корытообразный — то в лежащем боку тела. При мощности тела в 5–7 м и более в нем появляются также секущие жилы пегматита типа клина, идущие от зальбанда до зальбанда, но не выходящие за его пределы.

В целом анализ характера распределения пегматитов в гранит-пегматитовых телах дает достаточно веское основание для вывода, что контракционный механизм обособления пегматитообразующего расплава — раствора, обстоятельно рассмотренный М.А. Осиповым [53] и являвшийся, по его мнению, ведущим фактором при формировании камерных пегматитов Вольни и Казахстана, играл определенную роль и при образовании пегматитов с друзовыми полостями на Урале; но здесь его невозможно рассматривать как главный фактор пегматитообразования. В качестве "усадных раковин" в уральских пегматитовых полях можно рассматривать, и то с определенной долей сомнения, лишь шпировые обособления внутри гранит-пегматитовых тел и трубчатые жилы на сочленении их ветвей. Можно полагать, что контракционный механизм в определенной мере проявлялся и при формировании пегматитов на выклинивании даек гранитов, хотя в

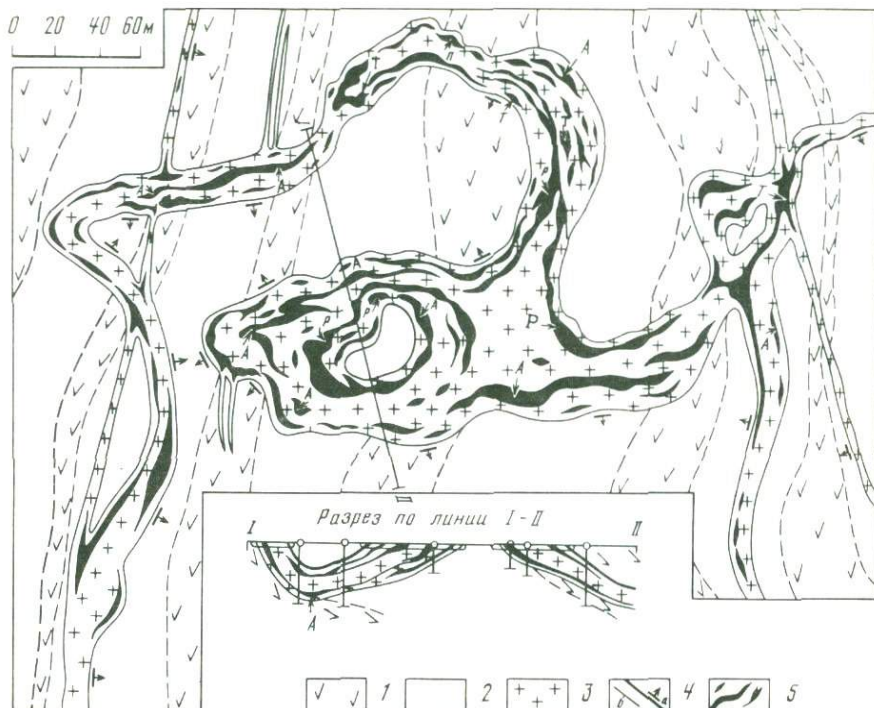


Р и с. 6. Геологическая карта гранит-пегматитовых тел № 16 и 21; составили А.С. Таланцев и Р.М. Таланцева

1 — сланцы кварц-биотитовые со ставролитом и гранатом; 2 — сланцы кварц-полевошпат-биотит-амфиболовые, участками со ставролитом; 3 — сланцы кварц-силлиманит-биотитовые; 4 — граниты жильной фации; 5 — контакты тел гранитов; 6 — пегматиты

данном случае решающее значение, несомненно, имело накопление летучих во фронтальных порциях внедряющегося гранитного расплава. Появление призальбандовых групп пегматитов невозможно объяснить иначе, как термическим сжатием не жильных гранитов, а вмещающей их толщи. Весьма вероятно и коррозия гранитного материала обособлявшимся пегматитообразующим расплавом—раствором. Таким образом, можно полагать, что при формировании объема, занятого пегматитами в гранит-пегматитовых телах, имели определенное значение многие факторы.

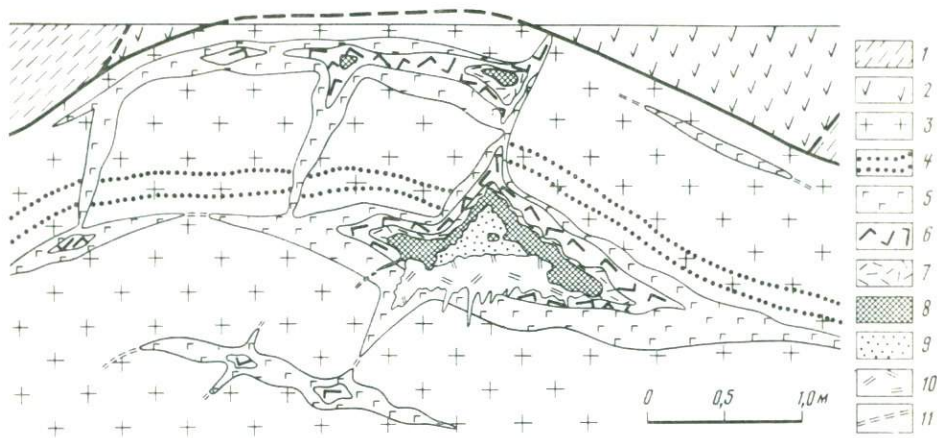
Особенно интересно то, что при низком уровне метаморфизма вмещающих толщ в лейкократовых гранитах Мурзинско-Адуйского района формируются не пегматиты, а мелкие кварцевые жилы с мусковитом, микроклином и альбитом в зальбандах, сопровождающиеся, как правило, интенсивным аутометасоматозом самих гранитов. Решающую роль в данном случае, несомненно, имела слишком низкая температура окружающей метаморфической толщи, вызвавшая слишком быструю кристаллизацию гранитов, так что пегматитообразующий расплав—раствор не успевал "вызреть" и обособиться; растворы, оставшиеся в поровых пространствах гранитной массы, стали взаимодействовать с нею, и пегматиты уже не смогли появиться.



Р и с. 7. Геологическая карта центральной части гранит-пегматитового тела Второго; составил А.С. Таланцев

1 — сланцы биотит-плагноклаз-амфиболовые, местами с гранатом; 2 — сланцы кварц-плагноклаз-биотитовые с гранатом и ставролитом; 3 — мусковит-альбит-микрочлиновые граниты жильной фации; 4 — контакты тела: *а* — висячий, *б* — лежащий; 5 — камерные пегматиты и места находок высококачественного самоцветного кристаллосырья в камерных пегматитах: *Т* — топаза, *А* — аквамарина, *Р* — ростерита, *П* — полихромного турмалина

Характерной особенностью рассматриваемых пегматитов, многократно наблюдавшейся при их вскрытии и отработке, является присутствие перемещенных или повернутых ксенолитов лейкократовых гранитов. Один из наиболее ярких примеров в этом плане, полученных при пробной отработке тела Второго на Светлинском поле, приведен на рис. 8. Здесь по смещению в лейкократовом граните двух полос, обогащенных гранатом, а также по особенностям морфологии и зональности пегматитовой жилы в ее сечении однозначно выявляется проседание двух крупных блоков гранита, отчленившихся от кровли, занятой пегматитом остаточной полости и опустившихся на ее дно. Из конфигурации графической зоны этой пегматитовой жилы видно, что проседание блоков предшествовало образованию зоны мелкозернистой графики, т.е. произошло в самом начале пегматитообразования. В этом и целом ряде других подобных примеров, во-первых, однозначно доказывается существование пегматитообразующего расплава — раствора как такового, а во-вторых, устанавливается меньшая его плотность по сравнению с плотностью гранитов, поскольку обломки последних всегда проседают, но не всплывают в нем.



Р и с. 8. Проседание блоков лейкократового гранита в пегматитолокализирующей трещинной системе (фрагмент зарисовки забоя карьера)

1 — сланцы кварц-биотитовые с гранатом и ставролитом; 2 — сланцы биотит-амфиболовые; 3 — лейкократовый жильный гранит мусковит-альбит-микроклиновый; 4 — полоски в лейкократовом граните, резко обогащенные гранатом; 5–10 — зоны пегматита: 5 — графическая, 6 — апографическая, 7 — блоково-микроклиновая, 8 — ранняя мусковит-олигоклазовая, 9 — кварцевое ядро, 10 — альбит-мусковитовый метасоматоз под кварцевым ядром; 11 — перекристаллизация в граните

ГРАФИЧЕСКИЕ И АПОГРАФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Обычно микрографические структуры, развивающиеся узкой полоской вдоль зальбанда, к центру жил постепенно укрупняются, сменяясь мелко-, а затем и среднезернистым "письменным гранитом", в котором серии субпараллельно ориентированных ихтиоглиптов темно-дымчатого кварца четко фиксируют сектора роста индивидов полевого шпата. Далее к центру пегматита одновременно с укрупнением кварцевых ихтиоглиптов начинает усложняться морфология последних, и классические графические структуры постепенно сменяются более сложными, которые принято называть апографическими или субграфическими. Дальнейшее их укрупнение ведет к появлению скелетно-графических или пегматоидных структур, иногда обнаруживающихся на контакте с блоково-микроклиновой зоной. В пегматитах контаминированного типа обычна кварц-олигоклазовая графика, хотя в графических зонах иногда наблюдается и совместное выделение ортоклаза и олигоклаза. Обычно же полевой шпат графических зон представлен ортоклазом.

По результатам восьми определений соотношение минералов в графических зонах варьирует в узких пределах 74,3–75,2 мас.% полевого шпата и 24,8–25,7 мас.% кварца; при пересчете этих данных получают молекулярные соотношения, очень близкие к 2:3, независимо от того, какая разновидность полевого шпата — ортоклаз или олигоклаз — образует графические сростания с кварцем. В апографических зонах содержание кварца нередко повышается до 27–29 мас.%, в особенности в случае присутствия в них мусковита.

Очень обстоятельная работа И.Т. Бакуменко [3], в которой детально

рассматривается проблема генезиса различных разновидностей кварц-полевошпатовых сростаний в пегматитах, избавляет от необходимости подробно останавливаться на этом вопросе. Отметим, что все те факты, которые в цитируемой работе использованы в качестве доказательства образования графических и даже некоторых субграфических структур в результате одновременной кристаллизации полевых шпатов и кварца из пегматитообразующего расплава—раствора, многократно наблюдались и в уральских камерных пегматитах; к тому же И.Т. Бакуменко при проведении исследований использовал некоторое количество каменного материала и из пегматитов Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы. К типично апографическим, т.е. сформировавшимся явно за счет перекристаллизации и сегрегации кварца и полевого шпата, им отнесены только отмечающиеся в виде бесконтурных прожилков в графических зонах псевдописьменные агрегаты, где кварц в виде выделений очень сложной конфигурации сконцентрирован в осевых частях прожилков.

Некоторые сомнения вызывает сделанный в его работе вывод, что скелетно-графические и пегматоидно-графические структуры, отмечающиеся на контакте с зоной блокового микроклина, также произошли за счет сегрегационно-метасоматического преобразования обычных графических структур. Базируясь главным образом на результатах исследований пегматитов Воляни, он постулативно полагает, что графические вросстки кварца в полевых шпатах, сформировавшиеся за счет первичной кристаллизации из пегматитообразующего расплава—раствора, повсеместно должны быть представлены высокотемпературной модификацией кварца, а те из них, для которых по ряду признаков (отсутствие сотовой трещиноватости, появление тригональных форм, наличие первичных газово-жидких включений с температурами гомогенизации ниже 400°C и т.д.) фиксируется образование при температуре ниже точки инверсии кварца, должны быть отнесены к образованиям метасоматического или сегрегационного типа. Но в уральских пегматитах даже в классической графике кварц нередко имеет четкие признаки образования ниже температуры инверсии, и поэтому для них данный вывод неприемлем. Точка зрения А.Е. Ферсмана [92] о том, что скелетно-графические и пегматоидно-графические структуры могут иметь два различных механизма формирования — путем сегрегационно-метасоматического преобразования графических структур или в результате некоторого снижения скорости роста индивидов кварца по отношению к индивидам полевых шпатов — представляется более убедительной.

Рассматривая графические и субграфические зоны пегматитов с друзовыми полостями на Урале, необходимо остановиться на обычно присутствующих в этих пегматитах ленточном (мечевидном) биотите и кварц-мусковитовых ельчатых агрегатах.

Ленточный биотит. Широко распространен в пегматитах Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы, особенно контаминированных, и изредка наблюдается в пегматитах Кочкарского района. Представляет собой длинные (иногда до 0,5 м) ленты толщиной 0,02–2,0 мм и шириной не более 2 см, располагающиеся в графических и апографических зонах. Чаще всего они ориентированы по нормали к контакту пегматита. Если ленту биотита удастся проследить по всей длине, у нее обнаруживается тонкое "острие",

утыкающееся в плоскость контакта пегматита, тогда как с противоположного конца она, постепенно расширяясь, оконтуривается двумя гранями гексагональной призмы; одна из осей L_2 этой призмы оказывается ориентированной вдоль ленты. Если по вариациям интенсивности окраски и скоплениям пылевидных выделений граната или магнетита удастся выявить зоны роста в ленте, всегда устанавливается, что ленты эти имели направленный рост в сторону центра пегматита. Края лент, как правило, имеют мелкие "зубчики". Такая "зубчатость" одними исследователями интерпретируется как признак метасоматического роста биотитовых лент, другими же вслед за Ферсманом — как доказательство индукционного характера взаимоотношений лент биотита с полевыми шпатами графических и апографических зон.

В связи с этим необходимо подчеркнуть существование следующего, как оказалось, широко распространенного явления. Если лента достаточно широка и стай ихтиоглиптов кварца ориентированы косо по отношению к ней, то зачастую видно, что она ограничивает развитие отдельных ихтиоглиптов, которые, утыкаясь в плоскость ленты, далее за нею уже не прослеживаются. Такое взаимоотношение минералов могло возникнуть только при росте индивидов биотита одновременно с кристаллизацией вещества графических зон, но не при биотитовом метасоматозе.

Отметим также, что ленточный биотит никогда не встречается совместно с рассматриваемыми ниже кварц-мусковитыми ельчатыми агрегатами.

Кварц-мусковитовые агрегаты слагаются множеством мелких ленточек мусковита и сильно вытянутых зерен кварца, то ориентированных параллельно, то расходящихся под углами $28-36^\circ$. В плоскостях излома, обычно ориентированных в направлении, близком к их оси, они имеют строение, напоминающее ветвящиеся морозные узоры или рисунок ветви ели, из-за чего обычно и называются ельчатыми. В объеме они представляют собой или конусы, направленные вершиной к зальбанду, а расширяющейся частью к центру пегматита, или серии таких конусов, слившихся вершинками и расходящиеся в сторону центра пегматита в виде своеобразной "метелки". Иногда серии конусов уплощены в виде веера, тогда при детальном их изучении выясняется, что они расположены между двумя крупными индивидами полевого шпата в графической зоне; нередко ельчатые агрегаты как бы протыкают ортоклазовые индивиды этой зоны. В итоге создается впечатление, что на их положение границы полевошпатовых индивидов вообще не оказывали никакого влияния и основным фактором, определявшим их развитие, было расположение по нормали к контакту пегматита, и если ось того или иного конуса слишком отклоняется от нормали, дальнейшее разрастание такого конуса прекращалось.

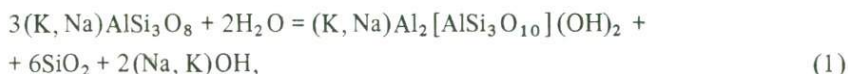
На границах индивидов мусковита и кварца в них очень резко проявляется индукционная скульптура, свидетельствующая об одновременном образовании этих минералов, причем рост пластинок мусковита, судя по рисункам зон роста в них, был, так же как и у ленточного биотита, направлен по одной из осей L_2 гексагональной призмы.

Очень любопытная особенность ельчатых агрегатов заключается в достаточно строго выраженном соответствии размеров кварцевых индивидов в них с размерами кварцевых ихтиоглиптов в окружающих графических и апографических зонах. Мелкозернистые у контакта пегматита, откуда на-

чинается их разрастание, они по мере перехода в средне-, а затем в крупнозернистую графику становятся все более и более крупнокристаллическими, а в блоковой зоне заканчиваются друзой довольно крупных (до 4–6 см в поперечнике и до 1 см толщиной) идиоморфных мусковитовых пластин, растущих в массу блокового микроклина.

Соотношение содержаний мусковита и кварца в них на всем протяжении от вершинки до широкой части конуса остается практически неизменным. По результатам 24 минералогических анализов, в них присутствует 60,9–61,6 мас.% кварца и 38,5–40,0 мас.% мусковита, при среднем значении 61,2 и 38,8% соответственно. Пересчет этих данных на молекулярные количества приводит к соотношению мусковит: кварц, близкому к 1:10,5. В связи с этим необходимо отметить следующее.

Как известно [70], возможны две принципиальные схемы равновесия между калиево-натриевыми полевыми шпатами и мусковитом. Если происходит гидролиз полевых шпатов, равновесие характеризуется уравнением



т.е. гидролиз сопровождается образованием в парагенезисе с мусковитом существенных количеств кварца и возрастанием щелочности минералообразующей среды. При избытке в минералообразующей среде ацидокомплексов алюминия уравнение равновесия этих минералов имеет вид



т.е. в данном случае кварц уже не образуется. Расчеты по этим уравнениям, выполненные с учетом присутствия кварца в графических зонах, показывают, что при равновесном образовании графических структур и ельчатых агрегатов в соответствии с уравнением (1) соотношение мусковита и кварца (в молекулярных количествах) должно быть 1:10,5, т.е. именно то, которое наблюдается по данным минералогических анализов.

В настоящее время ряд исследователей придерживается мнения о метасоматическом происхождении рассматриваемых агрегатов. В соответствии с этим нередко используется термин "кварц-мусковитовый замещающий комплекс" [51, 72, 74, 77 и др.]. В упомянутых работах рассматриваются подобные образования из слюдоносных пегматитов, где их формирование в результате метасоматоза с выносом избытка щелочей во вмещающие породы действительно весьма вероятно. Но для камерных пегматитов такое представление оказывается неприемлемым. При их изучении выявляются следующие факты, противоречащие представлению о метасоматическом характере развития кварц-мусковитовых агрегатов.

Во-первых, при детальном изучении взаимоотношений пластинок мусковита из периферических частей ельчатых агрегатов с ихтиоглиптами кварца в окружающих графических структурах выяснилось, что в одних случаях ихтиоглипты кварца ограничивают рост мусковитовой ленточки, в других, наоборот, ихтиоглипты сами утыкаются в такую ленточку и за ней уже не продолжают. Такие сложные взаимоотношения минералов могли возникнуть лишь при одновременной кристаллизации мусковита и кварцевых ихтиоглиптов. Во-вторых, декрипитационный анализ проб кварца из кварц-мусковитовых агрегатов и из ихтиоглиптов дает графиче-

ки декрипитации, одинаковые даже в деталях, что удовлетворительно объясняется только на основе предположения о близко-одновременной кристаллизации кварца ихтиоглиптов и ельчатых агрегатов. Если бы кварц-мусковитовые ельчатые агрегаты формировались путем метасоматоза по ранее образовавшимся зонам пегматита, то результаты декрипитационного анализа по ним были бы резко различными. Далее, если кварц в графической зоне представлен высокотемпературной разновидностью, то такой же кварц обнаруживается и в ельчатом агрегате. Смена светло-дымчатого кварца морионом в ихтиоглиптах сопровождается аналогичной сменной окраски кварца в составе ельчатых агрегатов. Наконец, термометрия по натриевости щелочных полевых шпатов графических зон, с одной стороны, и по натриевости мусковитов из ельчатых агрегатов — с другой, дает (см. гл. IV) практически одинаковые результаты.

Изложенные выше факты дают основания полагать, что образование ельчатых кварц-мусковитовых агрегатов было своеобразным буферующим процессом, регулировавшим соотношение $H^+/[K + Na]^+$ в пегматитообразующем расплаве—растворе при формировании графических и апографических зон рассматриваемых камерных пегматитов.

АЛЬБИТ-МУСКОВИТОВЫЕ ЗОНЫ НА ГРАНИЦЕ ГРАФИКИ И БЛОКОВОГО МИКРОКЛИНА

Закономерная смена графических структур блоковыми, фиксирующаяся в любом пегматите, от крупных жил до самых мелких шпиров отражает переломный момент в развитии пегматитового процесса, когда по каким-то тоже явно закономерным, но остающимся еще неясными причинам совместная кристаллизация полевых шпатов и кварца резко прекращается и начинается кристаллизация только полевого шпата. Если на границе графической части пегматита с блоковой зоной нет никаких осложняющих явлений, прекрасно видно, что в каждом полевошпатовом индивидуе кварцевые ихтиоглипты строго одновременно прекращают свое развитие, а рост блоков микроклина продолжается и далее (рис. 9, а). Изучение концов ихтиоглиптов в таких образцах показывает, что они всегда имеют скелетные хорошо оформленные головки.

Но значительно чаще графическая часть пегматита оказывается отделенной от блоковой зоны то узкой и прерывистой, то, наоборот, сплошной и достаточно широкой (до 20 см, изредка до 0,5 м), нестабильной по мощности полоской или зоной развития олигоклаз-альбита (чаще всего № 12–16) и мусковита; соотношение этих минералов широко варьирует даже в пределах единой пегматитовой жилы. При достаточной мощности обычно наблюдается разделение их на две подзоны: олигоклаз-альбитовую на границе с апографической зоной и существенно мусковитовую, примыкающую к блоковому микроклину.

В таких сложных зонах в апографике, начиная с некоторого определенного уровня роста индивидов, в ортоклазе появляется сперва незначительное, а затем все увеличивающееся количество мелких вростков олигоклаз-альбита. Эти вростки довольно быстро, на протяжении 1–3 см, целиком заменяют ортоклаз, так что в итоге индивиды ортоклаза оказываются как бы в чехле, состоящем из мелкозернистой олигоклаз-альби-

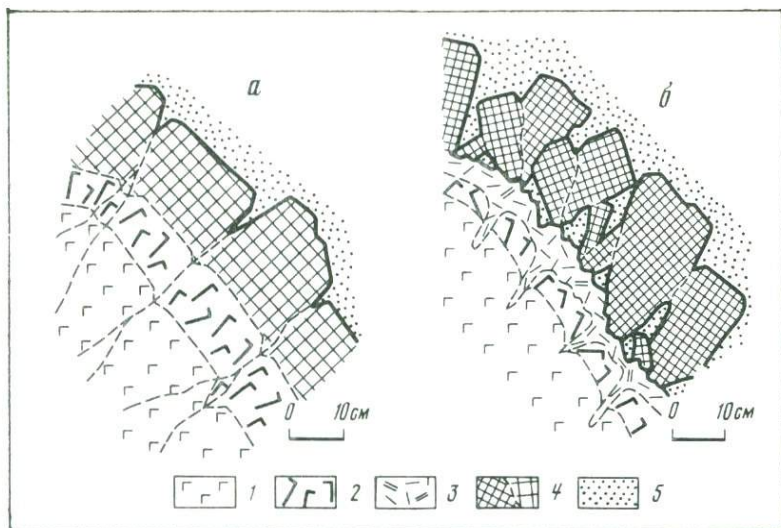


Рис. 9. Два типа формирования зоны блокового микроклина: *a* — после кварц-ортоклазовой апографитики, *b* — после кварц-мусковит-олигоклазовой зоны (зарисовки по телу № 21)

1 — графическая зона; 2 — апографическая кварц-ортоклазовая зона; 3 — кварц-мусковит-олигоклазовая зона; 4 — блоковый микроклин; 5 — кварцевое ядро

товой массы, причем последняя по стыкам индивидов распространяется довольно далеко в графические зоны. Параллельно с этим отмечается существенное усложнение морфологии ихтиоглиптов кварца, которые в олигоклаз-альбитовой массе приобретают вид футлярных или скелетных кристаллов. Отмывка ихтиоглиптов из верхних горизонтов структурной коры выветривания, где олигоклаз-альбит всегда превращен в глинистую массу, показала, что такие футлярные или скелетные кристаллы кварца имеют хорошо оформленную головку с неравным развитием большого и малого ромбоэдров и многочисленными отпечатками от зерен олигоклаз-альбита с четкой индукционной скульптурой.

Ближе к центру пегматита начинает проявляться мусковит, пластины которого нарастают на кварц-мусковитовые агрегаты или (если последние отсутствуют) вырастают своими неправильными (ксеноморфными по отношению к олигоклаз-альбиту) краями в мелкозернистую кварц-олигоклаз-альбитовую массу. По зональности роста, почти всегда хорошо выраженной, выясняется, что разрастание мусковитовых пластин всегда направлено к центру пегматита и что пластинки эти образованы секторами роста двух-трех, максимум четырех, граней гексагональной призмы. Индивиды мусковита, как правило, достаточно четко идиоморфны по отношению к микроклину блоковой зоны, в которую они всегда заходят своими краями. Это же отмечается и у индивидов олигоклаз-альбита, если они расположены на границе с блоковым микроклином и внедряются в него. Но особенно интересно следующее.

В этих зонах олигоклаз-альбит довольно часто сопровождается грана-

том или турмалином, реже — колумбитом и единичными кристаллами берилла. Из коры выветривания кристаллы этих минералов можно извлекать неповрежденными путем постепенного размыва полуразложившейся массы пегматита водой. При этом всегда выясняется, что один конец кристаллов представлен хорошо, иногда даже безукоризненно образованной головкой, а второй представляет собой конус приклепления. Головка кристалла всегда расположена в блоковом микроклине, а конец прикрепления — в апографике. В особенности эффектны в этом отношении кристаллы граната; они представляют собой своеобразные "кнопки", как бы воткнутые конусным острием в массу олигоклаз-альбита. Между прочим, гранат в отличие от других упомянутых выше минералов иногда обнаруживается на стыке апографической и блоковой зон даже без олигоклаз-альбитового сопровождения. Конусы его "кнопки" оказываются вросшими в массу апографической зоны, тогда как к блоковому микроклину обращены их безукоризненно кристаллографически оформленные "шляпки".

Наконец, необходимо подчеркнуть, что и олигоклаз-альбит, и мусковит, если они на контакте апографической и блоковой зон образуют цепочку разрозненных индивидов, врастают в блоковую зону хорошо сформированными краями индивидов, тогда как в апографической всегда расположены корневые части последних.

Подобные взаимоотношения совершенно необъяснимы с позиций представления о метасоматическом происхождении альбит-мусковитовых зон и сопутствующей этим зонам минерализации на контакте апографических и блоковых зон пегматитов, развиваемого В.Д. Никитиным и др. [57]. В камерных пегматитах, судя по упомянутым выше онтогенетическим особенностям минеральных индивидов, подобный метасоматоз представляется маловероятным. Результаты онтогенетических наблюдений значительно проще и легче объяснимы, если исходить из представления о последовательном формировании апографической, альбит-мусковитовой и блоково-микроклиновой зон в ходе развития пегматитового процесса. Дополнительным подтверждением справедливости такого представления являются данные термобарометрических исследований, изложенные в гл. IV.

Зоны блокового микроклина

При изучении зон, слагающихся крупными индивидами микроклина размером иногда до 1 м^3 , отмечаются два принципиально различных пути их развития.

Если блоковый микроклин располагается, как на рис. 9, *а*, непосредственно за графической или субграфической зоной, а зона альбит-мусковитового состава по контакту отсутствует, то продолжается дальнейшее разрастание полевошпатовых индивидов, начавшееся еще при формировании графических и апографических зон. Но если графическая часть пегматита отделена от блоковой части зоной развития олигоклаз-альбита, то формирование и кристаллизационный отбор индивидов микроклина в блоковой зоне начинается заново (см. рис. 9, *б*). Ранее эта закономерность уже отмечалась на примере редкометаллических пегматитов [37, 79]. При таком повторном зарождении между образующимися микроклиновыми

индивидами, ориентированными сначала довольно хаотично и подвергающимися затем кристаллизационному отбору, остаются интерстиционные промежутки, которые уже позднее заполняются массой кварца, резко ксеноморфного по отношению к микроклину. Возникающие при этом структуры иногда называют мелкоблоковыми (чем удачно подчеркивается их генетический параллелизм с блоковыми), однако значительно чаще используется термин "пегматоидные структуры". Но в отличие от более глубоких мусковитовых пегматитов применительно к камерным пегматитам этот термин оказывается недостаточно строгим, поскольку ряд исследователей распространяет его и на крупнозернистые неяснографические структуры субграфических кварц-ортоклазовых зон и даже делает попытку выделить особые пегматоидные зоны.

Однако такой подход вызывает далеко идущие следствия относительно особенностей развития пегматитового процесса. Если выделенные таким путем пегматоидные зоны имеют чисто кварц-полевошпатовый состав, то делается вывод о противоречивых взаимоотношениях в рассматриваемых зонах кварца и полевых шпатов и, как следствие, заключение о развитии таких зон метасоматическим путем. Но если интерстиционный кварц сопровождается альбитом и слюдами (а это бывает довольно часто) и сопровождающейся их аксессуарной минерализацией, то начинается путаница, ведущая к параллелизации альбита из окаймлений кварцевых ядер и альбит-олигоклаза из домикроклиновых мусковит-альбитовых зон. Поэтому несомненно необходимо выделять в камерных пегматитах мелкоблоковые структуры с интерстиционным кварцем (а иногда, как на копи Мыльница, даже с системой интерстиционных миарол!), и, что особенно важно — не путать такие мелкоблоковые структуры с грубозернистой субграфикой.

Выделение особых пегматоидных зон в рассматриваемом типе пегматитов нецелесообразно еще и потому, что в сторону осей пегматитов мелкоблоковые полевошпатовые массы с интерстиционным кварцем за счет кристаллизационного отбора нередко сменяются мономинеральным блоковым микроклином, причем переход между ними весьма постепенный, так что границу, где мелкоблоковая структура сменяется блоковой, строго провести невозможно. Это определяет целесообразность объединения мелкоблоковых и блоковых структур в единую зону блокового микроклина.

При таком подходе выявляется интересная закономерность, заключающаяся в следующем. Выше (см. главу I) уже отмечалось, что мономинеральные зоны блокового микроклина локализуются в апикальных частях пегматитовых жил, где ранние альбит-мусковитовые зоны либо слабо развиты, либо вообще отсутствуют. Поэтому при вскрытии пегматитов с аномально развитой блоковой зоной можно видеть, что с глубиной размеры образующих ее индивидов микроклина постепенно уменьшаются, между последними появляются вначале единичные и мелкие, а затем все более крупные и многочисленные промежутки, заполненные интерстиционным кварцем, и мелкоблоковая структура постепенно распространяется на всю массу зоны. В полевошпатовых пегматитах типа жилы Мыльница эти интерстиции остаются незаполненными, т.е. представляют собой миаролы. Еще одна закономерность в распределении рассматриваемых структур

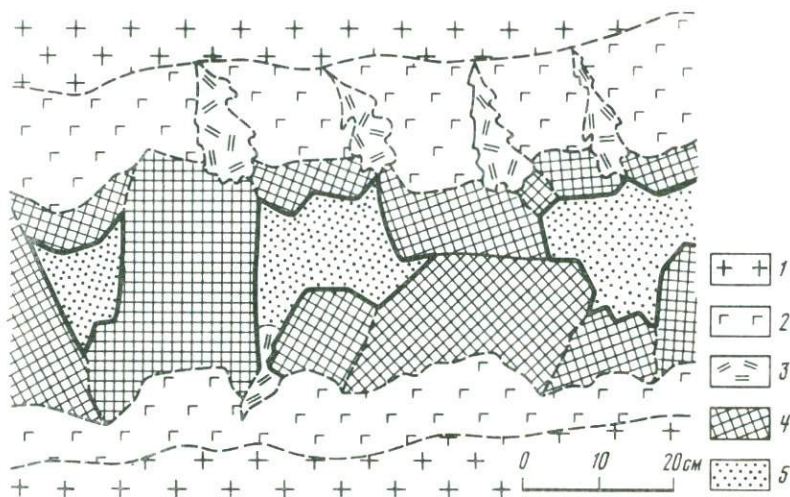


Рис. 10. Заполнение кварцевым ядром интерстиций между блоками микроклина (фрагмент зарисовки задирки по южной части тела Второго)

1 — лейкократовый гранит; 2 — графическая зона; 3 — кварц-мусковитовые ельчатые агрегаты; 4 — блоковый микроклин; 5 — кварц

по блоковым зонам заключается в том, что в пологопадающих пегматитах мономинеральный блоковый микроклин располагается над, а мелкоблоковый — под кварцевым ядром. В мелких же пегматитовых обособлениях мелкоблоковый микроклин часто занимает центральное положение; кварц не образует ядра как такового, а лишь заполняет промежутки между микроклиновыми индивидами (рис. 10).

Любопытно, что в камерных пегматитах Урала крупные индивиды микроклина в блоковых зонах иногда содержат цепочки кристалликов альбита (№ 5–7), выразительно обрисовывающие зоны роста в микроклин. Изредка отмечается даже неоднократное зарождение таких цепочек. Довольно часто зоны роста индивидов микроклина выделяются также по изменению окраски, которая варьирует от бежево-коричневой до розовато-коричневой. В некоторых пегматитах в ходе кристаллизации микроклина окраска заметно усиливается, а изредка (главным образом в пегматитах из района Адуйского массива) поверхностные части микроклиновых блоков оказываются даже полупрозрачными розовато-коричневыми. Судя по имеющемуся фактическому материалу, подобный полупрозрачный микроклин является довольно надежным признаком присутствия в пегматите полостей алабашского типа. Для пегматитов, в осевых частях которых присутствуют кварцевые ядра, а также друзовые полости кочкарского типа, полупрозрачный микроклин не характерен.

КВАРЦЕВЫЕ ЯДРА

В "сухих" интервалах пегматитов, где блоковый микроклин находится в непосредственном контакте с кварцевыми ядрами, массы кварца как бы заполняют центральную камеру, остаточную после формирования зоны блокового микроклина. При удачном раскалывании таких участков пегматита высвобождаются прекрасно сформированные микроклиновые кристаллы, порой даже с блестящими гранями. Достаточно частые наблюдения такого рода определили появление теперь уже практически общепринятого мнения, что кварцевые ядра образуются позднее зоны блокового микроклина и как бы заполняют остаточную полость.

Однако при изучении мелких кварцевых ядер из пегматитов, превращенных процессами выветривания в глинистую массу, всегда выясняется, что ядра кварца не являются строгими "отливками" по блоковому микроклину. На отмытых от глинистой массы поверхностях ядер, в особенности вблизи верхних выклиниваний, выявляются не только отпечатки микроклиновых кристаллов, но и достаточно четкие кварцевые конуса с индукционной скульптурой, являющиеся корнями индивидов, которые, разрастаясь, образуют ядро. Этот факт исключает возможность проведения строгой границы в ходе развития пегматитового процесса, которая разделяла бы периоды образования блоково-микроклиновых зон и кварцевых ядер, и свидетельствует о том, что, хотя и в незначительном интервале времени, эти периоды перекрывались.

Особенностью кварцевых ядер пегматитов из района Кочкарской гранитной интрузии является то, что на границах индивидов, их слагающих, часто образуется множество газово-жидких включений, первичных и вторичных. Поэтому такие ядра, извлеченные из выветрелых пегматитов, довольно легко расчленяются на отдельные индивиды. При этом всегда выясняется, что разрастание кварцевой массы, слагающей ядра, начинается в верхних частях остаточных камер и заполнение ею последних идет в направлении сверху вниз. Это подтверждается и тем фактом, что в указанном направлении происходит закономерная смена темно-серого наиболее раннего кварца на светло-серый и далее на поздний опалесцирующий полупрозрачный, от которого в друзовых полостях кочкарского типа головки вниз разрастаются кристаллы кварца. Необходимо подчеркнуть, что такое же направление формирования кварцевых ядер — сначала по нормали к стенкам остаточных камер, а затем вниз по падению — фиксируется и у пегматитов без друзовых полостей, например в пегматитах Талицкого поля на Среднем Урале [27], в гранитных пегматитах Ильменогорского поля и ряде других; и, по всей вероятности, оно наиболее типично для кварцевых ядер вообще.

ЗОНЫ ОКАЙМЛЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЯДЕР

Кварцевые ядра гранитных пегматитов практически всегда сопровождаются альбит-слюдяными зонами. Эти зоны или расположены локально около нижних частей кварцевых ядер и ниже их выклиниваний в осях пегматитовых жил, или облекают ядра полностью, причем и в этом случае интенсивность их развития всегда усиливается около нижних выклиниваний ядер. В итоге многочисленных наблюдений создается устойчивое

впечатление, что кварцевые ядра и зоны их окаймления очень тесно генетически взаимосвязаны.

Характерной чертой окаймлений кварцевых ядер является зональное распределение главных минералов и их разновидностей. Если в них присутствуют и альбит, и слюды, то альбит всегда концентрируется у границ с блоковым микроклином, в то время как слюды тяготеют к зальбандам кварцевых ядер. При чисто альбитовом составе зон окаймления по границе с блоковой зоной развивается мелкозернистый альбит, обычно называемый сахаровидным, а в направлении к контакту с ядром он сменяется пластинчатым, а иногда и крупнопластинчатым клевеландитом. Не менее резко проявляется зональность и при слюдном составе рассматриваемых зон. К блоковому микроклину тяготеют мелкочешуйчатые массы мусковита, содержащего незначительные количества редких щелочей и почти всегда сопровождающегося хотя бы незначительными количествами сахаровидного альбита. По направлению к кварцевому ядру мусковит всегда постепенно становится более крупнопластинчатым, в нем увеличивается концентрация Li, Rb, Cs, а непосредственно в контакте с ядром появляется крупнопластинчатый мусковит или изредка даже лепидолит.

У пологозалегающих кварцевых ядер практически всегда наблюдается вертикальная дифференциация минералов в зонах окаймления. В висячих боках ядер довольно часто концентрируется мусковит обычно в виде серии крупных пластин, глубоко врастающих в массу кварца (рис. 11), значительно реже вместо него или наряду с ним отмечаются "снопы" крупнопластинчатого клевеландита. Под ядрами и слюды, и альбит развиваются преимущественно в виде сравнительно мелкокристаллических масс, причем альбита здесь всегда больше, чем у висячих боков ядер. Отметим, что и аксессуарная минерализация (турмалин, топаз, танталониобаты, спессартин и т.д.), если она присутствует в пегматите, концентрируется чаще всего в зонах окаймления со стороны лежащего бока кварцевых ядер. Над ядрами присутствуют те же минералы, но, как правило, здесь их меньше, хотя они и в виде более крупных кристаллов.

Крайне интересен и до сих пор служит предметом оживленной дискуссии вопрос о времени и механизме формирования зон окаймления кварцевых ядер в ходе развития пегматитового процесса. Мнения по этому вопросу весьма разнообразны и резко противоречивы. Прежде всего отметим, что наряду с резко доминирующим в настоящее время представлением о формировании гранитных пегматитов в условиях относительно замкнутых систем за счет эволюции состава пегматитообразующего расплава-раствора под влиянием постепенного понижения температуры и давления [13, 14, 15, 18, 37, 79, 91 и др.] существует гипотеза о развитии мусковит-альбитовых зон окаймления кварцевых ядер за счет наложения на уже сформированные пегматиты процессов метасоматоза вызванных дополнительным привнесом щелочных метасоматирующих растворов [54, 55, 56, 57]. Но с позиций этой гипотезы, которую принято называть метасоматической, оказывается невозможным объяснить, почему, во-первых, из нескольких залегающих друг над другом плащеобразных (субгоризонтальных) гранитных тел в западном экзоконтакте Кочкарской гранитной интрузии и пегматиты, и мусковит-альбитовый метасоматоз вокруг кварцевых ядер пегматитов, и друзовые полости широко прояв-



Р и с. 11. Крупнопластинчатый зональный мусковит в висячем контакте кварцевого ядра (пегматит из тела Второго)

1 – разнотельный альбит; 2 – крупнопластинчатый серо-зеленый мусковит; 3 – кайма лучистого салатно-зеленого мусковита поздней генерации на кристаллах мусковита; 4 – кварцевое ядро, темно-серое; 5 – белые полосы, переполненные газо-жидкими включениями, в интерстициях кварцевых индивидов

лены лишь в самом верхнем гранитном теле, тогда как в нижнем, через которое неминуемо должны были проходить "поздние метасоматирующие растворы" и которое расположено всего в 60–90 м гипсометрически ниже верхнего, явления альбитизации и мусковитизации в гранитах практически отсутствуют; почему, во-вторых, процессы альбитизации не затрагивают внешнюю, графическую часть пегматитов, хотя при наложении метасоматирующих поздних растворов должна была подвергаться преобразованию именно она; в-третьих, почему в метаморфической толще со стороны лежащего бока гранит-пегматитовых тел, через которую должны были бы проходить проблематические "поздние метасоматирующие растворы", отсутствуют явления метасоматоза, даже если граниты интенсивно альбитизированы и мусковитизированы, а вокруг кварцевых ядер пегматитов и друзовых полостей наблюдаются резко выраженные альбит-мусковитовые зоны окаймления?

Не рассматривая здесь еще целый ряд подобных противоречий метасоматической гипотезы с фактическими наблюдениями, изложенными в работе К.А. Власова [14], заметим лишь, что если для внутригранитных камерных пегматитов (Вольнь, Средняя Азия) эти противоречия в определенной мере сглажены из-за положения пегматитов в эндоконтактах материнских гранитных массивов, то у камерных пегматитов Урала в связи с их локализацией в сложнопостроенных телах жильных гранитов указанные противоречия проявляются настолько резко, что говорить о каком-либо дополнительном привносе растворов в формирующиеся пегматиты практически невозможно. Попытка применить эту гипотезу к камерным пегматитам западного экзоконтакта Кочкарской гранитной интрузии, предпринятая В.Д. Никитиным с сотрудниками [57], оказалась неудачной, так как весь изложенный в данной работе фактический материал более убедительно объясняется с позиций представлений о формировании

пегматитов за счет пегматитообразующего расплава–раствора в условиях относительно замкнутой системы.

Необходимо заметить, что в таких представлениях, заложенных еще А.Е. Ферсманом [91, 92] и объединяющихся в настоящее время под названием "эволюционная гипотеза пегматитообразования", нет полного единства мнений и отдельные детали пегматитового процесса, в особенности образования мусковит-альбитовых зон в окаймлении кварцевых ядер, трактуются по-разному.

Так, часть исследователей полагают, что образование кварцевых ядер представляет собой своеобразный переходный период в развитии пегматитового процесса, после которого кристаллизация из пегматитообразующего расплава–раствора сменяется интенсивным автотетасоматозом, вызванным воздействием остаточных растворов на уже сформированные пегматиты [15, 91 и др.]. А.И. Гинзбург, например, в своих работах неоднократно подчеркивает, что "пегматитовый процесс развивается первоначально путем кристаллизации из расплавов, а затем метасоматическим путем... граница между двумя этими стадиями процесса (первичной кристаллизации и замещения) отбивается перерывом в выделении щелочей, этапом, на протяжении которого происходит образование только одного кварца" [15, с. 9]. В частности, в натриево-калиевых (альбит-микроклиновых) пегматитах, к которым, несомненно, должна быть отнесена подавляющая часть рассматриваемых камерных пегматитов Урала, А.И. Гинзбург выделяет следующие основные этапы развития: 1 – микроклиновый (К), 2 – мусковитовый (К), 3 – альбитовый (Na), 4 – грейзеновый (К) или лепидолитовый (К, Li, Rb, Cs); для пегматитов с кварц-плагиоклазовой графической зоной, появление которой обусловлено контаминацией пегматитообразующего расплава–раствора, он выделяет также начальный плагиоклазовый (Ca–Na) этап. Соответственно и в отложении кремнезема им выделяются два этапа: графический (синхронный с Ca–Na и первой половиной раннего калиевого этапа) и образования кварцевого ядра, разделяющий между собой два калиевых этапа – микроклиновый и мусковитовый. Одним из наиболее веских и однозначных доводов в пользу такого представления он приводит тот факт, что у пегматитов с поздним лепидолитом даже самые ранние генерации щелочных полевых шпатов и слюд содержат изоморфные примеси редких щелочей, количество которых от ранних к поздним генерациям постепенно и закономерно возрастает. Это возможно лишь в случае, если редкие щелочи уже изначально присутствовали в пегматитообразующем расплаве–растворе.

Практически тех же представлений придерживался и К.А. Власов [13], разделивший пегматитовый процесс на четыре стадии: 1) графических структур, 2) микроклина, ортоклаза и олигоклаза, 3) блокового кварца, 4) замещения. В зависимости от того, какая из них доминировала при формировании пегматитов, этот автор выделяет четыре структурно-парагенетических типа пегматита: графический, блоковый, полнодифференцированный и редкометалльнозамещенный. Не рассматривая подробно разработанную им гипотезу об особенностях и закономерностях развития пегматитового процесса, отметим лишь одну неудачную ее сторону, в свое время вызвавшую серию критических замечаний со стороны многих исследователей. К.А. Власов полагал, что упомянутые стадии пегма-

титообразования в соответствии с последовательностью их во времени и возрастающей ролью минерализаторов в их развитии закономерно сдвигаются вверх, к апикальным частям пегматитовых тел, так что интервал интенсивного проявления стадии замещения был показан на предложенной им схеме выше кварцевого ядра. Из таких представлений однозначно следовал очень серьезный практический вывод о том, что части пегматитовых тел, располагающиеся вниз по падению от нижних выклиниваний кварцевых ядер, бесперспективны на редкометальное оруденение. Однако при детальном изучении многих пегматитовых полей выяснилось, что наиболее интенсивное редкометальное оруденение чаще всего фиксируется именно ниже по падению от кварцевых ядер, а не над ними [69].

Особенно детально, на огромном фактическом материале, это было рассмотрено в обобщающей сводке по внутреннему строению гранитных пегматитов, составленной группой американских исследователей под руководством Е.Н. Камерона [37]. Ими было показано, что во многих жилах пегматитовых полей Северной Америки, которые в верхних частях были практически безрудными и обрабатывались только на керамическое сырье, с глубиной, в особенности ниже кварцевых ядер, появилось большое количество альбита (в нескольких генерациях), сопровождавшегося бериллиевой, ниобиевой и танталовой минерализацией, так что пегматиты на этом уровне приобрели типичные черты редкометальных. Исходя из этого факта, они сделали вывод, что сечения пегматитовых тел с аномальным развитием блокового микроклина закономерно располагаются в апикальной части, а обогащенные редкометальной минерализацией интервалы — на глубине. Как видим, выводы Е.Н. Камерона с соавторами оказываются диаметрально противоположными выводам, сделанным К.А. Власовым.

Кроме того, в работе Е.Н. Камерона и др. [37] был сделан вывод о том, что все зоны гранитных пегматитов, в том числе и альбит-мусковитовое окаймление кварцевых ядер, сформированы в той последовательности, в какой они расположены в сечениях пегматитовых тел. Образование кварцевых ядер, по их мнению, завершает пегматитовый процесс.

Из советских геологов такое мнение наиболее активно поддерживает Н.А. Солодов. Он отмечает следующее: "...в литературе по пегматитам широко распространено мнение, что альбит образуется позже любого кварца, в том числе и после сливного кварца кварцевых ядер... на самом же деле кварцевые ядра никогда не пересекаются апофизами альбитовых зон, окружающих эти ядра. Отсутствие таких прожилков альбита в кварцевых ядрах подчеркивалось многими геологами как у нас, так и за границей. В то же время от кварцевых ядер в окружающие их альбитовые зоны часто отходят прожилки кварца..., обратных взаимоотношений нам не известно. Все это заставляет прийти к выводу, что кварцевые ядра образуются после альбитовых зон. Именно этим объясняется и соответствующее пространственное соотношение альбитовых зон и кварцевых ядер: кварцевые ядра всегда располагаются в центре пегматитов, а альбитовые зоны — вокруг кварцевых ядер. Обратные случаи также не встречены ни нами, ни другими исследователями" [79, с. 202, 203]. И хотя в примечании он все же вынужден был признать, что "иногда встречаются прожилки тонкозернистого альбита с кварцем, секущие все зоны пегма-

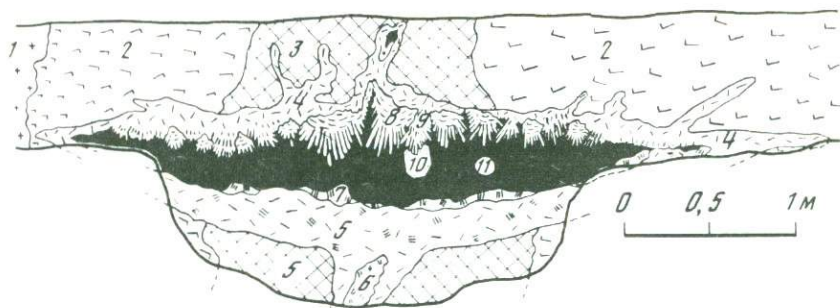
тата и даже кварцевые ядра” [Там же, с. 203], но он подчеркивает, что такие прожилки — всего лишь случайное явление, обусловленное специфическими причинами.

Однако это добавление И.А. Солодова вызвало возражение со стороны исследователей, изучающих камерные пегматиты. Как известно, друзовые полости кочкарского [81] и волинского [38] типов, различаясь между собой по характеру минерализации и подгнездового метасоматоза, имеют единые структурные черты и одинаковы по времени формирования в ходе развития пегматитового процесса. Кристаллы кварца в них разрастаются головками вниз от уже сформированного кварцевого ядра, а подгнездовой метасоматоз несомненно синхронен кристаллообразованию в полостях. Следовательно, явления метасоматоза, по крайней мере у нижних частей ядер и под ними, могли развиваться не только до формирования кварцевых ядер, как это считает Н.А. Солодов, но и позднее отложения основной массы кварца.

Поэтому есть основания полагать, что отмеченные разногласия во взглядах во многом обусловлены стремлением Н.А. Солодова отделить друг от друга во времени периоды формирования кварцевых ядер и альбит-мусковитовых зон их окаймления. Но допустим, что кристаллы кварца, разрастающиеся от ядра головками вниз, увеличились в размерах настолько, что заполнили весь объем полости. Тогда они действительно дадут слепок остаточной полости, поскольку, как свидетельствуют многочисленные наблюдения по отработке камерных пегматитов, кварцевые кристаллы, утыкаясь в розетки альбита, снопы мусковита и даже в кристаллы микроклина, всегда просто обрастают их, захватывая в своей массе. В итоге, формирующаяся масса кварца оказывается ксеноморфной по отношению ко всем минералам, слагающим зону окаймления ядер [80].

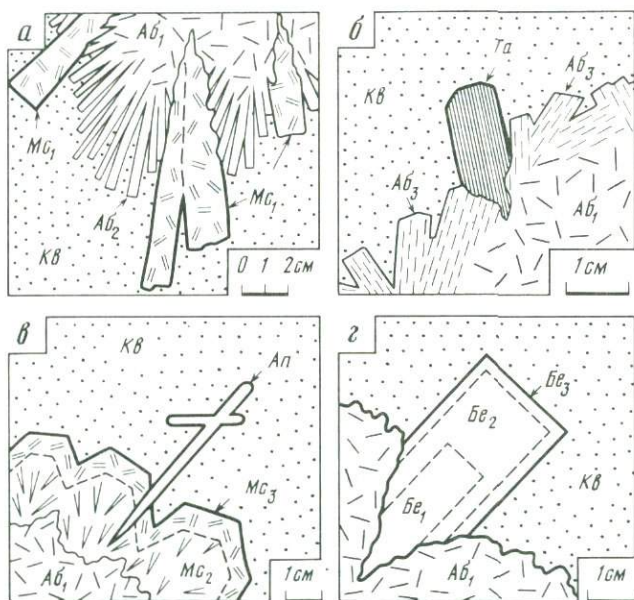
Суммируя изложенное, можно сказать, что имеются три варианта мнений сторонников эволюционной гипотезы по поводу соотношения времени образования кварцевых ядер и альбит-мусковитовых зон их окаймления: а) эти зоны образуются метасоматическим путем позднее ядер кварца; б) ядра образуются позднее окаймляющих их зон, выполняя остаточные полости пегматитов; в) ядра и зоны их окаймления формируются синхронно. Последней из перечисленных точек зрения придерживается и автор [80]. Главнейший фактический материал (помимо данных по друзовым полостям, которые рассматриваются в следующей главе), определяющий необходимость принять именно эту точку зрения среди прочих, следующий.

1. В юго-восточном эндоконтакте Джабык-Карагайского гранитного массива на Южном Урале имеется несколько пегматитовых жил с необычным расположением кварцевых ядер: имеющие форму коротких пластин, они ориентированы в пегматитах по лестничному типу, т.е. по нормали к их контактам, с пологим погружением на север. За контуры жил они не выходят, хотя и прослеживаются почти от зальбанда до зальбанда, рассекая при этом зону блокового микроклина в оси пегматитового тела (рис. 12). Они со всех сторон окружены зоной окаймления, внешняя часть которой сложена мелкозернистой, развивающейся явно метасоматически по ранним зонам мусковит-альбитовой массой, а на контакте с кварцевым ядром, в особенности в висячем боку, располагается крупнокристал-



Р и с. 12. Аномально ориентированное кварцевое ядро в пегматите из района Джабык-Карагайской интрузии, по [82]

1 – гранит жильной фации; 2 – графическая и апографическая зоны пегматита; 3 – блоковый микроклин; 4 – мелкокристаллический альбит; 5 – мелкозернистая масса альбита, слюд с участками, обогащенными розовым турмалином; 6 – крупно-листоватый мусковит, замещающийся циннвальдитом; 7 – мелкочешуйчатый лепидолит; 8 – сноповидные агрегаты длиннопризматических кристаллов лепидолита; 9 – розетки крупнопластинчатого клеваеландита; 10 – роостерит; 11 – кварцевое ядро



Р и с. 13. Взаимоотношения кварцевых ядер с различными минералами, входящими в состав зон их окаймления (зарисовки образцов)

Минералы: альбит мелкозернистый $Аб_1$, пластинчатый $Аб_2$ и таблитчатый $Аб_3$; $Ап$ – апатит; $Бе$ – берил опаловидный – $Бе_1$, голубой – $Бе_2$ и поздний бесцветный – $Бе_3$; $Кв$ – кварц; $Мс$ – мусковит пластинчатый – $Мс_1$, клинчатый светло-зеленый – $Мс_2$ и поздний лучистый желто-зеленый – $Мс_3$; $Та$ – танталит

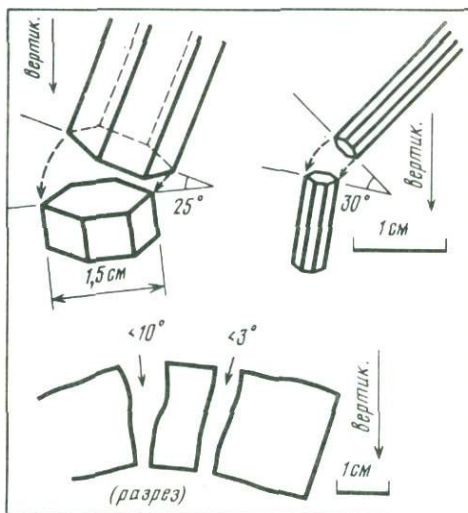
лический агрегат снопов пластинчатого клевеландита, скорлуповатого лепидолита, переходящего в длиннопризматический лепидолит, и единичных кристаллов розового турмалина. При этом каждый индивид перечисленных минералов безукоризненно идиоморфен по отношению к кварцу ядра. Под ядром те же самые минералы представлены более мелкозернистыми массами, с большим количеством мелких розовых иголок турмалина; последний образует под ядром своеобразный тонкий "прослой", как бы присыпанный сверху тонкочешуйчатым лепидолитом. Безукоризненный идиоморфизм всех минералов по отношению к кварцу ядра, отсутствие альбитовых или лепидолитовых прожилков в кварце исключают возможность предполагать здесь развитие более позднего по сравнению с ядром альбит-лепидолитового метасоматоза. Совершенно аналогичные взаимоотношения зон окаймления с ядрами кварца наблюдаются в верхних частях кварцевых ядер камерных пегматитов из района Кочкарской гранитной интрузии. Клевеландит и мусковит образуют серии четко идиоморфных розетковидных или сноповидных агрегатов идиоморфных кристаллов, вырастающих внутрь ядра на расстояние до 15–20 см (рис. 13, а).

2. Отчетливо, нередко даже идеально идиоморфными, по отношению к кварцу ядра оказываются самые разнообразные аксессуарные минералы, обнаруживающиеся на контакте зоны окаймления с ядром: тантало-ниобаты (рис. 13, б), апатит (рис. 13, в), турмалин, берилл (рис. 13, г) и др. У кристаллов танталита и берилла та их часть, которая располагается в кварцевой массе ядра, нередко имеет тончайшую кристаллизационную скульптуру, вплоть до тонкой равномерной кристаллизационной штриховки, двойниковых швов, вициналей и других скульптур свободного роста. Головки кристаллов берилла, турмалина, апатита в массе ядра оказываются не только безукоризненно сформированными, но и прозрачными. В то же время противоположные концы перечисленных кристаллов имеют вид конуса роста и ксеноморфны по отношению к выделениям кварца в зоне окаймления ядра. Возможность образования таких минеральных индивидов по кварцу ядра путем метасоматоза представляется нереальной.

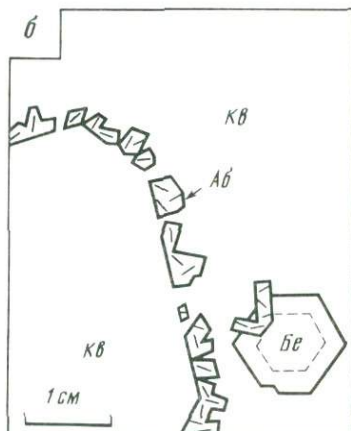
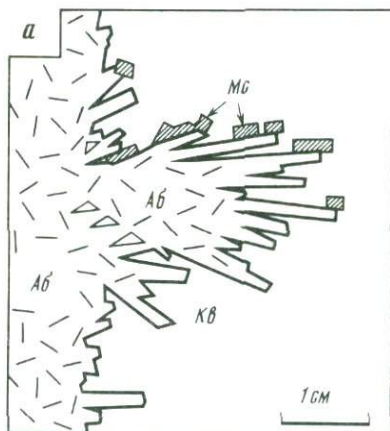
3. В нескольких ядрах пегматитов из тела Второго на Светлинском поле была обнаружена масса игольчатых кристаллов апатита, от 2–3 мм в поперечнике до волосовидных, ориентированных совершенно хаотично и пронизывавших ядро. Подобно рутилу в "волосатиках", такой апатит мог образоваться здесь только до заполнения полости кварцевым ядром, но, конечно, не путем метасоматоза [20].

4. При разборке кварцевых ядер из пегматитов в районе Кочкарской интрузии несколько раз были встречены обломки берилла в массе кварца, повернутые относительно корневой части на 10–30°. Один из образцов с этим явлением показан на рис. 14. Подобные явления уже описывались А.А. Беусом [9] из редкометальных пегматитов; но в наблюдавшихся им случаях поворот обломленной части кристалла относительно не превышал 5–10°. Появление переломленных бериллов с таким малым углом поворота можно было еще объяснить возникновением трещин в ядре, впоследствии залеченных, хотя такое объяснение и недостаточно убедительно. Но в изученных нами образцах приоткрывание трещины на угол до 30° неминуемо сопровождалось бы дроблением гранит-пегматитового тела, а этого не наблюдается. Поэтому рассматриваемые взаимоотношения берилла и

Р и с. 14. "Переломленные" кристаллы берилла в массе кварца ядер (зарисовки образцов)



Р и с. 15. Явления "присыпки" в кварцевых ядрах мусковита (а) и альбита (б). Рисунки по фотографиям шлифованных образцов
Аб – альбит; Бе – берилл;
Кв – кварц; Мс – мусковит



кварца можно объяснить только обламыванием кристалла берилла и некоторым перемещением его обломка вниз в более или менее вязком расплаве-растворе с последующим захватом его кристаллизующейся массой кварца.

В связи с этим отметим, что турмалин и танталит также изредка обнаруживаются в зальбандах ядер кварца в виде явно обломленных кристаллов, но обломленной головки около основания, как у берилла, у них не обнаруживается. В одном-единственном случае такую обломленную турмалиновую головку удалось обнаружить в лежащем боку ядра, т.е. она действительно опустилась на дно остаточной камеры до заполнения ее кварцем.

5. Иногда на обращенных вверх поверхностях кристаллов различных минералов, врастающих в кварцевые ядра, можно видеть тонкую альбитовую или слюдяную присыпку. Особенно часто она отмечается на выкальвывающихся из ядер кристаллах берилла и мусковита. На рис. 15, а дана

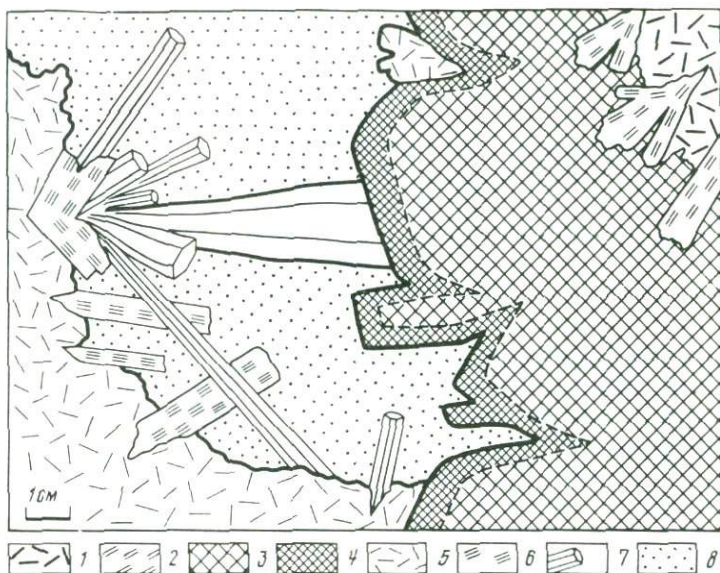


Рис. 16. Скопление кристаллов берилла в нижнем выклинивании кварцевого ядра (фрагмент документации выработки)

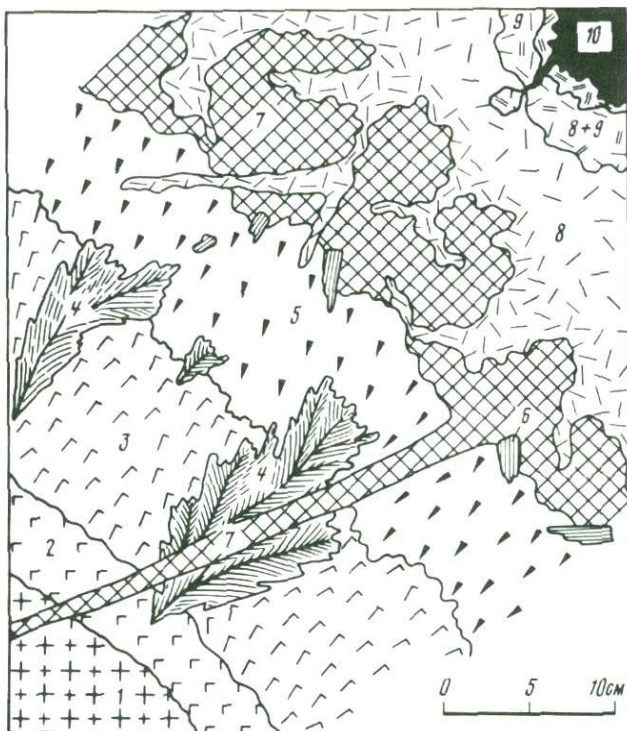
1 — альбит-олигоклаз; 2 — ранний грязно-зеленый мусковит; 3 — бежевый микроклин; 4 — светло-коричневая кайма у кристаллов микроклина; 5 — альбит; 6 — поздний светло-зеленый мусковит; 7 — кристаллы берилла; 8 — кварцевое ядро

зарисовка очень четко выраженной мусковитовой присыпки на снопе клевеландита, растающем в ядро. Объяснить ее появление можно только высаждением мусковита на поверхности кристаллов клевеландита из минералообразующей среды еще до образования кварцевого ядра [20].

6. На рис. 15, б приведена зарисовка полированной поверхности образца, взятого из зальбанда крутопадающего ядра примерно в его средней части. Здесь тонкая полоска мелкокристаллического альбита, отделявшая ядро от блокового микроклина, на небольшом отрезке заходит в ядро, обрисовывая кристалл кварца ранней генерации. Альбит совершенно ксеноморфен к этому кристаллу, и ясно, что выделение альбита (равно как и сингенетичного ему берилла) могло происходить только после этой ранней генерации кварца, но до образования кварцевого ядра. Заметим, что подобные тонкие цепочки кристалликов альбита или мусковита по периферии кварцевых ядер, вопреки утверждению Н.А. Солодова [79], встречаются довольно часто, их просто трудно заметить.

7. На рис. 16 показано взаимоотношение кристаллов мусковита, микроклина, берилла и альбита между собой и с массой кварца у нижнего выклинивания кварцевого ядра. Судя по деталям, перечисленные минералы могли образоваться здесь только практически одновременно, тогда как кварц выполнил интерстиции между их кристаллами. Предположение, что альбит, мусковит и берилл могли образоваться метасоматически по контакту кварцевого ядра с блоковой зоной, в данном случае явно нереально.

8. На рис. 17 приведена документация забоя штольни по сравнительно



Р и с. 17. Взаимоотношение зон в пегматитовом обособлении из тела Второго (фрагмент документации выработки)

1 — аplitовидный гранит; 2 — мелкографическая зона; 3 — средне- и крупнозернистая графика; 4 — кварц-мусковитовые ельчатые агрегаты; 5 — апографика; 6 — мусковит; 7 — блоковый микроклин; 8 — альбитовая часть зоны окаймления кварцевого ядра; 9 — мусковит в окаймлении кварцевого ядра; 10 — кварцевое ядро

крупному пегматитовому обособлению в гранит-пегматитовом теле Втором (Кочкарский район). Хорошо видно, что внешняя часть зоны окаймления кварцевого ядра развивается метасоматически по сложной системе трещин в блоковом микроклин. Но в то же время внутренняя ее часть пересекается прожилком кварца, отходящим от кварцевого ядра. Последовательность формирования зон пегматитов в данном случае выявляется однозначно.

Все перечисленные факты свидетельствуют о том, что основная масса кварцевых ядер формируется позднее альбит-мусковитовых зон их окаймления. Однако отмечавшиеся многими исследователями прожилки альбита, и в особенности слюд в кварцевых ядрах, многократно наблюдались и автором в пегматитах Светлинского поля. Чаще всего такие прожилки слагаются светло-зеленым клинчатым мусковитом и секут нижние части ядер пегматитов, по тем или иным причинам не имеющих друзовых полостей, но сингенетичных с камерными. В массе кварца мощность прожилков, как правило, измеряется первыми миллиметрами; но если они выходят в блоковый микроклин или существенно альбитовую зону окаймления, мощ-

ность их увеличивается в 2–4 раза. Поэтому можно говорить о том, что уже после завершения формирования кварцевых ядер в пегматитах еще продолжается образование позднейших генераций мусковита; но такой мусковит, корродируя более ранние микроклин и альбит, в ядрах кварца развивается лишь по трещинам, но не путем замещения кварцевой массы. Образование такого мусковита несомненно идет параллельно с процессом минералообразования в друзовых полостях пегматитов и в сопутствующих этим полостям подгнздовых зонах. Вопрос этот рассматривается отдельно, в главе о друзовых полостях. Здесь же необходимо остановиться на явлениях осложнения зональности пегматитов.

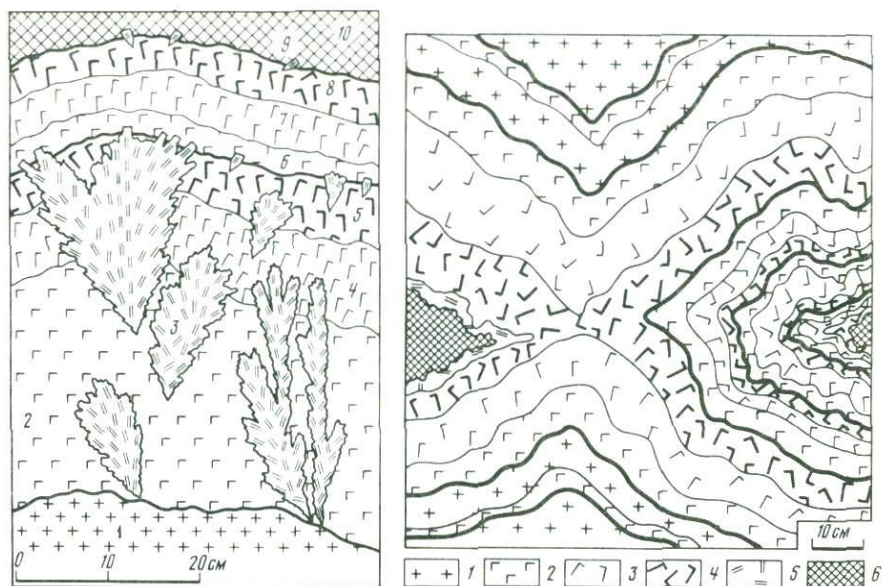
ОСЛОЖНЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ И СТРОЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Выше рассмотрено стандартное внутреннее строение пегматитов, характерное для подавляющего их большинства в Мурзинском и Кочкарском районах. Но в обоих рассматриваемых районах, особенно в Кочкарском, наблюдаются отклонения от стандартной схемы расположения зон пегматитов, обусловленные так называемой повторяющейся зональностью [68, 82]. Суть этого явления заключается в том, что в отдельных пегматитах процесс их формирования на определенном уровне развития внезапно прерывается и вновь начинается образование какой-либо ранее уже сформированной зоны, и нередко одна и та же зона, например среднезернистая графическая, оказывается многократно повторяющейся в сечении пегматита. В качестве примера приведем характеристику сечения одной из жил, вскрытых карьером по гранит-пегматитовому телу Второму на Светлинском поле.

В лежачем боку этой жилы была хорошо выражена стандартная смена мелкозернистой графики сначала средне-, а затем и крупнозернистым графическим агрегатом, причем в последнем параллельно с увеличением размеров ихтиоглиптов кварца началось и усложнение их морфологии с переходом к структуре типа субграфической, т.е. уже началось образование апографической зоны. При обычном развитии пегматитового процесса далее должна была бы формироваться зона блокового микроклина. Однако вместо нее обнаруживается новая, повторная зона очень мелкозернистой графики. Как и ранее, она, постепенно укрупняясь, сменилась средне-, а затем крупнозернистым графическим агрегатом с переходом классических графических структур в скелетнографические, и после этого началось, как обычно, образование зоны блокового микроклина. В итоге оказывается, что в изучаемом сечении пегматита процесс формирования графической части пегматита повторился дважды (рис. 18).

Значительно более сложный случай многократного реверса пегматитового процесса наблюдался при вскрытии одной из крупных пегматитовых линз в гранит-пегматитовом теле Четвертом канавами, шурфом с рассечкой и двумя скважинами. В ее лежачем боку по всем упомянутым выработкам наблюдалась такая последовательность в расположении зон в направлении от зальбанда к центру линзы.

1. Зона неравномернозернистого полосчатого аплита, полосы в котором, строго повторяющие контур контакта, обогащены то биотитом, то муско-



Р и с. 18. Пример двукратного повторения формирования графических зон (фрагмент документации выработки)

1 — аплитовидный гранит; 2 — мелкографическая зона; 3 — кварц-мусковитовые ельчатые агрегаты; 4 — крупнографическая зона; 5 — апографическая кварц-ортоклазовая зона с пятнами олигоклаза; 6–8 — повторный ритм образования графической части пегматита: 6 — тонкозернистая графика, 7 — среднезернистая графика, 8 — апографика (без олигоклаза); 9 — пластинки мусковита; 10 — блоковый микроклин

Р и с. 19. Повторяющаяся зональность в соединенных между собой пегматитовых обособлениях (фрагмент документации выработки)

1 — аплитовидный гранит; 2 — тонкозернистая графика; 3 — средне- и крупнографическая зона; 4 — апографическая зона с участками выделений альбит-олигоклаза; 5 — кварц-мусковитовая зона с небольшими количествами альбит-олигоклаза; 6 — блоковый микроклин; жирными линиями показаны моменты реверса пегматитового процесса

витом, то гранатом и, кроме того, различаются по крупности зерен кварца и полевых шпатов; мощность 46–50 см.

2. Сложная зона, представленная пятикратным чередованием мелкозернистого аплита и тонкозернистой графики; подчеркнем, что при мощности всего 5–6 см эта зона четко прослеживается по всем изученным сечениям пегматита, причем число ритмов в ней и даже мощности полосок, отвечающих каждому ритму, везде строго одинаково.

3. Неоднородная полоска мощностью 1,0–1,2 см, внешняя часть которой складывается мусковитовым аплитом, а внутренняя (т.е. обращенная к центру пегматита) — мелкозернистой графикой; переход между ними постепенный из-за того, что пластинки мусковита, рост которых начинается еще в аплите, заходят хорошо сформированными краями в графику.

4. Мономинеральная микроклиновидная полостка мощностью 0,6 см.

5. Зона графики, постепенно укрупняющейся к центру пегматита, с размерами ихтиоглиптов 0,3–1,0 см по длине оси; мощность 3–5 см.

6. Мономинеральная микроклиновая полоска имеет мощность 2–3 см; у ее внутреннего края в массе бежевого микроклина хорошо видны многочисленные неправильные выделения снежно-белого альбита.

7. Графическая зона имеет мощность 5–6 см; обычно постепенно увеличиваются размеры ихтиоглиптов кварца в направлении к центру пегматита.

8. Апографический пегматит с мусковитом и интенсивным развитием олигоклаз-альбита, количество которого не уступает ортоклазу; прожилки олигоклаз-альбита из этой зоны часто выходят в предыдущую графическую зону; мощность 35–40 см.

9. Зона блокового микроклина, в которую мусковит из предыдущей зоны заходит хорошо сформированными краями своих пластинок; интересно, что около внешнего края данной зоны наблюдаются прерывистые очень тонкие (первые миллиметры) полосы развития мелких кварцевых ихтиоглиптов, отчетливо обрисовывающие зоны роста индивидов микроклина; на границе между мелкими кварцевыми выделениями, выполняющими интерстиции между блоками микроклина и массой микроклина, наблюдаются довольно многочисленные мелкие пятна альбита и розетки мусковита; мощность 10–30 см.

10. Альбит-мусковитовая зона окаймления кварцевого ядра.

Таким образом, в общей сложности здесь наблюдается восьмикратный реверс пегматитового процесса к его началу, к образованию мелкозернистой графики.

В всячем боку пегматитовой линзы перечисленные зоны уже не столь выдержаны по мощности. Кроме того, здесь очень резко выражено усиление их извилистости по мере удаления от контакта: на небольшом (15–20 см) расстоянии от него масса пегматита приобретает фестончатую или даже кокардовую текстуру. Кроме того, в всячем боку значительно интенсивнее проявлены процессы альбитизации и мусковитизации, временами несколько маскирующие ритмичность строения всячего бока, хотя в целом рассмотренная выше последовательность и набор ритмов сохраняются и здесь.

В случае, когда наблюдаются две рядом расположенные линзы пегматита, повторяющаяся зональность может наблюдаться только в одной из них, а в другой выявляется обычная для пегматитов последовательность зон. Но если повторяющаяся зональность проявляется и в одной и в другой линзе, число ритмов и интенсивность их проявления оказываются, как правило, резко различными. В этом отношении представляют особый интерес наблюдения по двум соединенным между собою линзам пегматита (рис.19).

Как видно, после разделения остаточных камер в левой из них формируется довольно мощная зона крупнозернистой апографики с большим количеством альбит-олигоклаза, за которой следует небольшая полоска кварц-мусковитового состава и, наконец, зона блокового микроклина. В противоположность этому в остаточной камере, изображенной на рисунке справа, процесс пегматитообразования трижды, уже достигнув стадии развития альбит-олигоклаза в крупнозернистой графике, реверсировал до уровня начала повторной кристаллизации мелкозернистой графики. В результате, несмотря на то, что правая остаточная камера крупнее левой, блоковый микроклин и кварцевое ядро в ней имеют небольшие размеры.

Позднее эта и несколько других небольших пегматитовых жил и шпиров с повторяющейся зональностью попали в контур карьера пробной отработки, и появилась благоприятная возможность изучить это явление в объемном варианте. В результате проведения систематических наблюдений при такой отработке пегматитов выявилась очень существенная деталь.

Оказалось, что во всех наблюдавшихся случаях повторному появлению зон сопутствует развитие в верхней части пегматитов и над ними в лейкократовых гранитах серии тонких трещин, вдоль которых граниты интенсивно перекристаллизуются с образованием при этом грубозернистых пегматитоподобных прожилков мощностью до 10–15 см, сложенных полевыми шпатами, кварцем и мусковитом; причем два последних минерала концентрируются в середине прожилков. При их прослеживании выясняется, что прожилки “упираются” в повторную зону, а другим концом далеко выходят в окружающую пегматит массу гранита и даже во вмещающие гранит-пегматитовое тело породы.

Этот факт свидетельствует о том, что реверсивный возврат процессов пегматитообразования к начальным стадиям, вероятнее всего, обусловлен тем, что пегматитообразующая система под воздействием тектоники вскрывалась, и по образовавшимся трещинам из нее удалялась часть летучих компонентов, присутствующих в пегматитообразующем расплаве—растворе. Трещинки эти быстро залечивались, но в связи с потерей летучих пегматитообразование возвращалось к определенной начальной стадии, соответствующей сохранившейся концентрации летучих компонентов.

Интересно, что Н.А. Солодов [79], при своих многолетних полевых работах многократно наблюдавший случаи проявления интраминерализационной трещинной тектоники, ни разу не отметил реверса пегматитового процесса в глубинных редкометальных пегматитах. Попытки автора найти признаки реверса в классических редкометальных пегматитах Калбы и других районов Союза также не дали положительных результатов. Поэтому можно полагать, что повторяющаяся зональность (и реверсивность пегматитового процесса, которую она отражает) является, вероятнее всего, специфической особенностью пегматитового процесса малоуглубинного типа, характерной прежде всего для камерных пегматитов.

Важный вывод из наблюдений повторяющейся зональности заключается в том, что в нее оказываются вовлеченными и альбит-мусковитовые зоны, всегда приуроченные к контакту блокового микроклина с апографикой и отличающиеся повышенным номером альбита по сравнению с аналогичными зонами в окаймлениях кварцевых ядер. Это еще раз подтверждает, что данные зоны по времени образования соответствуют тому закономерному положению, которое они занимают в пегматитах — перед блоковым микроклином.

Все изложенное позволяет дать следующие выводы.

1. Камерные пегматиты Урала характеризуются хорошо выраженной зональностью. В оптимальном варианте в них наблюдаются следующие зоны: графическая, апографическая, олигоглаз-альбит-мусковитовая, блокового микроклина, альбит-мусковитовое окаймление кварцевых ядер, кварцевые ядра. В некоторых случаях та или иная зона в сечении пегматита не наблю-

дается, но их выпадение (или, наоборот, аномальное развитие) всегда закономерно.

2. Наблюдения за особенностями взаимоотношений минеральных индивидов на контактах зон, а также повторяющейся зональности — специфической черты малоглубинных пегматитов — свидетельствуют, что зоны пегматитов формируются в том порядке, в каком они перечислены выше. Предположение о том, что альбит-мусковитовые зоны в окаймлении кварцевых ядер образуются позднее ядер, не подтверждается фактическим материалом. Можно полагать, что лишь частично они формировались параллельно с отложением массы кварца, образующей ядра пегматитов, и в целом образование их начиналось раньше, но заканчивалось позднее ядер.

Г Л А В А III

ДРУЗОВЫЕ ПОЛОСТИ И ИХ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Наиболее важным в проблеме генезиса камерных гранитных пегматитов, несомненно, является вопрос о механизме образования присутствующих в них друзовых полостей. Тем не менее в современных представлениях о причинах и особенностях формирования друзовых полостей еще много неясного и противоречивого. В частности, пока нет даже удовлетворительной генетической их классификации, хотя уже вполне однозначно выяснено, что в пределах любого поля камерных пегматитов полости в различных пегматитовых телах и даже в едином многокамерном теле довольно часто существенно отличаются по морфологии, особенностям соотношений с окружающей массой пегматита и по характеру обнаруживающейся в них минерализации.

Вопрос этот очень сложен. С одной стороны, различия в характере самоцветной минерализации в значительной мере определяются типом пегматита, содержащего полость. Действительно, например, в Мурзинском районе минерализация полостей в пегматитах топазо-бериллового типа резко отличается от минерализации в полостях контаминированных пегматитов. Но, с другой — в строго однотипных по минерализации альбит-микроклиновых пегматитах Урала друзовые полости с одним и тем же самоцветным минералом — голубовато-зеленым бериллом типа аквамарина — то находятся в центрах раздувов, как бы заменяя отсутствующие кварцевые ядра и блоково-микроклиновые зоны, то образуют систему каверн в мелко-блоковой микроклиновой массе, то располагаются под "недоразвитыми" кварцевыми ядрами, то, наконец, обнаруживаются в осях пегматитов несколько ниже полностью сформированных кварцевых ядер, тоже в виде сложной системы взаимосвязанных между собою сравнительно мелких каверн. Следовательно, при разработке классификации полостей необходимо учитывать как тип самого пегматита и характер его акцессорной минерализации, так и морфологию полостей, их положение в пегматитовых телах и особенности взаимоотношения с окружающими зонами, слагающими эти тела.

Этого принципа классификации придерживался уже А.Е. Ферсман [92]: в пегматитах Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы им выделялись занорыщи – относительно крупные полости, закономерно располагающиеся в центрах раздувов пегматитовых жил, и миаролы – мелкие каверны, незакономерно распределяющиеся в массе пегматита; при этом по характеру минерализации он различал занорыщи топазо-берилловых и контаминированных пегматитов. Классификация А.Е. Ферсмана долго оставалась общепринятой для Урала – до тех пор, пока камерные пегматиты не были обнаружены в районе Кочкарской гранитной интрузии, где друзовые полости не заменяют, а сопровождают кварцевые ядра, закономерно локализуясь под ними. С учетом этого факта были выделены мурзинский и кочкарский типы друзовых полостей [81].

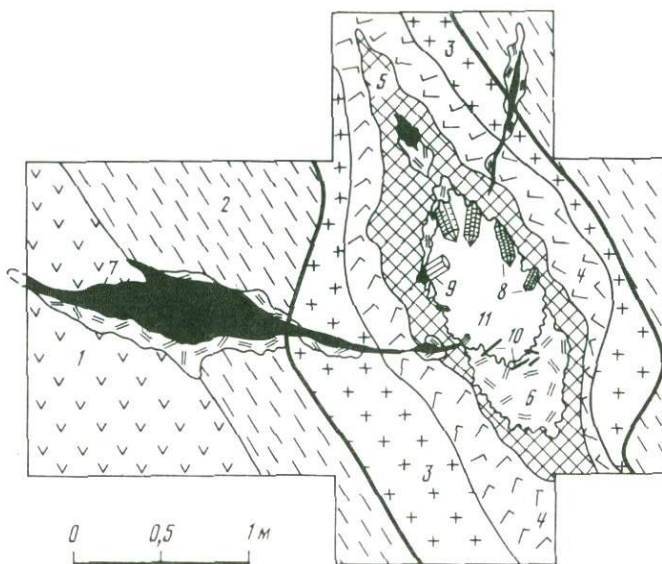
Положение еще более усложнилось в связи с находкой серии камерных пегматитов при отработке Тайгинского графитового месторождения в восточном крыле Сысертско-Ильменогорского магантиклинория. Здесь в пегматитах кварцевые ядра сформированы полностью, и, казалось бы, друзовых полостей в них не должно быть. Однако гипсометрически ниже ядер и без непосредственной связи с ними в нижних частях пегматитовых жил, среди сильно корродированной апографической зоны обнаруживаются сложные системы взаимосвязанных миарол с длиннопризматическим бериллом, мелкими розетками альбита и мусковита. Поэтому есть достаточно веские основания говорить и о специфическом тайгинском типе друзовых полостей. Наконец, представляется целесообразным выделение по результатам отработки пегматитов участка Мыльница на Алабашском пегматитовом поле специфического алабашского типа полостей.

Поскольку минерализация во всех упомянутых структурно-морфологических типах может быть совершенно идентичной, рациональнее рассмотреть их вначале именно в структурно-морфологическом плане, и лишь после этого перейти к характеристике присутствующей в них самоцветной минерализации.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДРУЗОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Полости мурзинского типа

В тщательно разработанной схеме строения занорыщей в пегматитах Мурзинки (см. рис. 2), предложенной А.Е. Ферсманом [92] и многократно репродуцированной в работах по внутреннему строению пегматитов Урала и теории пегматитового процесса, долгое время остается как бы в тени и практически никем не обсуждается одна очень важная деталь. Речь идет о тонких кварцевых жилках, или, как их называл А.Е. Ферсман, используя старую терминологию уральских горщиков, "проводниках", исходящих из друзовых полостей и выходящих за пределы гранит-пегматитовых тел во вмещающую их метаморфическую толщу. Сам А.Е. Ферсман пишет о них так: "Обычно пегматитовая жила... выделяет ряд тонких (не свыше 10 см, а чаще 2–3 см) кварцевых или кварц-полевошпатовых жилок, которые во всех направлениях пересекают гнейсы... Эти кварцевые жилки, очень метко называемые местными горщиками "проводниками", являются



Р и с. 20. Друзовая полость в пегматите из района Джабык-Карагайской интрузии (Южный Урал); документация шурфа

1 – амфиболовые гнейсы; 2 – биотитовые гнейсы; 3 – лейкократовый жильный гранит; 4 – графическая часть пегматита; 5 – блоковый микроклин; 6 – альбит-мусковитовая подгнездовая зона; 7 – кварц; 8 – кристаллы кварца на стенке полости; 9 – берилл; 10 – турмалин; 11 – глинистая масса выполнения полости

нередко руководящими при поисках жилы” [91, с. 521; 92, с. 331]. Хотя приведенная цитата, как видим, дважды повторена в его работах, последние слова в ней (“... при поисках жилы”) ошибочны.

Жилы пегматитов горшки находили непосредственно по выходам на поверхность, по развалам или с помощью мелких закопущек. Основная же цель, для которой выявлялись и использовались “проводники”, заключалась в определении местонахождения не жилы пегматита как таковой, а полости в ней.

С подобными прожилками–“проводниками” автор впервые столкнулся при изучении одной из пегматитовых жил в юго-восточном экзоконтакте Джабык-Карагайского гранитного массива на Южном Урале. Документация стенки шурфа, вскрывшего эту жилу, приведена на рис. 20.

Необычной особенностью данной жилы было присутствие в ней друзовой полости небольших размеров, что для данного пегматитового поля совершенно нетипично. При проходке шурфа в оси слабодифференцированной пегматитовой жилы обнаружился блоковый микроклин, а сама жила начала постепенно увеличиваться в мощности. Поэтому глубже по аналогии с результатами вскрытия других пегматитов данного поля ожидалось появление кварцевого ядра с мусковит-альбитовым окаймлением. Однако вместо кварцевого ядра в одной из стенок шурфа в оси жилы появилась полость, заполненная плотной, очень вязкой глиной, а в лежачем и висячем боках пегматита – кварцевые прожилки с альбитом, мусковитом и мелкими иголочками турмалина в зальбандах, выходящие во вмещающие поро-

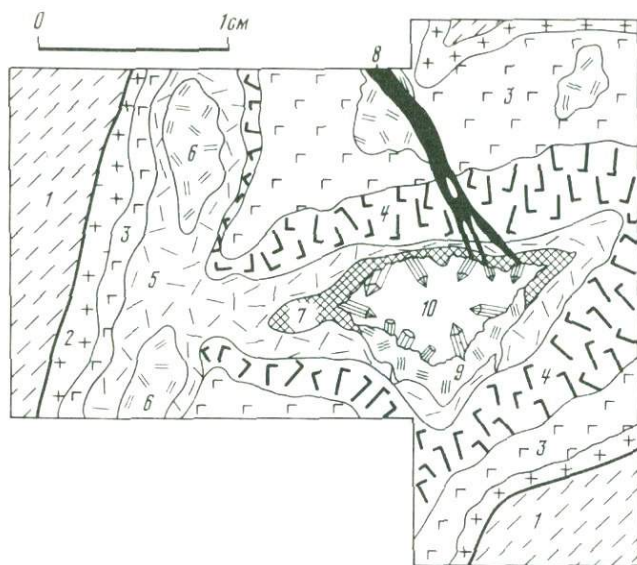
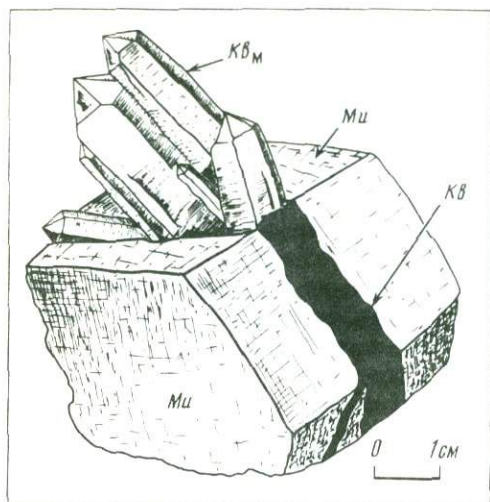


Рис. 21. Друзовая полость в гранит-пегматитовом теле Первом (документация шурфа)

1 — кварц-биотитовые сланцы с гранатом и ставролитом; 2 — аплитовидный гранит; 3 — мелкографическая зона; 4 — крупнозернистая графика и апографика; 5 — кварц-мусковит-олигоклазовая домикроклиновая зона; 6 — кварц-мусковитовые выделения; 7 — блоковый микроклин; 8 — кварцевый прожилок, выходящий в толщу метаморфических сланцев (выше — в канаве); 9 — подгнездовая мусковит-альбитовая зона; 10 — друзовая полость с кристаллами микроклина, альбита, кварца, мусковита и других минералов

ды. При детальном изучении пегматита создалось впечатление, что его кварцевое ядро как бы "выжато" во вмещающие пегматит толщи, а на его месте возникла полость с кристаллами кварца, соломенно-желтого берилла и черного турмалина на стенках. Поскольку пегматит находился в пределах структурной коры выветривания, то для проверки указанного выше предположения и заполнявшая полость глинистая масса, и кварцевые прожилки были полностью извлечены для измерения их объемов; объемы действительно оказались практически одинаковыми (примерно по $0,15 \text{ м}^3$). Из этого факта следует, что здесь мы имеем дело со своеобразным перемещением кварцевого ядра пегматита.

Позднее пегматит аналогичного строения (и тоже с друзовой полостью) был обнаружен и в районе Кочкарской гранитной интрузии, вблизи южного выклинивания гранит-пегматитового тела Первого на Светлинском поле. Здесь шурфом, заложенным для вскрытия сопряжения двух ветвей этого тела, подсечена друзовая полость, не сопровождавшаяся, как обычно, кварцевым ядром. Так же как и в рассмотренном выше случае, вверх из нее отходила кварцевая жилка с мусковитом в зальбандах (рис. 21). Особенно интересно, что выход этой жилки в полость венчался "гребешком" из кристаллов кварца (рис. 22). Ниже полости жилки уже не было, а вверху, как показало вскрытие канавой, она вышла за пределы гранит-пегматитового тела во вмещающие меланократовые биотит-амфиболовые



Р и с. 22. Гребешок кристаллов кварца на выходе проводникового прожилка в друзовую полость; зарисовка по фотографии образца из полости; показанной на рис. 21

Ми — микроклин; *Кв* — кварцевая жилка; *Кв_М* — кристаллы темно-дымчатого кварца

сланцы с гранатом. Характер ее взаимоотношений с пегматитом вполне однозначно свидетельствует о том, что эта жилка возникла в результате появления трещины в одной из стенок пегматита в период его формирования, до образования кварцевого ядра.

Но в целом в обоих упомянутых районах такие полости редки. Наиболее широко распространены они в пределах Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы. Многолетние наблюдения по ним позволили сделать следующие выводы.

1. Рассматриваемые проводники всегда сопровождают пегматиты без кварцевых ядер, но с друзовыми полостями, т.е. являются непременным их атрибутом. Они бывают как чисто кварцевыми, так и кварц-альбитовыми, кварц-микроклиновыми, альбит-мусковит-кварцевыми, и иногда даже турмалин-кварцевыми. Если они имеют кварц-микроклиновый или альбит-кварц-микроклиновый состав, в пегматитах, которым они сопутствуют, оказывается в той или иной мере недоразвитой или даже полностью отсутствует не только кварцевое ядро, но и зона блокового микроклина. Иногда в проводниках обнаруживается даже топаз, и в таких случаях в друзовой полости, из которой они выходят, всегда присутствует топазовая минерализация. Соответственно и прожилки с турмалином оказываются сопряженными с турмалинсодержащими друзовыми полостями пегматитов.

2. Во всех случаях, когда удавалось наблюдать сочленение проводников с пегматитами, выяснялось, что они, как и в рассмотренных выше примерах, пересекают только одну стенку пегматита (в подавляющем большинстве со стороны висячего бока) и, выходя в друзовую полость, заканчиваются в ней гребешком кристаллов мориона или темно-дымчатого кварца. С другой стороны, проводники выходят довольно далеко (на несколько десятков метров) во вмещающие породы, образуя около пегматитов с друзовыми полостями своеобразные, очень типичные для данного района рои кварцевых прожилков. Последние то ориентированы параллельно пегматитовой жиле, но имеют встречное по отношению к ней падение

(копи Тысячницы), то ориентированы косо и изредка даже по нормали к гранит-пегматитовым телам (западный экзоконтакт Адуйского массива).

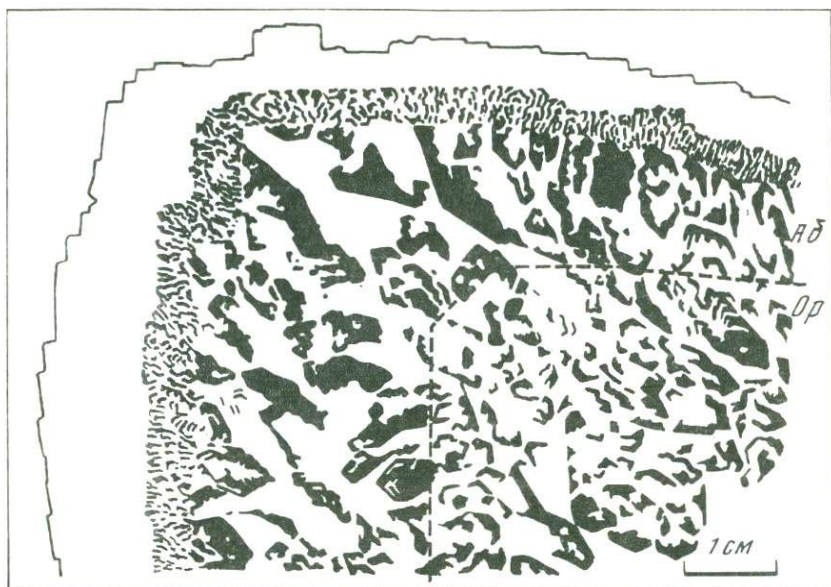
Между прочим, в начале работ в Мурзинско-Адуйском районе у автора вызывал недоумение тот факт, что уральские горщики, всегда крайне "экономные" в проходке горных выработок, при работе на пегматитах, как правило, проходили вкрест них одну или несколько канав длиной до 30–40 м. При расчистке таких старых магистральных канав выяснилось, что проходка их прекращалась тогда, когда в них вскрывались кварцевые прожилки.

Оказалось, что элементарнейшее геометрическое построение по углам падения пегматита и сопутствующих ему прожилков (т.е. проводников) позволяет практически точно определить положение друзовой полости в пегматите на глубине, тогда как сам факт присутствия таких прожилков около пегматита однозначно свидетельствует о наличии в нем полости. Более того, по характеру минерализации в зальбандах прожилков можно уже в определенной мере прогнозировать характер минерализации в друзовой полости.

Следовательно, образование кварцевых прожилков (которые вслед за А.Е. Ферсманом целесообразно именовать проводниками, чтобы подчеркнуть специфику их формирования) – это своеобразное отклонение от нормального хода развития пегматитового процесса, обусловленное проявлением интраминерализационной тектоники и ведущее к возникновению в пегматитах друзовых полостей мурзинского типа. По-видимому, вряд ли целесообразно предполагать, что они формировались путем "выжимания" остаточных порций пегматитообразующего расплава–раствора по интраминерализационным трещинам; значительно более простым и корректным представляется предположение о том, что основную роль здесь играет термоградиентный механизм мобилизации вещества, подобный действующему в термоградиентных автоклавах при синтезе кварцевого кристаллосырья.

Действительно, если возникает трещина, рассекающая одну из стенок формирующегося пегматита и выходящая во вмещающие породы, то она неизбежно заполнится присутствующим в системе остаточным пегматитообразующим раствором. И если температура в системе формирующегося пегматита была хотя бы на доли градуса выше, чем во вмещающей толще (что весьма вероятно), то начнется заполнение кварцем и другими минералами прежде всего удаленного от пегматита, имеющего пониженную температуру края трещины. К тому же образующаяся кварцевая жилка из-за повышенной теплопроводности кварца по сравнению с большинством метаморфических пород будет играть роль тепловода, усиливающего минералообразование в трещине. Это должно продолжаться до тех пор, пока возникшая трещина не залечится полностью. В итоге кремнезем, который должен был бы пойти на образование кварцевого ядра, окажется в той или иной мере удаленным из системы, а вместо ядра возникает друзовая полость с кристаллами различных минералов на ее стенках.

В противоположность другим районам Урала, полости мурзинского типа в пегматитах самоцветного пояса, прослеживающегося в западном экзоконтакте Мурзинско-Адуйской гранитной интрузии, редко бывают одиночными. При изучении гранит-пегматитовых тел они обнаруживаются



Р и с. 23. Разрез стенки друзовой полости; копь Тысячница, Алабашское пегматитовое поле

на становящуюся мелкозернистой апографитку нарастает корочка олигоклаз-альбита (белое); пунктир – граница ортоклаза (*Op*) и олигоклаз-альбита (*Ав*)

во многих пегматитовых обособлениях. В гранит-пегматитовых телах с невидержанным пологим (плащеобразным) характером залегания, как, например, в теле Мокруши, почти в каждой обособленной пегматитовой линзе или жиле, или раздуве пегматитового прожилка обнаруживается полость. Но нередки и случаи, когда из двух рядом расположенных раздувов пегматитовой жилы, соединенных пережимом, заполненным графикой, в одном обнаруживается друзовая полость, а в другом ее нет и отмечается нормальное развитие пегматитового процесса и наличие хорошо развитого кварцевого ядра. Это еще одно подтверждение того, что именно своеобразным отклонением от нормального хода пегматитообразования и обусловлено появление друзовых полостей мурзинского типа.

Большой интерес, в том числе и в практическом аспекте, вызывает вопрос о времени проявления интраминерализационной тектоники в ходе развития пегматитового процесса в пределах Мурзинско-Адуйского самодетного пояса. Если сопоставить между собой друзовые полости пегматитов, находящихся на разном удалении от контакта Мурзинского гранитного массива, то намечается достаточно четкое, закономерное смещение момента возникновения трещин по отношению к периоду формирования зон блокового микроклина. В жилах группы Тысячница на Алабашском пегматитовом поле стенки друзовых полостей слагаются апографитом с наросшей на него корочкой альбита мощностью от 0,5 до 4 см (рис. 23). Блокового микроклина здесь практически нет, имеются лишь кристаллы этого минерала на стенках друзовых полостей. Следова-

тельно, момент тектонического воздействия на ход пегматитообразования здесь несомненно предшествовал формированию блоково-микроклиновых зон. Западнее, в пегматитах участка Старцева яма, блоковый микроклин обнаруживается, но только в виде недоразвитых, имеющих небольшие размеры зон, дальнейшему развитию которых явно помешало тектоническое воздействие. Заметим, что как и на участке Тысячницы, проводники в копи Старцева яма имеют кварцево-микроклиновый состав, причем иногда количество мелких кристаллов микроклина в их массе достигает 30—40%; это также свидетельствует о том, что трещины в стенках пегматитов появились явно до завершения отложения массы микроклина. Наконец, в жилах участка Мыльницы во всех пегматитах отмечаются аномальные по размерам блоковые микроклиновые зоны, а проводники становятся кварц-мусковитовыми и по данным их изучения можно уверенно говорить о том, что к моменту формирования полостей образование зоны блокового микроклина уже завершилось.

Совершенно аналогичное изменение времени воздействия тектоники на ход пегматитового процесса фиксируется южнее, в Мурзинском и Южак-овском пегматитовых полях. В частности, в отвалах копи Министерская яма имеются даже крупные глыбы кварца и в этом пегматите была аномальная по размерам полевошпатовая зона. Таким образом, по мере продвижения на запад время воздействия интраминерализационной тектоники, вызывающее кардинальное изменение хода пегматитового процесса, оказывается все более и более поздним. Пока остается неясным, чем это обусловлено — или постепенным продвижением интраминерализационной тектоники в направлении с востока на запад от гранитного массива, или опережением развития пегматитового процесса на востоке самоцветного пояса.

Полости алабашского типа

Как уже отмечено выше, наиболее характерные черты мурзинского типа — строго центральное положение в раздувах пегматитов, наличие четко выраженных проводников — отмечается преимущественно у друзовых полостей из восточной и средней части Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы, тогда как по западному ее краю широко развиты полости с иным характером взаимоотношений с окружающими зонами пегматитов и иными морфологическими особенностями, позволяющими выделить их в особый — алабашский — тип друзовых полостей. Такое их разделение рационально еще и потому, что еще до отработки пегматита, по характеру его зональности можно уверенно прогнозировать, какой тип друзовой полости — мурзинский или алабашский — может быть встречен.

Главной особенностью рассматриваемых полостей является то, что они сопровождаются крупными, хорошо развитыми зонами блокового микроклина. Около друзовых полостей мурзинского типа, как, например, на Мокруше, тоже нередко отмечаются выделения блокового микроклина (преимущественно над ними), но здесь они как бы редуцированы и не оказывают заметного влияния на морфологию полостей. В противоположность этому, у полостей алабашского типа такое влияние оказывается уже существенным.

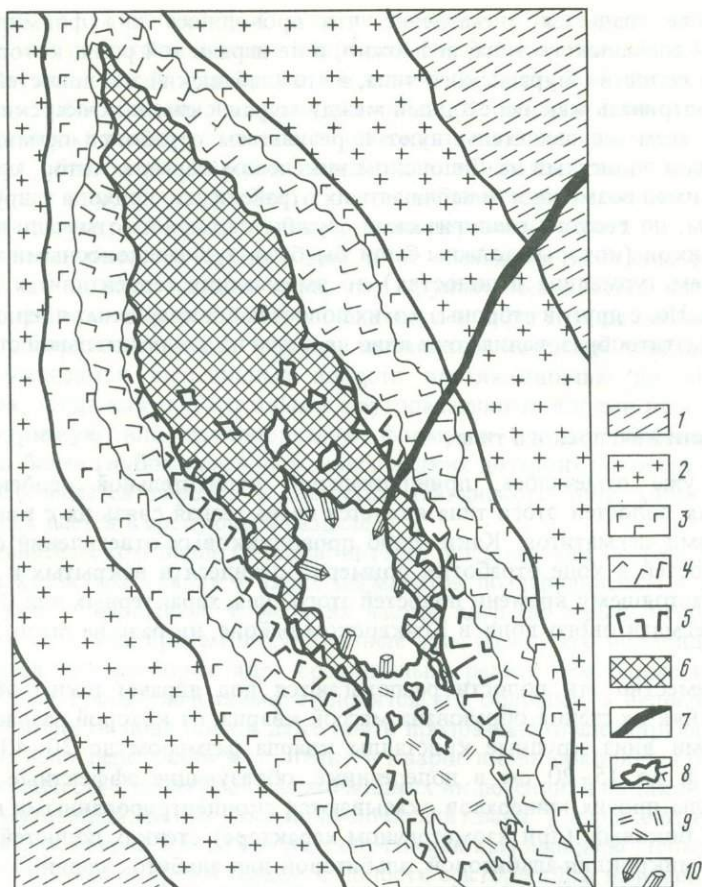
Выше было отмечено, что при наличии альбит-мусковитовой или альби-

товой зоны между апографикой и блоковым микроклином кристаллизационный отбор индивидов при формировании блоковой зоны начинается заново, с образованием мелкоблоковых структур. В обычных (не камерных) пегматитах интерстиции между мелкими блоками микроклина заполняются кварцем. Здесь же они остаются незаполненными, и на контакте с апографической зоной в микроклиновой массе обнаруживается сложная система каверн с характерными толстотаблитчатыми кристаллами микроклина и розетками альбита (а иногда и мусковита) на стенках. При этом, чем глубже, тем интенсивнее проявлена такая кавернозность и вблизи основной полости ею охвачена уже вся масса блоковой зоны. Основная же полость, как и в случае мурзинского типа, располагается в оси пегматита и как бы заменяет собой отсутствующее кварцевое ядро (рис. 24).

Второй отличительной особенностью полостей алабашского типа является то, что исходящие из них проводники имеют, как правило, кварц-мусковитовый или кварц-мусковит-альбитовый состав, а кристаллов микроклина в них за крайне редкими исключениями не обнаруживается. Следовательно, они образуются в пегматите уже после того, как формирование блоковой зоны практически завершилось и началось развитие зоны окаймления кварцевого ядра; на этом уровне хода пегматитового процесса и происходит воздействие интраминерализационной тектоники, ведущее к образованию друзовой полости.

Наблюдениями по многим пегматитовым жилам установлено, что вблизи друзовых полостей этого типа микроклин становится часто полупрозрачным [12]. Такие коричневато-розовые полупрозрачные его разновидности иногда добывались и использовались горщиками в качестве дешевого поделочного камня. Но такой микроклин развиг именно в блоковой зоне, тогда как непосредственно в полости и сопутствующей им системе каверн его кристаллы, как правило, непрозрачны из-за обилия мельчайших газожидких включений. В контаминированных пегматитах в олигоклаз-микроклиновой зоне около полости полупрозрачным становится не только микроклин, но и олигоклаз; в последнем с различной степенью интенсивности проявляется иризация, так что иногда он по своим поделочным особенностям оказывается близким к беломориту. Непосредственно в полостях и сопутствующих им кавернах кристаллы олигоклаза также всегда непрозрачны и не иризируют.

Наконец, говоря о друзовых полостях алабашского типа, необходимо отметить следующую их особенность, которая пока остается неясной. Если при изучении пегматитов с друзовыми полостями мурзинского типа сопровождающие их кварцевые или микроклин-кварцевые проводники, исходящие из полостей, достаточно крупны и сразу же обращают на себя внимание, то у пегматитов с полостями алабашского типа они довольно часто мелки и далеко не соответствуют суммарному объему полости и сопутствующих ей многочисленных каверн по контакту блоковой зоны с апографикой. Так, при изучении небольшого, случайно вскрытого канавой пегматитового обособления в дайке жильных гранитов несколько южнее копи Малая Мыльница в оси пегматита была обнаружена сильно кавернозная зона блокового микроклина с небольшой полостью (размером около 30 см³) у ее нижнего выклинивания с кристалликами дымчатого кварца, розетками альбита и мусковита и, как обычно, толстотаблитчаты-



Р и с. 24. Обобщенная схема строения пегматитов с друзовой полостью алабашского типа

1 — кристаллические сланцы; 2 — гранит жильной фации; 3 — мелкозернистая графика; 4 — крупнозернистая графика; 5 — апографика с олигоклаз-альбитом; 6 — блоковый микроклин; 7 — кварцевый прожилок; 8 — система каверн в пегматите; 9 — альбито-слюдистая масса в донной части полости; 10 — кристаллы на стенке основной полости (в мелких миаролах не показаны)

ми кристаллами микроклина; вокруг было много мелких каверн. Но исходящий из полости кварц-мусковитовый прожилок имел незначительную мощность, и для того, чтобы он соответствовал по размерам полости, он должен был бы иметь слишком большую протяженность. Незначительными были и аналогичные прожилки в карьере по жиле Большая Мыльница, с ее многочисленными кавернами в огромной блоково-микроклиновой осевой зоне. И хотя окружающие пегматит толщи здесь остались неизученными, но и в самом пегматитовом теле при его необычно крупных размерах можно было бы ожидать большего количества кварц-мусковитовых, кварц-альбитовых или даже кварцевых проводников, чем это наблюдалось в действительности в ходе отработки карьера.

В итоге создается впечатление, что проводники при формировании полостей алабашского типа, возможно, и не играли той роли, которую они имеют в полостях мурзинского типа, и что алабашский тип полостей следует рассматривать как переходный между мурзинским и кочкарским типами. Об этом же свидетельствуют и результаты отработки пегматитов с друзовыми полостями на Липовском никелевом карьере. Автор, к сожалению, не имел возможности наблюдать их отработку до подхода к друзовым полостям, но геологи геологической службы карьера не отмечали наличия проводников (которые должны были бы быть турмалииноносными в связи с обилием турмалина в полостях) во вмещающих серпентинитах над полостями. Но, с другой стороны, в этих полостях нет кварцевых ядер, т.е. процесс пегматитообразования тоже явно нарушен на заключительной стадии.

Полости кочкарского типа

Как уже отмечалось, принципиальной отличительной особенностью друзовых полостей этого типа является очень тесная связь их с кварцевыми ядрами пегматитов. Каких-либо проводниковых ответвлений от ядер или полостей в ходе отработки примерно пятидесяти вскрытых и изученных к настоящему времени полостей этого типа, характерных для Светлинского пегматитового поля в Кочкарском районе, ни разу не было обнаружено.

Повсеместно эти полости располагаются под ядрами таким образом, что верхняя их стенка образована массой кварца, от которой разрастаются головками вниз крупные кристаллы кварца размером до 30–40 см по оси L_3 и до 15–20 см в поперечнике, образующие эффектные друзы. Кристаллы прочих минералов оказываются сконцентрированными на нижних или боковых (при изометричном характере) стенках полостей, слагающихся микроклин-альбитовой, альбитовой или альбито-слюдяной массой. Зарисовки типичных сечений пегматитовых жил и шлиров с друзовыми полостями кочкарского типа приведены на рис. 25.

Показанный на рис. 21 пример полости мурзинского типа, обнаруженной в пегматите из района Кочкарской гранитной интрузии, убеждает нас в том, что во всех случаях, когда возникающая под воздействием тектонических напряжений трещина пересекает стенку формирующегося пегматита и окружающий его лейкократовый гранит и выходит во вмещающую толщу, в пегматите если и появляется полость, то уже не кочкарского, а мурзинского типа, несмотря на то, что в расположенных в том же гранит-пегматитовом теле пегматитовых шлирах и линзах друзовые полости сопровождаются кварцевыми ядрами, т.е. относятся к кочкарскому типу.

В результате статистического анализа материалов по всем отработанным к настоящему времени полостям кочкарского типа выявилась серия достаточно четко выраженных закономерностей, фиксирующих тесную взаимосвязь между особенностями кварцевых ядер и сопряженных с ними друзовых полостей.

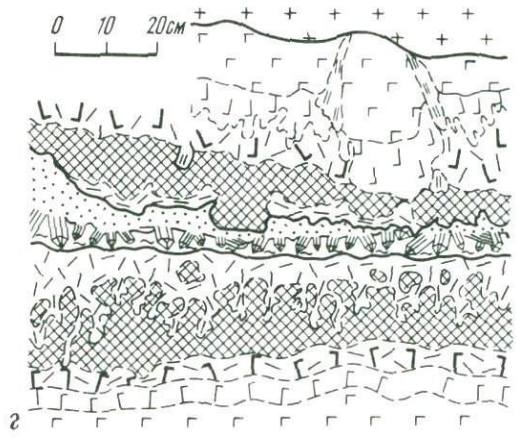
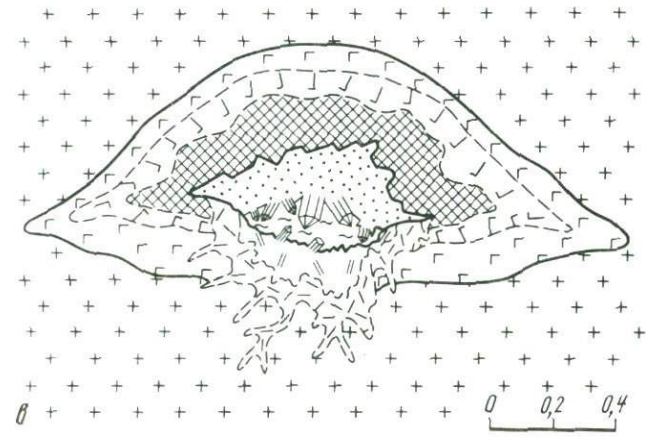
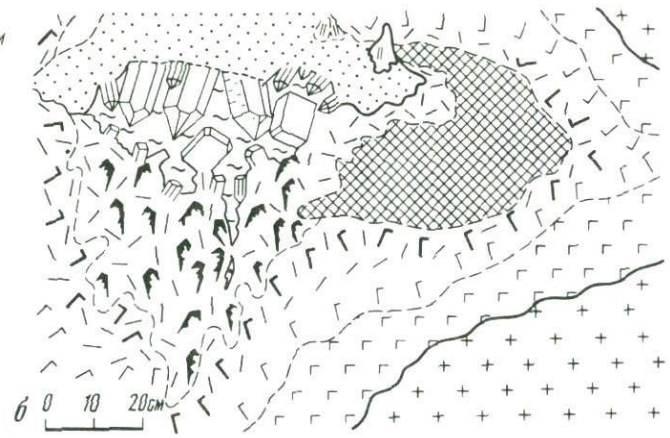
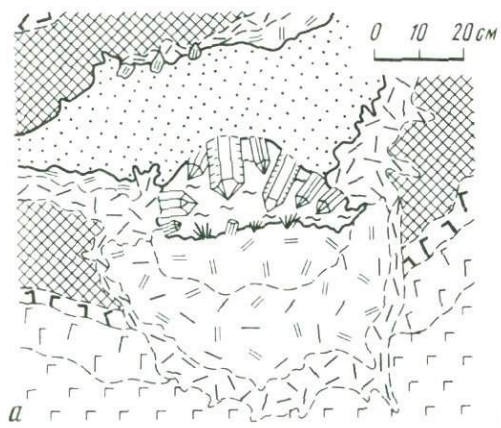
Размеры полостей коррелируются с размерами кварцевых ядер, под которыми они располагаются: чем крупнее ядро, тем больше по объему оказывается сопряженная с ним полость и тем крупнее кристаллы присут-

ствующих в ней минералов. И хотя исключения из этого правила встречаются, но они достаточно немногочисленны. Несколько менее четко выражена взаимосвязь между размерами блоково-микроклиновой "шляпы" пегматитового обособления и друзовой полости. Во всяком случае, эта закономерность уже используется в практических целях: если в канаве или на дне карьера обнаружена хорошо выраженная микроклиновая "шляпа" или, тем более крупное кварцевое ядро, то выемка ядра пегматита ведет, как правило, к вскрытию достаточно крупной друзовой полости.

Размеры полостей зависят еще и от элементов залегания кварцевых ядер: чем ближе падение ядра, тем крупнее оказывается вскрываемая под ними полость и тем более уплощенную конфигурацию она имеет. Так, под субгоризонтальными ядрами, имеющими характер тонких пластин, обнаруживаются щелевидные полости протяженностью до нескольких метров, тогда как под крупными крутопадающими ядрами полости имеют изометричную или трубообразную форму и нередко сопровождаются серией более глубоко расположенных мелких дочерних полостей – миарол, т.е. наблюдается переход к полостям тайгинского типа, характеристика которых дается в следующем разделе.

В генетическом плане большой интерес представляют особенности изменения характера кварца в ядрах пегматитов по направлению к полостям. Как уже упоминалось, в верхних частях ядер он серый, непрозрачный, "сливовой" типа, причем индукционные швы между его индивидами фиксируются при разборке ядра сравнительно редко. Чем ближе к полости, тем более просвечивающими становятся его обломки, а непосредственно около полости появляются даже почти прозрачные опалесцирующие участки. Но непосредственно в ее стенке в кварце вновь появляется очень большое количество первичных газово-жидких включений, и на такой интенсивно замутированный, иногда даже молочно-белый кварц и нарастают кристаллы дымчатого кварца в виде друзы, занимающей всю верхнюю стенку полости. Интересно, что в прилегающем к полости секторе ядра, начиная примерно с его середины, масса ядра начинает раскалываться преимущественно по индукционным швам между индивидами, так как швы эти оказываются переполненными вторичными газово-жидкими включениями с крайне варьирующими коэффициентами заполнения. Иногда индивиды кварца в нижней части ядра оказываются даже слабо связанными между собой, а в индукционных плоскостях, их разделяющих, наблюдается интенсивная регенерация кварца; это один из надежных признаков подхода к друзовой полости, хотя, с другой стороны, этот признак в то же время не очень благоприятен: часто в полостях, над которыми произошла интенсивная регенерация кварца, кристаллы различных минералов оказываются переполненными различными включениями, сконцентрированными в определенных зонах роста или распространенными во всей массе кристалла и даже вызывающими полное отсутствие в кристаллах частей, пригодных в качестве ювелирного сырья, так что весь извлекаемый из полости материал оказывается только коллекционным.

Интересно также, что переход от ядра к полости, т.е. плоскость ее верхней стенки всегда ориентирована субгоризонтально, так что при послышной выемке ядра сверху вниз оно очень резко сменяется кристаллами дымчатого кварца, ориентированными головками вниз. Их ориентировка то



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16

строго вертикальна, и тогда кварц в них оказывается прозрачным и не пораженным свилеватостью, то несколько наклонна, и тогда секторы роста тех граней, которые были обращены даже лишь слегка вверх — так, что могли "ловить" выседающую на них микроприсыпку, практически всегда поражены интенсивной свилеватостью, хотя часто и не влияющей на их прозрачность. Следовательно, можно говорить о том, что кристаллы кварца на верхних стенках друзовых полостей кочкарского типа оказываются хорошими минералогическими отвесами [20] свидетельствующими, что после образования полостей в пегматитах ощутимых тектонических движений, которые вызывали бы изменения элементов залегания гранит-пегматитовых тел или вмещающих их пород, в районе не происходило.

Конечно, кристаллы кварца в полостях кочкарского типа не полностью сконцентрированы на верхних стенках. Встречаются они и в донной части полостей, но в отличие от выросших на верхней стенке такие кристаллы всегда содержат вросшие в них или выросшие на них кристаллические индивиды самых разнообразных минералов — альбита, слюд, турмалина, иногда даже берилла, а потому представляют особый интерес как уникальный коллекционный материал.

В отличие от верхних конфигурация нижних стенок полостей чаще всего очень сложная. Субгоризонтальный характер нижних стенок отмечается только у щелевидных полостей под тонкими кварцевыми ядрами, ориентированными субгоризонтально. Если же кварцевое ядро (и пегматит в целом) имеет некоторый наклон или караваеобразную форму, то нижние стенки полостей, как правило, морфологически резко усложняются; и достаточно часто после отработки такой полости под нею можно еще встретить серию мелких дочерних миарол, даже с кристаллами минералов ювелирного качества.

В целом из изложенного следует, что если полости мурзинского типа возникают в результате воздействия внешнего фактора (интраминерализационной тектоники) на ход процесса формирования пегматитов, то появление друзовых полостей кочкарского типа обусловлено специфическим ходом развития пегматитового процесса при минимальных давлениях в пегматитообразующих системах [16, 17]. С таким выводом прекрасно согласуется тот факт, что если в каком-либо гранит-пегматитовом теле при предварительном обследовании бурением была подсечена хотя бы одна полость кочкарского типа, то при детальном изучении этого тела оказывается, что все присутствующие в нем пегматиты до уровня подсечения также содержат полости тех или иных размеров.

Р и с. 25. Зарисовки друзовых полостей кочкарского типа, вскрытых карьером пробной отработки в гранит-пегматитовом теле Втором (Светлинское поле)

a — наиболее характерное сечение полости; *b* — полость с кристаллами микроклина; *в* — сечение пегматитового обособления, полностью изолированного в массе гранита; *г* — щелевидная полость

1 — жильный гранит; *2* — мелко- и среднезернистая графика; *3* — крупнозернистая графика; *4* — апографика с олигоклаз-альбитом; *5* — блоковый микроклин; *6* — кварцевое ядро; *7* — альбитовая масса; *8* — альбит-мусковитовая масса; *9* — слюдяные массы в донной части полости и кристаллы мусковита над ядрами кварца; *10* — интенсивная регенерация ихтиоглиптов при альбитовом метасоматозе под полостью; *11* — кристаллы кварца; *12* — кристаллы микроклина; *13* — турмалин в донной части полости; *14* — кристаллы аквамарина; *15* — глинистая масса ("сало"), выполняющая полости; *16* — контакты: *a* — четкие, *b* — нечеткие

Полости тайгинского типа

По данным наблюдений в процессе проходки карьера Тайгинского графитового месторождения строение всех четырех жил с друзовыми полостями, найденными здесь, однотипно. Все жилы имеют крутое ($70-85^\circ$) падение к югу, чем обусловлен четко выраженный симметричный характер их зональности. Краевые части жил слагаются мелко- или среднезернистым (часто даже разномзернистым) мусковитовым или двуслюдяным аплитовидным гранитом, в котором в сторону пегматита несколько возрастает количество мусковита. Далее следует узкая, почти редуцированная зона мелкозернистой графики; такого классического развития графических структур, как в пегматитах Мурзинско-Адуйского района, здесь не наблюдается, поскольку они быстро сменяются зонами кварц-ортоклазовой субграфики. Морфология ихтиоглиптов в субграфике очень разнообразна, но резко преобладают скелетные и ельчатые формы. На контакте с зоной блокового микроклина отмечается в небольшом количестве сгруппированный в виде розеток крупнопластинчатый мусковит. Он сопровождается разрозненными выделениями олигоклаз-альбита (№ 7-12). Классический блоковый микроклин наблюдается только у верхних частей кварцевых ядер и над ними, а ниже он, как обычно, сменяется мелкоблоковой зоной с выделениями кварца, небольших количеств альбита и мусковита. Ниже ядер доминирующую роль в пегматитах приобретает кварц-олигоклазовая апографическая зона. Примерно начиная с 0,5-1,0 м от ядра и ниже, кварц в этой зоне оказывается интенсивно выщелоченным: за счет апографики формируется сильно кавернозная полевошпатовая масса ("сухарь"), имеющая мощность не более 30-40 см и прослеживающаяся вниз по падению пегматита на 1,0-2,5 м. Наиболее крупные каверны, объемом до 1-2 дм³, сосредоточены в верхней ее части, а вниз размеры каверн быстро уменьшаются. В самых крупных кавернах и наблюдаются в парагенезисе с альбитом, фиолетовым апатитом и небольшим количеством желто-зеленого мусковита призматические кристаллики соломенно-желтого берилла. Ниже размеры и количество кристалликов берилла в кавернах снижаются, так что вблизи нижнего выклинивания кавернозной зоны его уже нет, а обнаруживаются только мелкие иголки шерла. Мусковит также заметно тяготеет к верхней части зоны, а альбит, в особенности мелкозернистый — к нижней, где он иногда полностью заполняет все, даже мелкие, каверны; и если наблюдать не всю кавернозную зону в целом, а лишь нижнюю ее часть, то создается впечатление интенсивного альбитового метасоматоза по ортоклазу. Отметим, наконец, что кристаллы кварца (дымчатого) здесь единичны, не более 2 см длиной и 0,4 см в поперечнике и были обнаружены только в самых верхних кавернах.

В целом рассмотренные особенности позволяют говорить о системах каверн в пегматитах Тайгинского поля как о специфическом тайгинском типе друзовых полостей. В какой-то мере, конечно, можно проводить аналогию между ними и, например, полостями пегматитов Адуйского поля, также иногда с кавернозными "сухарями" в нижних частях. Но принципиальное отличие тайгинского типа полостей от прочих заключается в том, что полости тайгинского типа развиты не на месте кварцевого ядра, а значительно ниже и, по всей вероятности, позднее его.

Поэтому можно говорить о том, что в общей сложности рассмотренные выше типы друзовых полостей в пегматитах Урала в последовательности их перечисления образуют естественный ряд, каждый член которого отвечает строго определенному – все более и более позднему – моменту развития пегматитового процесса.

Особенности кристаллов кварца

Как видно из изложенной выше характеристики друзовых полостей различных типов, кварц в камерных пегматитах Урала является характерным типоморфным минералом. Действительно, например, морион отмечается в друзовых полостях мурзинского типа в качестве доминирующей разновидности кварца, а дымчатый кварц преимущественно нарастает на морион лишь в виде корочек. В полостях алабашского типа встречаются как морион, так и дымчатый кварц; а в полостях кочкарского типа морион практически не обнаруживается. Наконец, в полостях тайгинского типа отмечается слабо-дымчатый или даже почти бесцветный кварц. Таким образом, появление той или иной окраски кварца обусловлено временем его кристаллизации в ходе развития пегматитового процесса.

Та же последовательность: морион–темно-дымчатый кварц–раухтопаз–светло-дымчатый кварц отмечается и в зональных кристаллах этого минерала. В настоящее время уже общепринято мнение, что дымчатая окраска кварца обусловлена вхождением в него изоструктурного с ним NaAlO_2 . Интенсивность вхождения в кристаллическую структуру кварца этого изоморфного компонента существенно регулируется температурой [5, 8, 36, 60, 88, 93, 94, 108 и др.]. Поэтому упомянутая последовательность представляется вполне закономерной, так же как и распространение различных разновидностей кварца по типам друзовых полостей: морион характерен для наиболее высокотемпературного мурзинского типа, а светло-дымчатый – для относительно низкотемпературных полостей тайгинского типа.

Указанная закономерность несколько осложняется существованием цитриновой окраски в кристаллах из некоторых полостей алабашского и кочкарского типов. Интересно, что во всех наблюдавшихся нами случаях цитрин в друзовых полостях сопровождался лепидолитом. Этот парагенезис настолько устойчив, что позволяет говорить о существовании определенной закономерности. Но иногда в парагенезисе с лепидолитом обнаруживается не цитрин, а обычный темный коричневато-дымчатый кварц, который принято называть раухтопазом. Поэтому вопрос о том, почему в камерных пегматитах Урала цитрин практически всегда сопровождается лепидолитом, остается открытым.

В очень редких случаях, например в пегматитах Сарапульского участка в районе Мурзинского массива или в некоторых жилах Ключевского поля в районе Адуйского массива, обнаруживается также аметист, но его появление всегда оказывается явно сопряженным с наложением на уже сформировавшиеся полости более поздних процессов аметистообразования.

В подобных полостях, как правило, отмечается сильная коррозия кристаллов микроклина, а также топаза или берилла, если эти минералы присутствуют в полости. По топазам нередко развиваются даже полные псевдо-

морфозы, сложенные мелкочешуичатой гидрослюдистой массой, но хорошо сохраняющие форму исходного кристалла. Бериллы же лишь сильно разъедаются и оказываются погруженными в гидрослюдистую массу, но корочкой гидрослюд с поверхности, как топазы, не замещаются. В подобных полостях высококачественного ювелирного сырья практически никогда не обнаруживается, и поэтому появление прожилков аметистовидного кварца и сопровождающего их "зеленчука" (зеленоватой глинисто-гидрослюдистой массы, развивающейся метасоматически по полевым шпатам вокруг этих прожилков) в гранит-пегматитовых телах служит отрицательным признаком на выявление в непосредственной близости к зоне их развития качественного ювелирного сырья в полостях пегматитовых линз и шпиров. Но интервал захвата такими зонами пегматитов, как правило, невелик (обычно от 2 до 5 м), и потому при оценке перспектив того или иного гранит-пегматитового тела на ювелирное сырье наличие зеленчуковых зон не вносит существенных корректив. Так, например, при детальном изучении гранит-пегматитового тела Мокруши была обнаружена довольно широкая (2–3 м) зона развития зеленчуков и прожилков позднего прозрачного кварца, уничтожающих полости в пегматитах. Тем не менее в непосредственной близости от этой зоны вновь появились пегматитовые линзы и шпирь с друзовыми полостями.

Зоны эти интересны и с другой точки зрения. Исследователями, придерживающимися метасоматической теории формирования пегматитов, выделяется в пегматитах Урала так называемый наложенный тип полостей. Возникновение таких полостей связывается ими [56, 57] с наложением на уже сформированные пегматитовые тела гипотетических более поздних "хрусталеобразующих растворов", которые, по их мнению, и вызывают возникновение друзовых полостей под ядрами или в центре пегматитов, но в то же время совершенно не взаимодействуют с графическими зонами пегматитов и с аплитовидным гранитом. Нереальность таких представлений наглядно иллюстрируется наложением аметистовой минерализации на гранит-пегматитовые тела. Действительно, уж если такие низкотемпературные растворы, которые ведут к кристаллизации только аметиста и прозрачного кварца, способны вызвать столь резкие "зеленчуковые" метасоматические преобразования пегматитов и аплитовидных гранитов и даже пород вмещающей толщи, то можно представить, насколько интенсивными должны были быть метасоматические преобразования и гранитов, и вмещающей толщи в случае прохождения сквозь них таких высокотемпературных растворов, которые обеспечили бы образование друзовых полостей и появление разнообразной минерализации в этих полостях.

ТИПИЗАЦИЯ ПОЛОСТЕЙ ПО ХАРАКТЕРУ САМОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Главнейшими самоцветными минералами друзовых полостей камерных пегматитов Урала, которые определили их всемирную известность и в последнее время начали вновь рассматриваться как перспективный вид полезного ископаемого, являются различные разновидности кварца (морион, цитрин, дымчатый и бесцветный кварц) и берилла (соломенно-желтый берилл, гелиодор, аквамарин, ростерит, воробьевит), топаз и полихром-

ный турмалин. Как отмечено выше, кристаллы кварца в том или ином количестве обнаруживаются в любой полости, хотя иногда их бывает и мало, как в полостях тайгинского типа. Из остальных же перечисленных минералов в друзовых полостях всегда доминирует какой-то один минерал (а у берилла даже какая-либо одна его разновидность), а прочие минералы, даже если и обнаруживаются, то в резко подчиненных количествах — в виде мелких кристалликов, не имеющих серьезного практического значения.

Так, полости с топазами изредка содержат единичные мелкие кристаллики берилла, довольно часто в той или иной мере корродированные, но еще ни разу не отмечено, чтобы оба эти минерала имели равное развитие в единой полости. Аналогично этому в гнездах с аквамаринном иногда обнаруживающиеся единичные мелкие кристаллики топаза тоже представлены корродированной разновидностью. И несмотря на то, что термин "топазо-берилловые пегматиты" укоренился в минералогической литературе, он в принципе справедлив лишь применительно к гранит-пегматитовым телам в целом, поскольку в разных частях тел обнаруживается (хотя и далеко не всегда) то топазовая, то берилловая минерализация. Но если рассматривать более узко присутствующие в них пегматиты, то следует говорить о существовании топазоносных и бериллоносных разновидностей тем более, что переходные между ними разности с равным развитием берилла и топаза найти до сих пор не удалось.

Следовательно, мы вправе говорить о том, что в пегматитах топаз и берилл являются не минералами-спутниками, а скорее минералами-антагонистами.

В еще большей мере такая антагонистичность характерна для пары топаз + турмалин. Хотя в справочнике "Минералы" [48] турмалин указан первым в списке постоянных спутников топаза, но в действительности сонахождение обоих минералов в единой полости и тем более в срастании настолько необычно, что подобные срастания приходится рассматривать как минералогические редкости. Наконец, парагенезис берилла с турмалином. Хотя он и отмечен в камерных пегматитах Урала многократно, но тем не менее тоже достаточно редок и типоморфен, по-видимому, только для контаминированных пегматитов, в друзовых полостях которых совместно с полихромным турмалином нередко обнаруживаются кристаллы воробьевита или ростерита (Липовка, Министерская яма). Если в плащеобразных гранит-пегматитовых телах присутствуют и бериллоносные, и турмалиноносные пегматиты, то первые, как правило, сконцентрированы в висячем, а вторые — в лежащем боку этих тел. Как яркий пример этого можно отметить гранит-пегматитовое тело Второе на Светлинском поле. В крутопадающих гранит-пегматитовых телах в районе как Мурзинско-Адуйской, так и Кочкарской гранитной интрузии отмечается характерная вертикальная зональность, выражающаяся в закономерной смене в направлении сверху вниз и от фронтальных зон внедрения к корневым частям тел топазовой минерализации на берилловую, а последней — на турмалиновую (группа Тысячница).

Наконец, говоря о характере минерализации в друзовых полостях камерных пегматитов Урала, необходимо отметить и существование "пустых" полостей, в которых топаз, берилл или турмалин вообще отсутствуют [12]. Для них характерен парагенезис в друзьях крупных кристаллов

микроклина, мориона и единичных пластинок мусковита; иногда вместо мориона отмечается дымчатый кварц. Альбита в камерных пегматитах, как правило, мало или вообще нет. Во многих гранит-пегматитовых телах они занимают вполне определенное положение – ниже зоны развития полостей с турмалиновой минерализацией, хотя отмечаются и среди дру-гих зон.

Таким образом, среди друзовых полостей в гранитных пегматитах Урала, объединяемых А.Е. Ферсманом под общим наименованием "топазо-бериллиевые", достаточно четко выделяются четыре самостоятельных типа: топазоносные, бериллоносные, турмалиноносные и микроклиновые. В полостях контаминированных пегматитов выделяются также четыре типа минерализации: 1) рубеллитовая (иногда – с воробьевитом); 2) полихромного турмалина; 3) кордиеритовая; 4) без самоцветных минералов. Рассмотрим их особенности более детально.

Полости с топазами

Специфической особенностью топазового сырья из камерных пегматитов Урала является характерная для него нежнейшая голубая окраска – то едва заметная, то интенсивная. Лишь в редких случаях отмечаются желтоватые топазы; но винно-желтых или дымчато-коричневых топазов, характерных для камерных пегматитов Вольни и Забайкалья, на Урале до сих пор не встречено.

Строение топазоносных друзовых полостей мурзинского типа, распределение в них минерализации регулируется рядом закономерностей, четкость которых усиливается с увеличением размера полостей. Верхняя часть таких полостей обычно располагается в слабо развитой зоне блокового микроклина, тогда как стенки нижней части обычно сложены мелкопластинчатым альбитом. В донной части полостей всегда обнаруживается то или иное количество слюд, представленных лепидолитом или, реже, мусковитом.

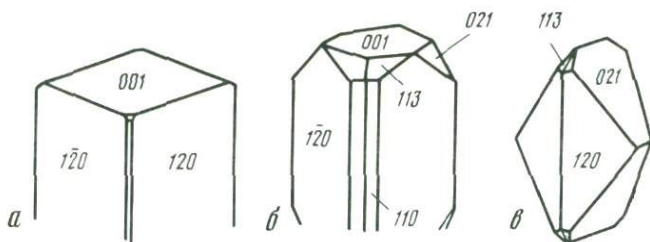
Кристаллы мориона или темно-дымчатого кварца обычно концентрируются в верхних частях полостей. Они то приурочены своими корневыми частями к стыкам кристаллов микроклина, то как бы протыкают последние; и хорошо видно, что основаниями, то которых происходило их разрастание, являются кварцевые ихтиоглипты апографической зоны. В этом случае целая серия кристаллов оказывается строго одинаково ориентированной относительно кристалла микроклина, в который они вырастают своими корневыми частями. При раскалывании образцов часто видна безукоризненная индукционная скульптура корневых частей кристаллов кварца, свидетельствующая о том, что кварц и микроклин кристаллизовались близко-одновременно. Корни кристаллов кварца довольно глубоко вырастают и в мелкозернистый альбит в нижней части полости, где они тоже часто представляют собой разрастания от ихтиоглиптов. Корневые части кристаллов кварца независимо от того, в каком минерале – микроклин или альбите – они расположены, всегда имеют зону интенсивного замутнения газово-жидкими включениями, в большинстве первичными. Сотовая трещиноватость, так характерная для морионов из топазоносных полостей пегматитов Вольни, в них не наблюдается.

И на микроклин, и на мелкопластинчатый альбит нарастают многочисленные розетки крупнопластинчатого клевеландита, причем особенно интересно, что в кристаллы микроклина эти розетки внедрены корневыми частями на глубину от 1 до 3 см. В итоге создается впечатление, что в определенный период времени происходила одновременная кристаллизация альбита и микроклина, так как иначе не объяснить тот факт, что в большинстве случаев кристаллы микроклина, на которые нарастают клевеландитовые розетки, имеют безукоризненно сформированные, блестящие грани со скульптурой роста, но не растворения.

Лепидолит, как правило представлен двумя разновидностями. В средних частях полостей он образует систему крупных, часто веерообразно расходящихся пластинок или своеобразных сростков (лепидолитовые розы), нарастающих на альбит, а в нижней — сильно кавернозным агрегатом мелких толстопластинчатых кристалликов, который А.Е. Ферсман вслед за уральскими горщиками называет "кипелкой". В более редких случаях слюды представлены мусковитом, причем точно так же крупные пластины его, имеющие окраску от зеленовато-серой до серо-зеленой, нарастают на мелкозернистый альбит в средней части полости, а в нижней — образуются кавернозные мелкопластинчатые агрегаты, аналогичные "кипелке", но имеющие яркую желто-зеленую или серовато-желтую окраску. Интересно, что и лепидолиты, и мусковиты из топазоносных полостей Мурзинки резко обогащены редкими щелочами; и есть достаточно веские основания полагать, что Li и Rb каким-то путем определяют возникновение топазовой минерализации в полостях мурзинского типа. Как ни парадоксально такое предположение, но иначе трудно объяснить тот факт, что "кипелка", как это подмечено еще горщиками, — обязательный элемент строения топазоносных полостей. К тому же рубидием и цезием богаты и амазонитовые топазоносные пегматиты Ильмен, и камерные пегматиты Вольни; кроме того, как будет показано ниже, редкими щелочами обогащены и слюды топазоносных полостей кочкарского типа на Урале. Но если рассматривать содержание редких щелочей на массу топазоносных частей гранит-пегматитовых тел в целом, то оно оказывается достаточно несущественным, лишь незначительно превышающим кларк этих элементов в гранитах жильной фации.

Особенно интересно то, что с характером слюд четко коррелируется морфология кристаллов топаза. В полостях с лепидолитом образуются кристаллы топаза той специфической формы, которую издавна принято именовать "мурзинской". Такие полости представляют собой короткие призмы с квадратным сечением и сильно раазвитым базопинакоидом. Прочие грани, если и отмечаются на кристалле, то развиты очень слабо и лишь слегка затупляют его вершины и ребра. Наиболее крупные кристаллы топаза изредка имеют даже почти точную форму псевдокуба (рис. 26).

Последние, как правило, прикреплены к стенкам полости в ее верхней части, на микроклин, нередко в сростании с розетками клевеландита. Все кристаллы имеют хорошо выраженный конус прикрепления, у которого поверхность соприкосновения с микроклином имеет четкую индукционную скульптуру. Взаимоотношения топаза с розетками клевеландита менее определены: альбитовые пластинки торастают в кристаллы топаза,



Р и с. 26. Типичные формы кристаллов топаза в друзовых полостях пегматитов Мурзинского района

а – псевдокубические кристаллы в ассоциации с микроклином и клевеландитом из шахты на участке Мокруша; *б* – наиболее характерная форма кристаллов из верхних частей друзовых полостей (мурзинский тип, по А.Е. Ферсману); *в* – мелкие кристаллы, нарастающие на мелкопластинчатую слюдяную массу (“кипелку”) в донных частях полостей (конвертообразный тип по А.Е. Ферсману)

то, наоборот, ограничиваются ими. Такие взаимоотношения тоже возникают лишь при одновременной кристаллизации обоих минералов.

В направлении к нижней части полости кристаллы топаза постепенно уменьшаются и становятся все более удлинёнными; одновременно на них появляется и становится все более и более резко выраженной $\{021\}$. В итоге кристаллы топаза, нарастающие на лепидолитовую “кипелку”, имеют размеры не свыше 1–1,5 см в длину и характерную форму, которую А.Е. Ферсман назвал “конвертообразной” (рис. 26, *в*).

Как правило, в направлении сверху вниз у топазов заметно ослабевает окраска. Поскольку слюды “кипелки” часто обрастают розетки клевеландита и, следовательно, являются более поздними образованиями, а конвертообразный топаз нарастает на них, то рассмотренные выше изменения форм его индивидов характеризуют кристалломорфологический ряд в ходе развития процесса минералообразования в друзовой полости на фоне понижающейся температуры.

В друзовых полостях, где мелкокристаллические поздние слюды представлены мусковитом, а не лепидолитом, форма кристаллов топаза, даже тех самых крупных индивидов, которые располагаются в верхней части полости, оказывается иной, с сечением ромбического или даже псевдогексагонального типа (в связи с развитием призматических граней $\{110\}$ и $\{120\}$) и с очень сложной по морфологии головкой. Часто такие топазы имеют отчетливые явления позднего растворения. Интересно, что именно в таких полостях вместе с топазом в небольших количествах встречается берилл.

В генетическом плане пока остаются необъяснимыми те мелкие кристаллики топаза, которые изредка обнаруживаются в глинистой массе заполнения друзовых полостей. Разными исследователями эта довольно специфическая очень вязкая глина (“сало” по терминологии горщиков), быстро и порой даже необратимо твердеющая на воздухе, рассматривается то как гипогенная, связанная с деятельностью остаточных порций минералообразующих растворов на позднейшем, очень низкотемпературном этапе формирования полостей, то как продукт гипергенеза, связанный с процессами выветривания вмещающих толщ.

Действительно, изредка в такой глине, причем только в полостях с интенсивной коррозией топазов, обнаруживается много мелких бесцветных прозрачных кристалликов топаза явно позднейшей генерации. К тому же они часто оказываются сконцентрированными в одном узком ее прослойке, т.е. эти кристаллики образовались явно в определенный момент заполнения полости глинистой массой. Но, с другой стороны, уже на глубине 35—40 м в топазоносных полостях Мокруши глинистого выполнения не обнаруживается вообще или его очень мало. Кроме того, близ контакта гранит-пегматитовых тел с амфиболитами глинистое выполнение становится уже не галлуазит-каолиновым, а существенно нонтронитовым. Этот факт явно свидетельствует о гипергенной природе "сала". Но тогда гипергенной следует считать и рассматриваемую генерацию топазов. Для решения этого очень интересного вопроса необходима постановка специальных исследований.

В друзовых полостях кочкарского типа кристаллы топаза обнаруживаются только на нижней стенке, причем в полостях уплощенной формы заметно их тяготение к краевым частям. Окраска минерала варьирует от едва заметной голубоватой или, реже, желтоватой до интенсивно ярко-голубой. Обычно усиление окраски происходит от внутренних частей кристаллов к внешним. Исключительно широко развита регенерация топазов, и поэтому индивиды топазов из друзовых полостей пегматитов Светлинского поля всегда имеют совершенно неправильную форму.

Так же как и в полостях мурзинского типа, топаз в полостях кочкарского типа сопровождается лепидолитом или мусковитом, причем по периферии они представлены крупными пластинами, то фиолетовыми, то зеленовато-серыми с характерной формой "махровых цветов", а в середине полости — пористым агрегатом мелких толстотаблитчатых или призматических кристалликов, морфологически идентичным "кипелке". Отметим, что мусковиты встречаются в полостях кочкарского типа чаще, чем лепидолиты. Кристаллов мориона в парагенезисе с топазом здесь нет, а кварц представлен либо дымчатой резновидностью типа раухтопаза, либо (в парагенезисе с лепидолитом) цитрином, причем окраска последнего иногда усиливается к периферии кристаллов. Розетки клевеландита также обычны.

В целом взаимоотношения кристаллов топаза с сопутствующими ему минералами позволяют говорить о том, что по времени выделения они резко отличаются от кристаллов в полостях мурзинского типа. Если там подавляющая масса кристаллов (за исключением нарастающих на "кипелку" мелких индивидов) топаза сингенетична с клевеландитом и даже с морионом, то в полостях кочкарского типа топаз образуется явно позднее клевеландита и кварца и сингенетичен с наиболее поздними генерациями слюд, т.е. формируется в полостях на заключительной стадии минералообразования. Интересно, что сечения его индивидов в тех редких случаях, когда они наблюдаются, оказываются ромбическими или псевдогексагональными, но не квадратными. Квадратные сечения оказываются характерными для более ранней генерации топазов, образовавшихся до кварцевых ядер и захваченных последними в своей массе.

Полости с берилловой минерализацией

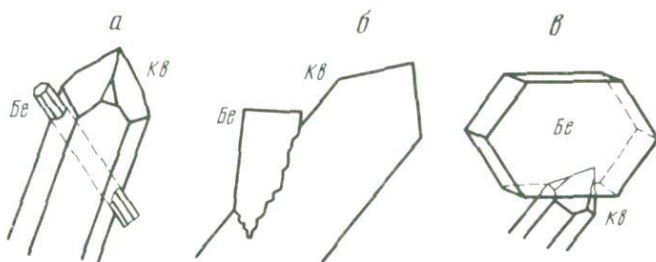
Берилловая минерализация в камерных пегматитах Урала достаточно разнообразна: в них, помимо наиболее широко распространенного и чаще всего встречающегося соломенно-желтого ("золотистого") берилла, обнаруживаются также аквамарин, гелиодор, ростерит и воробьевит, причем каждой из перечисленных разновидностей сопутствуют в полости строго определенные разновидности альбита и слюды.

Соломенно-желтый длиннопризматический берилл во всех структурно-морфологических типах полостей сопровождается сахаровидным или мелкопластинчатым альбитом и крупнолистоватым до мелкочешуйчатого зеленым мусковитом. Только эта разновидность берилла встречается в парагенезисе с шерлом.

Для голубого или зеленовато-голубого аквамарина – разновидности берилла, представляющей наибольший интерес в качестве ювелирного сырья – характерен парагенезис со светло-коричневым микроклином, пластинчатым голубоватым альбитом и ярко-зеленым мусковитом, присутствующим в полостях в сравнительно небольших количествах. Интересно подмеченная в нескольких полостях корреляция окраски аквамарина и мусковита: если кристаллы его с поверхности окрашены более интенсивно, чем во внутренних частях, то более яркоокрашенными оказываются и периферические части пластинок мусковита. Вообще присутствие мусковита в парагенезисе с аквамарином является неблагоприятным признаком, так как вместе с мусковитом образуются, как правило, аквамарины голубовато-зеленого, но не наиболее ценного небесно-голубого цвета. Чисто голубые его разновидности обнаруживаются лишь в полостях, где резко доминируют клевеландит, а мусковита нет или очень мало.

Гелиодор с окраской от желто-оранжевой до коричнево-красной всегда обнаруживается в парагенезисе с сахаровидным или толстотаблитчатым альбитом и специфическим жемчужно-серым мусковитом, пластинки которого часто содержат большое количество гематитовой "сыпи", распределенной неравномерно по зонам роста. В ассоциации с ним довольно часто отмечается альмандин.

Наконец, ростерит обнаруживается только в таких полостях, где слюды количественно резко доминируют над альбитом. Отмечаются два различных типа парагенезиса. Первый, наиболее широко распространенный, особенно в полостях кочкарского типа, – это парагенезис с клинчатой слюдой типа мусковит-1М, как бы выстилающей полость и занимающей значительную часть ее объема; на нее и нарастают пластинчатые, часто с обилием граней кристаллы совершенно бесцветного водяно-прозрачного ростерита, причем на них обычны негативные отпечатки агрегатов слюды. Второй тип – это парагенезис с литиевыми слюдами (лепидолитом или протолиитионитом). Как и в предыдущем случае, ростерит нарастает на слюдяные агрегаты, но в этом парагенезисе кристаллы ростерита имеют не пластинчатый, а почти изометричный облик и слабую окраску – от бледно-розовой до бледно-фиолетовой. Как правило, в них обнаруживаются повышенные концентрации редких щелочей и, следовательно, данную разновидность ростерита можно рассматривать как переходную к воробьевиту. Однако типичные воробьевиты с достаточно яркой розовой окраской и высокими



Р и с. 27. Характер взаимоотношений кристаллов дымчатого кварца (*Кв*) с различными разновидностями берилла (*Бе*)

а – соломенно-желтый длиннопризматический берилл "протыкает" кристалл кварца; *б* – срастание кварца и аквамарина; *в* – нарастание пластинчатого роостерита на кристалл кварца в нижней части полости

содержаниями суммы Cs_2O и Rb_2O (более 2 мас.%) были встречены только в сильно загрязненных пегматитах (копи Липовская, Мора, Министерская яма) в парагенезисе с рубеллитом и родичитом [71, 91] в начале столетия.

Каждая из перечисленных разновидностей берилла характеризуется специфическими особенностями онтогенических соотношений с кристаллами дымчатого кварца из нижних частей друзовых полостей. Это иллюстрируется рис. 27, где дан ряд зарисовок срастаний кристаллов этих минералов.

Длиннопризматические соломенно-желтые бериллы и гелиодоры в плоскостях соприкосновения с кварцем оказываются безукоризненно идиоморфными по отношению к кварцу. Неоднократные наблюдения случаев "протыкания" кристаллов кварца призмами берилла, подобных приведенному на рис. 27, *а*, свидетельствует о том, что к моменту кристаллизации дымчатого кварца индивиды берилла были уже полностью сформированы.

В отличие от них аквамарины и зеленые бериллы короткопризматического облика на плоскостях срастания с кварцем всегда имеют грубо-индукционную скульптуру, свидетельствующую о совместной кристаллизации. На рис. 27, *б* показан разрез по индивиду зеленовато-голубого аквамарина, вросшему в дымчатый кварц. Здесь хорошо выражен конус приращения, ограниченный индукционными поверхностями. Следовательно, кристаллизация этой разновидности берилла шла одновременно с завершением образования кристалла дымчатого кварца.

Наконец, кристаллы роостерита практически всегда нарастают на уже полностью сформировавшиеся кристаллы дымчатого кварца, как, например, на рис. 27, *в*; головки кварца дают на кристаллах берилла четкие отпечатки без признаков индукционного взаимодействия.

Результаты лабораторных исследований бериллов изложены в табл. 1. Из таблицы следует, что от ранних длиннопризматических разновидностей к роостеритам постепенно возрастают как общая щелочность бериллов, так и содержание в них редких щелочей. Однако с этой закономерностью диссоциирует результат, полученный по пробе 10. Дополнительные исследования этого минерала в пробе 10 показали аномальные потери при прокаливании (2,3 мас.%). Результаты изучения этой пробы позволяют полагать, что пе-

Т а б л и ц а 1

Содержания щелочных металлов в бериллах из друзовых полостей пегматитов (в мас. %)

Характеристика бериллов	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Длиннопризматический гелиодор	0,41	0,31	0,05	Следы	0,04
Длиннопризматический соломенно-желтый берилл	0,40	0,27	0,05	”	0,07
Аквамарин короткопризматический	0,39	0,33	0,09	0,01	0,05
Аквамарин опаловидный (с большим количеством первичных газовой-жидких включений)	0,33	0,36	0,06	0,01	0,05
Короткопризматический светлозеленый опаловидный берилл	0,23	0,61	0,06	0,02	0,05
То же (мутное "ядро" кристалла)	0,16	0,52	0,17	0,01	0,23
Бесцветная прозрачная поверхностная рубашка того же кристалла	0,30	0,70	0,30	0,01	0,29
Ростерит – изометричные кристаллы в парагенезисе с альбитом и лепидолитом	0,23	0,28	0,17	0,08	0,11
То же – замутненные большим количеством первичных включений	0,37	0,45	0,12	0,44	0,27
Пластинчатый ростерит в парагенезисе с клинчатым мусковитом	0,26	0,33	0,01	Следы	0,01

реход от длиннопризматических форм берилла через короткопризматические к пластинчатым в различных генетических условиях может происходить не только за счет вхождения таких крупных катионов, как Rb⁺ и Cs⁺, в гексагональные каналы кристаллической структуры минерала [2, 9, 90, 93, и др.], но и, по-видимому, в результате захвата молекул воды, что тоже вызывает уплощение кристаллов.

Полости с турмалиновой минерализацией

Среди турмалиноносных друзовых полостей камерных пегматитов Урала по характеру турмалина и сопутствующим ему минералам также выделяется ряд типов.

С черным шерлом. Друзовые полости с черным непрозрачным турмалином (шерлом), который только в тонких иголочках или осколках просвечивает густым коричневым или, реже, фиолетовым цветом, закономерно располагаются в наиболее глубоко расположенных, максимально

удаленных от фронта внедрения частях гранит-пегматитовых тел как в Мурзинско-Адуйском, так и в Кочкарском районах. Пегматиты с шерловой минерализацией обычно сменяют вниз по падению тел пегматиты с бериллоносными друзовыми полостями. Поэтому в любом случае появление друзовых полостей с кристаллами черного турмалина свидетельствует о слабой перспективности поисков ниже по падению гранит-пегматитового тела пегматитовых обособлений с берилловой, а тем более с топазовой минерализацией. При изучении гранит-пегматитовых тел и крутопадающих крупных пегматитовых жил смена берилловой минерализации на турмалиновую на глубине наблюдалась многократно, но обратных соотношений, когда бы турмалиновая (шерловая) минерализация сменялась на глубине берилловой, ни разу не отмечено. Полости с полихромным турмалином или тем более с рубеллитом могут появляться и в аликальных частях гранит-пегматитовых тел; но друзовые полости с черным турмалином как бы оконтуривают на глубине перспективную в отношении самоцветной минерализации область в гранит-пегматитовых телах.

Как правило, основная масса шерла в таких полостях сконцентрирована внизу, тогда как в верхних частях полости отмечаются лишь одиночные, но наиболее крупные кристаллы. Практически всегда шерл сопровождается темным грязно-зеленым пластинчатым мусковитом; в небольших количествах присутствуют мелкий таблитчатый альбит или (в загрязненных пегматитах) альбит-олигоклаз (№ 7–10). Интересно, что в полостях мурзинского типа в парагенезисе с шерлом повсеместно обнаруживаются кристаллы мориона, тогда как в полостях алабашского и кочкарского типов он находится в парагенезисе с дымчатым кварцем. В единичных случаях совместно с ним обнаруживается в небольших количествах берилл в виде мелких слабо зеленоватых или желтоватых кристаллов, обычно замутненных.

С зеленым турмалином. В некоторых гранит-пегматитовых телах (например, во Втором теле на Светлинском поле) среди пегматитов с бериллоносными полостями изредка обнаруживаются и пегматиты, обогащенные турмалином. Последний образует в друзовых полостях эффектные сноповидные и неправильные сростки сравнительно мелких (не более 5 см в длину и до 0,5 см в поперечнике) зеленых кристаллов с вариацией цвета от бутыльно-зеленого у аналогичного конца до травяно- или салатно-зеленого у антилогичного конца. Интересно, что, зарождаясь первоначально в виде короткопризматических, почти изометричных кристаллов, они далее растут только антилогичным концом, нередко снопообразно утолщаясь, тогда как головка на аналогичном конце кристалла, образованная гранями тулопо ромбоэдра, практически не растет. В связи с этим при вскрытии полости сначала создается впечатление присутствия в ней двух разновидностей турмалина и лишь находки двухголовых кристалликов позволяют сделать правильный вывод. Эта разновидность зеленого турмалина в полостях сопровождается большим количеством мелкопластинчатого зеленого мусковита с резко подчиненным количеством мелкопластинчатого альбита. Изредка в таких полостях обнаруживаются также единичные кристаллики зеленоватого короткопризматического берилла.

В отличие от полостей с черным шерлом полости с зеленым турмалином нельзя использовать для отрисовки контура распространения самоцветной

минерализации в гранит-пегматитовых телах, поскольку они иногда располагаются выше полостей с берилловой и, в частности, аквамаариновой минерализацией.

С полихромным турмалином. Этот тип минерализации резко отличается от предыдущего почти обязательным присутствием хотя бы небольших количеств лепидолита или розоватого литиевого мусковита, причем слюды здесь, как правило, имеют резко выраженную зональность, подчеркиваемую вариациями окраски — от жемчужно-серой до фиолетовой. В парагенезисе с ними обычен также кукеит (часто нарастающий в виде мелкозернистых розоватых пленок на кристаллы кварца и турмалина) и почти бесцветные изометричные кристаллики берилла типа роостерита. Клевеландит обычно образует крупные сноповидные (лучистые) агрегаты, но может и отсутствовать.

Полихромный турмалин представлен обычно крупными длиннопризматическими кристаллами длиной 2–7 см, иногда до 25–30 см, и толщиной от долей миллиметра до 3–4 см. Характерны самые различные вариации окраски, сменяющейся вдоль кристалла: салатно-зеленой, изумрудно-зеленой, голубой, фиолетовой, розовой, малиновой, причем в перечисленной последовательности зоны с такой окраской располагаются в направлении от антилогичного к аналогичному концу. Непосредственно у аналогичной головки вслед за малиновой отмечается иногда также дополнительная узкая зеленая или даже черная зона. По конфигурации зон в продольных срезах кристаллов видно, что разрастание их шло в сторону как аналогичного, так и антилогичного конца. Первоначально кристаллизовались зоны с голубой или фиолетовой окраской, а затем на одном конце кристаллизовалась розовая, а на другом — зеленая зона; но не исключено, что вначале рост кристаллов шел в сторону антилогичного конца с образованием интервала с зеленой окраской, а позднее сменился разрастанием аналогичного конца с розовой или малиновой окраской. В какой-то мере это подтверждается тем фактом, что при срастании кристаллов наблюдалось протыкание розового турмалина зелеными иголочками, обратных соотношений ни разу не отмечалось. В некоторых полостях голубой и даже фиолетовый интервалы отсутствуют и наблюдается непосредственный переход от салатно-зеленой к розовой окраске (например, в пегматитах Липовского участка).

Полости с полихромным турмалином характерны для гранит-пегматитовых тел, явно перспективных на самоцветное сырье. В частности, в плащеобразных телах с полостями кочкарского типа полихромные турмалины повсеместно тяготеют к наиболее насыщенным самоцветной минерализацией участкам этих тел, причем иногда полости с такими турмалинами оказываются расположенными в непосредственной близости с топазсодержащими (как на северо-восточном фланге тела Второго на Светлинском поле). В пегматитах с полостями алабашского и мурзинского типов они чаще всего обнаруживаются обособленно от полостей с иными типами минерализации, т.е. крутопадающие гранит-пегматитовые тела оказываются несущими только турмалиновую минерализацию. На Липовском участке, например ниже полости с полихромными турмалинами, в дайке гранита обнаружилось новое пегматитовое обособление, в друзовой полости которого был только черный турмалин. Но в противоположность этому на юго-

восточном фланге гранит-пегматитового тела Мокруши, ниже бериллоносных пегматитов, было встречено несколько пегматитовых шширов с мелкими полостями, содержащими полихромные турмалины (со слабым развитием в них розового интервала). По всей вероятности, специализированными турмалиноносными являются лишь гранит-пегматитовые тела с резко выраженными явлениями контаминации, тогда как в неконтаминированных пегматитах турмалиновая минерализация в полостях имеет резко подчиненное значение.

С рубеллитом. Практически все немногочисленные обнаруженные до настоящего времени друзовые полости, содержавшие малиновый турмалин типа рубеллита, располагались в апикальных частях сильно контаминированных пегматитов (жила Липовская, копи Мора, Министерская яма), причем по характеру взаимоотношений с блоково-микроклиновой зоной и морфологическим особенностям все они явно относятся к алабашскому морфологическому типу.

Минералогия их весьма сложна. Помимо турмалина, в них широко развиты альбит и лепидолит, представленные несколькими генерациями, обнаруживаются петалит, родицит, кукеит, танталит, микролит и целый ряд других, более редко встречающихся минералов. К сожалению, в последние десятилетия новых полостей этого типа не выявлялось, и автор имел весьма ограниченные возможности изучения главного минерала — рубеллита — лишь по единичным образцам в музеях и частных коллекциях.

Наблюдения показали, что в противоположность зеленому турмалину кристаллы малинового турмалина типа рубеллита растут только в направлении аналогичного конца. Корешки их прикрепления иногда зеленые, но на очень ограниченном интервале; далее следует розовая зона, которая быстро сменяется зоной с интенсивно малиновой окраской, имеющей в кристаллах доминирующую роль.

По-видимому, нет смысла повторять здесь сведения по рубеллит-лепидолитовым пегматитам района, изложенные в работе А.Е. Ферсмана [92]; отметим лишь следующее его замечание, интересное для оценки перспектив Мурзинско-Адуйского района. По А.Е. Ферману, в Министерской копи "... в глубине выработки видна вторая пегматитовая жила, по выражению старателей, еще непробитая; по строению она подобна верхней, почти лишена занорышей и местами сильно каолинизирована. Камней в ней пока обнаружено не было. После 1921 г. копь была вновь заброшена" [92, с. 349]. Насколько это известно автору, с тех пор данная жила так и не изучалась и, следовательно, до настоящего времени остается не вскрытой. Он отмечает также "... указание А. Николаева на нахождение розовых турмалинов, весьма сходных с липовскими, в 56 или 57 квартале Монетной дачи" [92, с. 101]. Эта пегматитовая жила, вероятно всего располагающаяся в пределах Ключевского участка, также до сих пор остается не найденной.

Из изложенного выше следует, что:

1. Друзовые полости в камерных пегматитах Урала отличаются широкими вариациями структурно-морфологических особенностей и взаимоотношений с окружающими их зонами пегматитов. По механизму образования и времени формирования в ходе пегматитового процесса выделяется четыре их типа: мурзинский, алабашский, кочкарский и тайгинский.

2. Полости с топазовой, берилловой и турмалиновой минерализацией в гранит-пегматитовых телах располагаются закономерно, так что топазовая минерализация оказывается сконцентрированной близ фронта внедрения, берилловая занимает промежуточное положение, а полости с черным турмалином как бы оконтуривают снизу участки гранит-пегматитовых тел с самоцветной минерализацией, располагаясь на максимальном удалении от фронта внедрения как даек, так и плащеобразных гранит-пегматитовых тел.

3. Контаминированные пегматиты в подавляющем большинстве случаев оказываются лишь турмалиноносными; другие виды самоцветной минерализации, в том числе и отмеченный А.Е. Ферсманом воробьевит, встречаются лишь спорадически. Намечается вертикальная зональность распределения этой минерализации в пегматитах: в верхней части гранит-пегматитовых тел располагаются рубеллиты, ниже сменяющиеся полихромными турмалинами, далее — зелеными их разновидностями и, наконец, мелкими пегматитовыми обособлениями, в друзовых полостях которых обнаруживается только черный турмалин.

Г Л А В А IV

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ УРАЛА

Анализ развития дискуссий по вопросам генезиса различных типов месторождений полезных ископаемых, в том числе и пегматитов, вполне однозначно свидетельствует, что острота подобных дискуссий практически полностью определяется недостатком или малой надежностью количественных данных о физико-химических условиях развития геохимических процессов, ведущих к формированию этих месторождений. Действительно, каждой гипотезой, как правило, предполагается резко различный характер эволюции температуры, давления и состава минералообразующих сред во времени и пространстве и, следовательно, количественные оценки указанных параметров при достаточной их надежности могут оказаться одним из решающих аргументов в пользу той или иной из высказанных гипотез.

Показательна в этом отношении и дискуссия о механизме формирования камерных пегматитов. Основными в ней являются две точки зрения, согласно которым друзовые полости в таких пегматитах возникают: 1) в результате закономерной эволюции пегматитообразующего расплава—раствора в замкнутых системах в условиях малых глубин (эволюционная гипотеза); 2) за счет резорбции и метасоматического преобразования ранее сформированных пегматитов под воздействием привносимых в них дополнительных порций минералообразующих растворов (метасоматическая гипотеза). Согласно первой точке зрения, температура и давление в пегматитообразующих системах в связи с замкнутым характером систем должны

постепенно и закономерно понижаться от начала к концу процесса, тогда как согласно второй точке зрения должен наблюдаться резкий подъем этих параметров в момент привноса с глубины метасоматирующих растворов, естественно, более прогретых по сравнению с массой уже сформировавшегося "первичного" пегматита. Следовательно, если мы получим достаточно надежную характеристику эволюции температуры и давления в ходе развития пегматитового процесса, в особенности на заключительной его стадии, в период формирования друзовых полостей, то сможем вполне однозначно установить, какое из упомянутых представлений справедливо для изучаемых нами пегматитов. Кроме того, по величинам давления можно установить, была ли пегматитообразующая система открытой или относительно-замкнутой на изучаемом периоде: если она была открытой, то давление в ней должно быть близким к уровню гидростатической нагрузки, тогда как при замкнутом характере системы давление в пегматитообразующем расплаве—растворе может сначала превышать вероятную литостатическую нагрузку (за счет эффекта фильтр—прессинга), а затем должно эволюционировать по изохоре.

Это обстоятельство и определило необходимость попытки получения количественных характеристик эволюции температуры и давления в ходе развития процессов формирования изучаемых пегматитов. К сожалению, разработанные к настоящему времени методы оценки этих параметров, применимые к изучению пегматитового процесса, еще имеют сравнительно большие вероятные погрешности, потому представляется необходимым наряду с изложением полученных результатов обсудить надежность и возможные погрешности методов, на основе которых они были получены.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЙ P - T УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ ПЕГМАТИТОВОГО ПРОЦЕССА

Инверсия кварца

Одним из наиболее популярных температурных реперов, который, начиная с классических работ А.Е. Ферсмана, широко используется при температурной градуировке пегматитового процесса, является $\beta \rightarrow \alpha$ -инверсия кварца. Высокотемпературная β -модификация этого минерала в ходе посткристаллизационного охлаждения переходит в α -модификацию, причем в связи с существенным уменьшением объема (примерно на 8%) и изменением конфигурации элементарных ячеек кристаллической структуры в массе кварца возникают сильные внутризерновые напряжения, ведущие к появлению тонкой полигональной трещиноватости, которую принято называть сотовой [7, 24, 96 и др.]. Впоследствии эти трещины заживают с образованием большого количества мнимо-вторичных включений, за счет которых кварц нередко теряет прозрачность.

По экспериментальным данным Х. Иодера [126], у кварца с несущественным количеством изоморфных примесей температура инверсии ($T_{и}$) определяется формулой

$$T_{и} = 572 + 27 P, \quad (3)$$

где $T_{и}$ — в $^{\circ}\text{C}$, а P — в кбар. Изоморфные примеси алюминия, лития, натрия

вызывают снижение $T_{и}$; например, у синтетического кварца, содержащего около 8 мол. % изоструктурной с ним изоморфной примеси $(Li, Na)AlO_2$, она снижается до $463 \pm 15^\circ C$ [26]. Однако при тех максимальных концентрациях указанной примеси в природных высокотемпературных кварцах из пегматитов, которые отмечались многими исследователями (не свыше 0,6 мол. %), снижение $T_{и}$ по сравнению с расчетным по (3) не превышает $4^\circ C$ [58] и такую незначительную погрешность можно практически не учитывать.

В итоге $\beta \rightarrow \alpha$ -инверсия кварца представляется одним из наиболее надежных температурных реперов при характеристике пегматитового процесса при условии, что имеется возможность каким-либо путем оценить (хотя бы приближенно) давление в момент ее проявления. Особенно эффектен и обстоятельно изучен $\beta \rightarrow \alpha$ -переход в кристаллах кварца из камерных пегматитов Вольны. Здесь высокотемпературная β -модификация, слагающая наиболее раннюю корневую (осевую) зону кристаллов, представлена светло-серой полупрозрачной массой с интенсивной сотовой трещиноватостью и очень резко очерченной границей со следующей, более поздней зоной серого прозрачного кварца, который к периферии кристаллов переходит в морион.

В отличие от них в камерных пегматитах Урала такие сотовые ядра у кристаллов кварца уже не наблюдаются. В полостях мурзинского и алабашского типов корневые части кристаллов мориона или дымчатого кварца тоже обычно полупрозрачны из-за обилия газово-жидких включений, но это — первичные разнонаполненные включения, образовавшиеся в ходе кристаллизации, а не приуроченные к залеченным сотовым трещинам. Иногда они группируются даже в виде серии поясков по зонам роста кристаллов. К тому же кварц типа мориона, который всегда является более поздним по сравнению с сотовым, слагает здесь ихтиоглипты в графических и апографических зонах¹. В сторону зальбандов пегматитов ихтиоглипты постепенно осветляются, становясь прозрачными пепельно-серыми; трещиноватость, очень напоминающая сотовую, появляется в них только около зальбандов пегматитовых обособлений.

Практически аналогичная картина наблюдается и в пегматитах с полостями кочкарского типа. В корневых частях кристаллов дымчатого кварца или цитрина здесь тоже наблюдается очень много газово-жидких включений, но они как бы обрисовывают положение верхней полости, а далее в ядре за полосой их развития наблюдается опалесцирующий кварц, вне всякого сомнения представленный низкотемпературной модификацией. Так же как и в районе Мурзинки, в Кочкарском районе типичную сотовую трещиноватость можно наблюдать лишь в ихтиоглиптах из призальбандовых частей пегматитов.

Тем не менее выяснить, каким — высоко- или, наоборот, низкотемпературным является кварц ихтиоглиптов, оказалось возможным только путем изучения шлифов. Дело в том, что напряжения в кристаллической структуре этого минерала, возникающие при инверсионном переходе, развитие трещиноватости снимает далеко не полностью. Поэтому для такого кварца очень характерно хорошо выраженное облачное, даже мозаичное, угасание,

¹ Именно из-за этого графический пегматит Мурзинки часто используется для поделок.

граница распространения которого в графической зоне четко фиксирует момент смены высокотемпературной модификации на низкотемпературную, которая инверсионному преобразованию уже не подвергалась. Самым любопытным при этих наблюдениях оказалось то, что такая граница четко трассируется и через кварц-мусковитовые ельчатые агрегаты. Это еще раз подтверждает сделанный в предыдущей главе вывод о близко-одновременном формировании графических структур и ельчатых агрегатов.

Таким образом, граница между β - и α -кварцем в камерных пегматитах Урала представляется важным температурным репером, характеризующим начальный период их формирования. Если полученная ранее [84] оценка давления в пегматитообразующей системе для этого периода (2,5 кбар) верна, то в соответствии с уравнением (3) температура в системе в этот период должна быть $645 \pm 10^\circ\text{C}$.

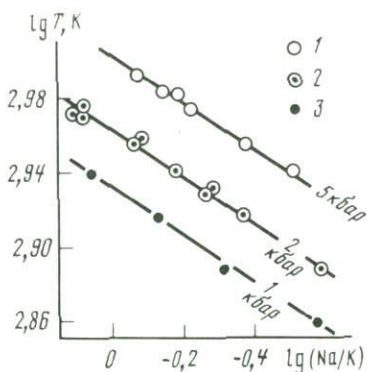
Составы сосуществующих полевых шпатов

Идея Т. Барта, впервые предложившего метод оценки температур природного минералообразования по составам сосуществующих полевых шпатов [103], оказалась очень важной для развития термометрии пегматитового процесса. Уточненный по результатам многочисленных выполнявшихся позднее экспериментальных исследований [76, 106, 110, 113, 115, 116, 118, 120–123, 125 и др.] двухполевошпатовый геологический термометр стал широко использоваться при изучении условий формирования гранитных пегматитов [19, 45, 51, 52, 84 и др.].

Особое значение при этом имеет тот факт, что парагенезисы щелочного полевого шпата с кислым плагиоклазом могут появляться на различных этапах пегматитового процесса, начиная от формирования ранних графических зон и кончая образованием друзовых сростков их в полостях. Следовательно, на основе двухполевошпатового геотермометра во многих пегматитах можно произвести серию определений температур минералообразования. К тому же парагенезис щелочного полевого шпата с альбитом экспериментально изучен более детально, чем с плагиоклазами типа олигоклаз–андезина и более основными. При этом на натриевость щелочного полевого шпата детально исследовано влияние не только температуры, но и давления, оказавшегося довольно существенным. Это видно из рис. 28, где показаны согласные между собой экспериментальные данные разных исследователей по интервалу температур $700\text{--}400^\circ\text{C}$ и давлений от 1 до 5 кбар. Все показанные на графике точки в пределах возможных погрешностей их получения характеризуются уравнением

$$\lg(\text{Na/K})_{\text{КПШ}} = 7,60 \lg T - 0,75 \lg P - 22,307, \quad (4)$$

где K и Na – мольные доли калиевого и альбитового компонентов в щелочном полевоом шпате; T – температура, K ; P – давление, кбар. Изобары, проведенные на графике в результате расчета по уравнению (4), показывают, что это уравнение с достаточной строгостью характеризует зависимость составов неупорядоченных полевых шпатов, равновесных с альбитом, от температуры и давления. Влияние присутствия анортитового компонента в кислом плагиоклазе на натриевость щелочного полевого шпата



Р и с. 28. Зависимость составов неупорядоченного щелочного полевого шпата, равновесного с альбитом, от температуры и давления

Экспериментальные данные: 1 — С. Морзе [118], при 5 кбар; 2 — У. Лас, О. Таттл [115], при 2 кбар; 3 — П. Смит, И. Парсонс [123], при 2 кбар

Прямые линии — изобары, отстроенные по уравнению (4), цифрами на них указано P , кбар

при заданных температуре и давлении принято приближенно учитывать путем замены коэффициента изоморфизма $(Na/K)_{КПШ}$, стоящего в левой части уравнения (4), на коэффициент разделения альбитового компонента между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом

$$K_{D_{Na}} = Na_{КПШ} / (1 - Na_{КПШ}) \cdot Na_{Пл}, \quad (5)$$

хотя такой коэффициент недостаточно согласуется с недавними результатами экспериментов Х. Сека [121, 122] по синтезу парагенезисов калиевого полевого шпата с плагиоклазами различной основности в изобарно-изотермических условиях. Кроме того, при таком упрощенном подходе имеется еще ряд неопределенностей, существенно влияющих на надежность получаемых на основе (4) и (5) температур минералообразования.

Первая неопределенность, как показано рядом исследователей [105, 97, 127 и др.], состоит в том, что изоморфная емкость щелочного полевого шпата по отношению к альбитовому компоненту зависит не только от температуры и давления, но и от степени упорядоченности кристаллической структуры этого минерала. Так, математическая обработка результатов экспериментов Н.Ф. Челищева [97] показала, что в интервале температур 600–700°С и давлений до 3 кбар они укладываются в приближенное соотношение

$$\lg(Na/K)_\rho \neq 0 = \lg(Na/K)_{\rho=0} + 1,2 \sqrt{\rho}, \quad (6)$$

где ρ — рентгеновская триклинность щелочного полевого шпата.

Такую поправку можно было бы ввести в (4), если бы имелась уверенность в том, что наблюдаемая нами рентгеновская триклинность полевых шпатов в пегматитах первична; однако в связи с явлениями их распада возможность сохранения первичной триклинности маловероятна и принять такую поправку представляется пока нецелесообразным.

Вторая неопределенность двухполевошпатовой геотермометрии по уравнениям (4), (5) связана с эффектом влияния давления на насыщение щелочного полевого шпата альбитовым компонентом. Для того чтобы в первом приближении избавиться от нее, можно предварительно, с учетом результатов, полученных по изучаемым пегматитам ранее [22, 84], принять давление таковым: при образовании графических зон пегматитов — около

2 кбар, для блокового микроклина — около 1 кбара и для друзовых полостей равным 0,5 кбар. Лишь при таком подходе есть смысл воспользоваться для геотермометрии уравнением (4) с учетом поправки (5).

В табл. 2 суммированы результаты изучения двухполевошпатовых парагенезисов из камерных пегматитов Урала, причем под индексом T_1 приводятся значения температур минералообразования, полученные по методу И.Д. Рябчикова [76], а под индексом T_2 — рассчитанные по уравнениям (4) и (5) с учетом упомянутых выше ориентировочных оценок давления при минералообразовании.

Особенно интересны в табл. 2 данные по пробе 340^В, в графическом пегматите которой ихтиоглипты кварца представлены высокотемпературной разновидностью с резко выраженным мозаичным угасанием. Следовательно, температура тонкозернистой графики в этой пробе, если давление было около 2 кбар, не должна быть ниже 640°С. Поэтому полученные по ней значения T_1 и T_2 представляются явно заниженными.

Выше уже было отмечено, что наиболее вероятной причиной такого расхождения температур, определяемых, с одной стороны, по β - α -инверсии кварца, а с другой — по двухполевошпатовому геотермометру, следует считать тот факт, что щелочной полевой шпат уже в момент кристаллизации имел некоторую степень упорядоченности своей кристаллической структуры. Пока еще не разработаны методы оценки первичной триклинности полевых шпатов: известно только, что после распада они приобретают $\rho = 0,69$ [99]. Если принять указанное значение ρ за первичное, то, используя уравнения (4–6), при условии $P = 2,5$ кбар, получаем значение $T = 690^\circ\text{C}$. Температура 640°С при таких расчетах получается при $\rho = 0,25$, и такое значение первичной триклинности в принципе не исключено. Но если это так, тогда еще более существенные расхождения определяемых температур минералообразования с действительно существовавшими мы должны получить по двухполевошпатовым парагенезисам из друзовых полостей, где щелочные полевые шпаты представлены уже не ортоклазом, а микроклином.

Как уже отмечалось в предыдущей главе, в друзовых полостях по крайней мере приповерхностные части индивидов микроклина кристаллизовались параллельно с розетками клевеландита и внутренними зонами кристаллов кварца. Условия образования последних весьма детально изучены Л.К. Дмитриевым [22]. По разнонаполненным первичным газово-жидким включениям, широко распространенным в центральных и особенно в корневых частях кварцевых кристаллов из друзовых полостей кочкарского типа, он, используя углекислотный (вариант по [34]) метод, оценил температурный интервал консервации этих включений в 300–260°С и давление в момент консервации $0,7 \pm 0,2$ кбар. Эта оценка условий кварцеобразования в полостях, полученная проверенным методом с большим количеством повторных измерений, позволяющим провести статистический анализ представительности полученных результатов, несомненно надежна. Но тогда достаточно точными оказываются и определения температур образования кристаллов микроклина из полостей кочкарского типа, полученные на основе двухполевошпатового метода по пробам 334 (250°С) и 333 (255°С); если даже эти результаты и занижены по сравнению с действительно существовавшими температурами минерало-

Таблица 2

Результаты геотермометрии пегматитов по составам сокристаллизующихся полевых шпатов

Номер пробы	Район, участок, жила пегматита, характеристика парагенезиса	Состав щелочного полевого шпата, мас. %		Na КППШ	Номер плагиоклаза	Температура, °С		
		K ₂ O	Na ₂ O			T ₁	T ₂	T ₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<i>Кочкарский район, тело Второе Светлинского поля</i>							
340 ^B	Мелкозернистый графический агрегат из зальбанда пегматита, с α-кварцем и сингенетичными вростками олигоклаза	7,35	1,87	27,8	18	580	575	650
348 ^П	Среднезернистая графика с сильно вытянутыми прозрачными серыми ихтиоглиптами и единичными вростками олигоклаза	7,90	2,00	27,7	16	580	570	620
348 ^к	Плоскость одновременного прекращения роста ихтиоглиптов на границе с блоковым микроклином; по ней – цепочка выделений олигоклаза и мусковита	12,25	2,57	24,1	16	560	540	595
347 ^e	Полосы перекристаллизации в графической зоне	9,3	1,83	22,9	16	545	530	565
507	Апографическая зона с двумя полевыми шпатами	10,1	1,83	21,6	12	540	520	535
348 ^у	Блоковый микроклин на границе с апографической зоной	12,2	2,30	22,2	11	545	510	510
347 ^ж	То же	12,6	2,35	21,9	11	535	505	500
10	Блоковый микроклин с выделениями альбита по зоне роста	12,67	1,77	17,5	10	505	470	470
348 ^м	То же, около кварцевого ядра (Rb ₂ O = 0,23%)	12,8	1,97	18,8	7	515	475	465
348 ^л	То же, вблизи полости (Rb ₂ O = 0,31%)	12,95	1,90	17,9	7	505	470	460
10 ^а	Клевеландит-микроклиновый агрегат из окаймления ядра	13,0	1,43	14,3	4	490	425	420
348 ^с	Альбит-мусковитовые розетки, вросшие в микроклин, на границе с кварцевым ядром	11,0	1,41	15,6	5	490	425	430
343 ^к	Параллельные сростки индивидов микроклина, альбита и мусковита в зоне окаймления кварцевого ядра	12,8	1,38	14,0	5	475	415	420
61/6	Коричневая каемка блоков микроклина с вростками в ней альбита на границе с кварцевым ядром (Rb ₂ O = 0,20%)	12,26	0,63	7,2	3	390	350	350
342	Округлые выделения микроклина в альбит-мусковитовой массе под кварцевым ядром около друзовой полости	14,1	0,47	4,8	2	335	310	300
334	Кристаллы микроклина на стенке полости с вросшими розетками клеветандита (Rb ₂ O = 0,24%)	13,5	0,34	3,7	2	275	250	255
333	Мелкие кристаллики микроклина из полости в тонком срастании с альбитом (Rb ₂ O = 0,38%)	13,4	0,36	3,9	1	280	255	260

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Мурзинский район</i>								
15	Микроклин блоковый с сингенетичными вростками альбита тело Мокруша	12,37	3,11	27,7	10	560	540	530
5	Блоковый микроклин с розетками альбита в его массе, над полостью ($Rb_2O = 0,40\%$) жила Тысячица	13,47	1,95	18,0	5	500	475	450
16	Кристалл микроклина из друзовой полости в сростании с клевеландитом ($Rb_2O = 0,7\%$); там же	15,96	1,18	10,1	3	440	335	340
17	То же, $Rb_2O = 0,7\%$	16,44	1,45	11,8	2	460	345	350
<i>Юг участка Старцева яма</i>								
28	Кристаллы микроклина размером 1–2 см ³ с единичными кристаллами альбита в микроклин-кварцевом проводнике	11,37	3,13	29,5	10	570	550	540
27	То же, кристаллы размером до 0,5 см ³	11,47	2,65	26,0	10	550	530	520
<i>Контаминированные пегматиты участка Буженинов бор</i>								
3	Часть зоны блокового микроклина в контакте с олигоклаз-кварцевой графической зоной	10,97	3,73	34,0	18	605	570	670
2	Центральная часть того же блока с мелкими выделениями олигоклаза по зоне роста	9,97	3,93	37,5	12	610	545	590
1	Наружная часть того же блока, выходящая в друзовую полость, с выросшими кристалликами олигоклаз-альбита	12,11	2,96	27,1	10	570	495	525
12	Блоковый микроклин серо-коричневый с единичными вростками олигоклаз-альбита	10,87	4,08	36,3	12	605	540	580
10	То же, полупрозрачный серо-коричневый	10,17	3,93	37,0	12	610	545	585
7	То же, полупрозрачный бежево-серый	10,47	3,76	35,3	12	600	535	575
<i>Жила Мокруша</i>								
Г-1	Друзовой микроклин из топазосных полостей – объединенная проба поверхности кристаллов	12,1	1,88	19,1	3	505	395	405
<i>Жила Мыльница</i>								
5	Кристалл микроклина из мелкой миаролы с выросшими на его поверхности пластинками альбита	13,47	1,95	18,0	4	495	390	400
<i>Жила Липовская</i>								
48	Блок микроклина с вростками сингенетичного альбита ($Rb_2O = 0,42\%$)	12,54	1,86	18,8	5	500	440	455

Примечание. Оценка температур сокристаллизации полевых шпатов: T_1 – по методу И.Д. Рябчикова, T_2 – расчет по уравнениям (4), (5), T_3 – расчет по уравнению (7); $Na_{КПШ}$ – содержание альбитового компонента в щелочном полевом шпате (в мольных процентах).

образования, то такое занижение можно рассматривать как практически несущественное.

Однако такие микроклины имеют величину рентгеновской упорядоченности 0,75–1,0 и нет оснований полагать, что первичная ρ у них была более низкой, поскольку посткристаллизационному распаду они не подвергались. Если по упомянутым пробам произвести расчеты, подобные выполненным по пробе 340^В, то при $\rho = 0,75$ получим температуры 540–570°С, т.е. явно и существенно завышенные. Следовательно, упорядоченность щелочных полевых шпатов, вызывая некоторое снижение их изоморфной емкости по отношению к альбитовому компоненту при фиксированных температуре и натриевости минералообразующей среды, в то же время не оказывает влияния на разделение этого компонента между микроклином и альбитом в области относительно низких температур.

Этот парадокс представляется возможным объяснить только на основе предположения, что распределение альбитового компонента между минералами рассматриваемого парагенезиса регулируется не упорядоченностью щелочного полевого шпата, а различиями первичных (возникавших в период минералообразования) структурных состояний обоих полевых шпатов. Только при таком условии погрешности в определениях температур минералообразования на основе двухполевошпатового метода должны быть близкими к нулевым для проб 333 и 334, где полевые шпаты представлены микроклином и низким альбитом; для пробы 340^В, в которой сосуществуют ортоклаз и кислый плагиоклаз, они могут оказаться уже ощутимыми.

Как известно [21], особенности структурного состояния кислых плагиоклазов в значительной мере регулируются содержаниями в них анортитового компонента. В связи с этим указанный фактор можно приближенно учесть путем введения в (5) эмпирического дополнительного множителя, отражающего кальциевость плагиоклаза. Если мы примем его в виде $1/(1-\text{Ca}_{\text{Пл}})$, где $\text{Ca}_{\text{Пл}}$ – мольная доля анортитового компонента в плагиоклазе, то определяемая температура минералообразования для пробы 340^В окажется равной 605°С, при виде его $1/(1-\text{Ca}_{\text{Пл}})^2$ получаем $T = 625^\circ\text{C}$ и, наконец, при $1/(1-\text{Ca}_{\text{Пл}})^3$ имеем значение $T = 650^\circ\text{C}$, хорошо согласующееся с температурой, полученной по $\beta \rightarrow \alpha$ -инверсии кварца. Подставляя это выражение в (5) и объединяя уравнения (4) и (5) при указанном уточнении, получаем

$$\lg \frac{\text{Na}_{\text{КПШ}}}{(1-\text{Na}_{\text{КПШ}})(1-\text{Ca}_{\text{Пл}})^4} = 7,60 \lg T - 0,75 \lg P - 22,307. \quad (7)$$

Используя это уравнение, по пробам 333 и 334 получаем соответственно значения температур минералообразования 260 и 255°С, т.е. вполне согласующиеся с результатами Л.К. Дмитриева, упоминавшимися выше. В итоге достигнуто согласование данных, получаемых по двухполевошпатовым парагенезисам, с обоими имеющимися температурными реперами. Расчеты температур минералообразования по уравнению (7) по остальным изученным пробам указаны в табл. 2 (столбец T_3).

Разумеется, такой чисто эмпирический подход к решению задачи нельзя признать строго корректным, но тем не менее он представляется необ-

ходимым, поскольку позволяет в определенной мере снять выявившиеся систематические погрешности двухполюсоватого метода, по крайней мере для данного конкретного случая. Без такой коррекции смысл детальной температурной градуировки изучаемого нами природного процесса в значительной мере теряется.

Равновесие мусковитов и кислых плагиоклазов

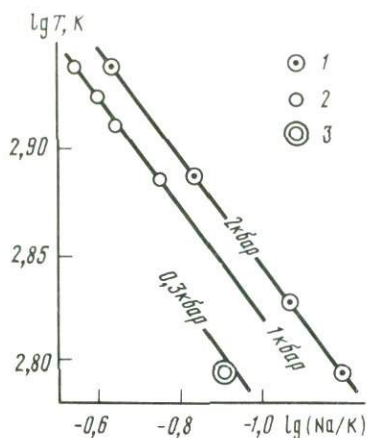
После публикации Х. Эйгстером и Х. Иодером [109] фазовой диаграммы системы мусковит–парагонит при 2 кбар последовали многочисленные попытки использования мусковита в качестве геологического термометра при изучении гранитных пегматитов [19, 45, 46, 53, 62, 84, 104, 111, 117, 119 и др.]. При этом выяснилось, что мусковит, равновесный с альбитом, содержит то же количество натриевого (парагонитового) компонента, что и мусковит, равновесный с парагонитом при тех же P – T условиях, и, следовательно, парагенезис мусковит+альбит можно использовать для термометрии пегматитового процесса. Но, как и у любого метода в стадии разработки, у данного геотермометра при предварительной его апробации выявились некоторые недостатки, требующие устранения.

Один из наиболее серьезных недостатков метода отмечен при попытках его использования для термометрии метаморфических сланцев из зон повышенных давлений, по которым он нередко дает явно заниженные результаты [23, 33, 107 и др.]. Предполагаются четыре возможных варианта причин выявившегося систематического занижения определяемых температур минералообразования: а) снижение изоморфной емкости фенгитовых мусковитов по отношению к натриевому компоненту по сравнению с обычными мусковитами; б) посткристаллизационное изменение натриевости слюд при развитии процессов диафореза, обычных после завершения прогрессивного этапа метаморфизма; в) существенное ограничение изоморфного вхождения натриевого компонента в мусковиты, кристаллизующиеся в условиях повышенных давлений; г) неточность используемого коэффициента разделения натрия между мусковитами и кислыми плагиоклазами.

Для мусковитов из гранитных пегматитов, особенно камерных, повышенная фенгитовость не типична и в данном случае этим фактором можно пренебречь. Обычная для пегматитов четкая зональность слюд исключает возможность сколько-нибудь существенной роли и второго из упомянутых факторов. Но влияние давления на насыщение мусковитов натриевой составляющей, судя по сопоставлению экспериментальных данных [63, 109, 112], показанному в виде графиков на рис. 29, действительно оказывается достаточно существенным: изменение давления с 2 до 1 кбар влияет на натриевость мусковитов так же, как и снижение температуры на 35–45 °С, а в области давлений, ниже 1 кбар, влияние давления еще более возрастает. В целом экспериментальные результаты, приведенные на рис. 29, с достаточной точностью характеризуются эмпирическим уравнением

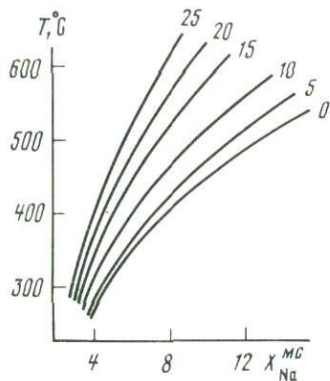
$$\lg (\text{Na}/\text{K})_{\text{Myc}} = 4,1 \lg T - 0,32 \lg P - 12,564, \quad (8)$$

где T – температура, К, а P – давление, кбар. Изобары на рис. 29, рассчитанные по [8], показывают достаточную его надежность.



Р и с. 29. Насыщение мусковита парагонитовым компонентом при различных температурах и давлениях

Экспериментальные данные: 1 – Х. Эйгстер, Х. Иодер [109], 2 кбар; 2 – И. Ийяма [112], 1 кбар; 3 – А.А. Попов [63], 0,3 кбар
Изобары проведены по уравнению (8)



Р и с. 30. Диаграмма плагиоклаз-мусковитового геотермометра [83]

X_{Na} – мольная доля натриевого компонента в мусковите, цифры у линий – основности плагиоклазов, сокристаллизующихся с мусковитом

Наконец, не исключена возможность влияния и последнего из упомянутых факторов при термометрии пегматитового процесса, поскольку, как показывают данные табл. 2, альбит № 0–2 в камерных пегматитах Урала обнаруживается только в друзовых полостях. Именно поэтому ранее автором уже была предпринята попытка построения диаграммы для термометрии пегматитового процесса по парагенезисам мусковита и кислого плагиоклаза. Эта диаграмма показана на рис. 30. Принцип ее построения был следующим.

В различных пегматитах, главным образом камерных и редкометалльных, был собран ряд парагенезисов щелочного полевого шпата, мусковита и кислого плагиоклаза (№ 0–25) с индукционным характером сращения индивидов всех трех минералов, что свидетельствует о близко-одновременной их кристаллизации. По этим минералам определялись температуры минералообразования, с одной стороны, по графику Ламбера [114] по натриевости мусковитов, а с другой – по двухполевошпатовому геотермометру [76]. При этом выявились закономерные расхождения в определяемых температурах, коррелирующиеся с основностью плагиоклазов. Это позволило путем простейшей термодинамической обработки результатов отстроить показанные на рис. 30 линии сольвусов мусковитов при заданной основности плагиоклазов.

Анализ этой диаграммы позволяет сделать любопытный вывод, что при любой $T = \text{const}$ все сольвусные линии в рамках возможных погрешностей их построения подчиняются единому условию

$$\frac{Na_{Myc}}{K_{Myc} \cdot (1 - Ca_{Pl})^3} = \text{const}, \quad (9)$$

которое, между прочим, объяснимо на основе особенностей химического обменного равновесия натриевых составляющих в мусковите и кислом плагиоклазе. Схема их равновесия при условии избытка кремнекислоты в минералообразующей среде имеет вид



и, следовательно, соответствующий ей коэффициент обменного равновесия должен быть следующим

$$K_{\text{Na}} = \text{Na}_{\text{Мус}} / \text{Na}_{\text{Пл}}^3. \quad (11)$$

Поэтому можно говорить о том, что эмпирический коэффициент (9) имеет определенный термодинамический смысл. Подставляя его в (8), получаем уравнение, которое можно было бы использовать для термометрии пегматитового процесса по сосуществующим мусковиту и кислому плагиоклазу. Но в данном случае необходимо иметь в виду, что на диаграмме (см. на рис. 30) приведены результаты, полученные методом И.Д. Рябчикова; а, как отмечено выше, этот метод по парагенезисам ортоклаза и олигоклаза дает систематическое занижение результатов. Поэтому можно априорно полагать, что по парагенезисам мусковит+олигоклаз мы, используя диаграмму на рис. 30 или уравнения (8) и (9), тоже получим температуры, заниженные по сравнению с действительными температурами сокристаллизации мусковита и олигоклаза, причем занижение это может оказаться существенным.

Для проверки такого предположения можно воспользоваться приведенными в табл. 3 результатами изучения проб 340^а и 340^ж, мусковиты в которых сопровождаются высокотемпературным β -кварцем. Они отобраны по тому же самому пегматитовому обособлению, где была взята проба 340^б, причем монофракции 340^а и 340^б получены выделением из единого образца. Индукционный характер срастания в этом образце мусковита с высокотемпературным кварцем, а также мозаичное угасание в кварце были выражены очень четко.

Используя диаграмму на рис. 30, получаем по этой пробе температуру 600 °С, а расчет по уравнениям (8) и (9) дает значение 570 °С при условии, что $P \approx 2,5$ кбар. Очевидно, что и в данном случае необходима поправка на кальциевость кислого плагиоклаза. Если ее принять в виде $1/(1-\text{Ca}_{\text{Пл}})$, то вводя ее в (9), получаем $T = 615$ °С, а в случае, когда она имеет вид $1/(1-\text{Ca}_{\text{Пл}})^2$, определяемая по (8), (9) температура минералообразования оказывается равной 650 °С, т.е. согласуется с данными по инверсии кварца. С учетом этого окончательный вариант уравнения для термометрии по натриевости мусковита

$$\lg \left[\frac{\text{Na}_{\text{Мус}}}{K_{\text{Мус}} \cdot (1-\text{Ca}_{\text{Пл}})^5} \right] = 4,1 \lg T - 0,32 \lg P - 12,564. \quad (12)$$

Вычисленные по нему температуры мусковитообразования приведены в табл. 3 под индексом T_3 . Как видим, результаты по пробам мусковитов 502, 43, 44, 334^б, 342^в и 342^д, сингенетичных с кристаллами кварца в друзовых полостях, дали значения температур, согласующиеся с теми, которые получены Л.К. Дмитриевым путем изучения первичных газожидких включений в кварце.

Таблица 3

Результаты геотермометрии пегматитов по мусковитам, сокристаллизовавшимся с кислыми плагиоклазами

Номер проб	Район, участок, жила пегматита, характеристика парагенезиса	Состав мусковита, мас. %			Na _{Мус}	Номер плагио-клаза	Температура, °С		
		K ₂ O	Na ₂ O	Rb ₂ O			T ₁	T ₂	T ₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Кочкарский район, тело Второе Светлинского поля</i>									
340 ^а	Олигоклаз-мусковитовая контактовая оторочка пегматита с β-кварцем	8,7	0,62	0,07	9,7	18	600	570	650
340 ^ж	Кварц-мусковитовый ельчатый агрегат в мелкозернистой графике с β-кварцем	7,9	0,52	—	9,0	18	580	550	630
340 ^г	То же, но с α-кварцем	8,6	0,52	—	8,3	18	560	515	595
340 ^е	То же	9,2	0,50	—	7,6	18	530	495	575
340 ^з	”	8,8	0,51	—	8,1	18	550	510	590
340 ^и	”	8,9	0,54	—	8,4	18	560	520	600
348 ^а	”	8,9	0,53	—	8,2	18	555	515	595
348 ^ж	Цепочка мусковита и олигоклаза на границе графической и блоковой зон	9,1	0,56	0,09	8,5	18	565	505	585
340 ^к	Кварц-мусковитовый ельчатый агрегат в среднезернистой графике	8,2	0,51	—	8,8	17	570	520	600
340 ^л	То же	9,8	0,55	—	7,8	17	530	500	570
340 ^н	”	7,9	0,45	—	7,9	17	530	500	575
340 ^о	То же, в крупнозернистой графике	8,3	0,52	—	8,7	15	530	505	570
340 ^п	То же	9,5	0,66	—	9,5	15	570	525	590
340 ^р	”	8,6	0,60	—	9,6	14	570	535	580
347 ^ф	Центр полоски перекристаллизации в графической зоне	9,4	0,58	0,19	8,5	16	540	490	560
505	Пластинки мусковита в контакте апографической зоны с блоковым микроклином	9,7	0,72	—	10,0	12	520	500	545
344 ^в	То же, что и в пробе 505	9,2	0,60	—	9,0	12	495	475	525
342 ^ж	То же	8,7	0,67	—	10,3	12	530	505	555
335	”	10,0	0,82	—	10,9	11	540	510	555
347 ^з	”	9,5	0,70	0,33	9,9	11	520	495	535
348 ^в	Кварц-мусковитовый агрегат из контакта апографической зоны с кварцевым ядром	9,3	0,50	—	7,5	12	450	415	455
348 ^д	Мусковит с альбитом в ядре кварца на конце агрегата пробы 348 ^в	9,6	0,53	—	7,7	10	450	405	445
104	Мусковит с небольшим количеством альбита у верхнего выклинивания кварцевого ядра	9,7	0,84	0,20	11,5	7	510	465	495
504	Альбит-мусковитовая зона над полого-залегающим кварцевым ядром	8,7	0,59	0,31	9,2	4	450	405	420
348 ^е	Альбит-мусковитовые разрозненные розетки у верхнего выклинивания кварцевого ядра	8,2	0,65	0,08	10,9	5	485	445	465
347 ^г	Мусковит серо-зеленый среди мелкозернистого альбита в висячем контакте кварцевого ядра у его средней части	9,3	0,68	0,26	9,9	5	465	425	445
347 ^п	Мусковит зеленый; то же	9,0	0,62	0,37	9,3	5	450	415	430
344 ^а	В тех же условиях — пачка серо-зеленого мусковита, врастающая в ядро на 15 см	9,4	0,60	0,42	8,7	4	435	395	410
345 ^а	Ленточный мусковит в средней части ядра — начало его кристаллов среди альбитовой зоны окаймления	9,4	0,61	0,16	8,9	6	440	410	430
345 ^в	Средние части тех же лент	8,6	0,52	0,15	8,4	6	430	400	420
345 ^д	Окончания тех же кристаллов в кварцевом ядре (со стороны висячего бока)	8,8	0,51	0,20	8,0	6	420	390	410

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
346 ^a	Серо-зеленые пластинки мусковита с индукционными поверхностями в средней части ядра у висячего контакта	9,7	0,62	0,18	8,8	2	415	390	395
342 ^И	Коричневато-зеленый кристалл мусковита у висячего контакта средней части кварцевого ядра	9,5	0,70	0,02	9,9	2	450	410	415
340 ^И	Кварц-мусковитовые "полушария" в зоне альбит-мусковитового окаймления полого залегающего ядра со стороны висячего контакта, центр "полушарий"	8,7	0,42	0,02	6,8	7	405	370	390
347 ^К	То же; периферия "полушарий"	9,8	0,39	0,35	5,6	7	365	340	360
343 ^М	Альбит-мусковитовые розетки в висячем контакте ядра и блокового микроклина	8,2	0,46	0,16	7,8	5	430	390	415
347 ^С	Корневые части кристаллов мусковита, разрастающихся из массы альбита в ядро	8,7	0,59	0,31	9,2	5	450	410	430
347 ^У	Окончания тех же кристаллов в массе кварца ядра	9,6	0,56	0,33	8,0	5	430	385	405
342 ^a	Мелкопластинчатый светло-зеленый мусковит с альбитом в лежащем боку крутопадающего ядра	9,5	0,45	0,06	6,7	7	400	365	390
503	То же, крупнопластинчатый	8,9	0,46	0,06	7,2	4	395	365	375
7	Клиновидные светло-зеленые кристаллы мусковита в основаниях кристаллов кварца из друзовой полости	9,9	0,55	0,15	7,8	2	385	340	345
500	То же; ранние их части	9,5	0,60	0,09	8,7	2	420	355	365
501	То же; кромки их, врастающие в кристаллы кварца	9,2	0,50	0,12	7,6	2	380	335	340
502	Тонкокристаллический агрегат желто-зеленого мусковита, обрастающий мусковит 503 на выходе его в полость (в нем 0,68% Cs ₂ O)	10,6	0,30	0,68	4,0	2	270	240	245
43	Жемчужно-серый короткопризматический мусковит, образующий нижнюю стенку полости (Cs ₂ O = 0,49%)	7,7	0,27	0,64	4,9	2	310	270	275
44	Длиннопризматический травяно-зеленый мусковит, обрастающий № 43 (Cs ₂ O = 0,29%)	7,8	0,28	0,40	5,0	2	310	270	275
334 ^б	Светло-фиолетовый мусковит короткопризматический, образующий индукционные сростки с клевеландитом и поздним микроклином	9,3	0,28	0,27	4,3	2	280	250	255
334 ^a	Мелкие длиннопризматические кристаллики, образующие присыпку на кристаллах кварца, турмалина, клевеландита (Cs ₂ O = 0,15%)	10,4	0,22	0,25	3,0	2	200	205	210
342 ^Д	Зеленоватая слюда, образующая совместно с мелкокристаллическим альбитом нижнюю стенку полости	8,9	0,34	0,06	5,4	3	330	285	290
342 ^В	Стально-серая короткопризматическая слюда, образующая совместно с округлыми кристаллами микроклина и розетками клевеландита (друзовые агрегаты на нижней стенке полости)	9,6	9,34	0,07	5,1	2	325	280	285

Примечание. Na_{Muc} — молекулярный процент натриевого компонента в мусковите; температуры мусковитообразования: T_1 — по диаграмме на рис. 30; T_2 — расчет по уравнениям (8) и (9); T_3 — расчет по уравнению (12).

Плаггиоклаз-мусковит-калиевополевошпатовое равновесие

Коэффициенты при $\lg P$ в уравнениях (7) и (12) различаются между собой. Следовательно, если имеются доказательства одновременности образования кислого плаггиоклаза, мусковита и щелочного полевого шпата (совместный рост их в виде друз, индукционный характер срастаний их индивидов и т.д.), то появляется возможность сопряженного определения температуры и давления минералообразования путем решения системы этих уравнений относительно неизвестных T и P . Такие парагенезисы были найдены при детальном изучении камерных пегматитов из Кочкарского района (табл. 4), но к таблице необходимы пояснения по особенностям взаимоотношений минералов в парагенезисах, на основании которых сделан вывод о близко-одновременном периоде их кристаллизации.

1. Олигоклаз-мусковитовые оторочки, отделяющие графические зоны пегматитов от окружающих аплитовидных гранитов, отмечаются в гранит-пегматитовые тела Светлинского поля довольно часто. В них кристаллические индивиды кварца, олигоклаза, мусковита и щелочного полевого шпата ориентированы в направлении, близком к нормали к контакту пегматита. При детальном изучении фиксируется хорошо выраженный геометрический их отбор, а на плоскостях срастания минералов отчетливо видна под биноклем индукционная штриховка. В мелкографическую зону сильно удлинённые ленточки мусковита заходят на 1–2 см, призмочки олигоклаза – на 2–4 мм. Индивиды кварца сильно трещиноваты и имеют облачно-мозаичное угасание, характерное для высокотемпературной его разновидности. Онтогенические особенности оторочки, из которой взят парагенезис № 1, позволяют сделать вывод, что в самый начальный момент пегматитового процесса происходила одновременная кристаллизация всех четырех упомянутых минералов, затем сменявшаяся образованием мелкографической зоны с многочисленными кварц-мусковитовыми ельчатыми агрегатами. Содержания Na_2O и K_2O несколько занижены из-за присутствия в монофракциях тонких вростов кварца, полностью избавиться от которых не удалось.

2. Апографические зоны в некоторых пегматитах (или отдельных их участках) редуцированы, и тогда графика непосредственно и резко сменяется блоковым микроклином. Но такие границы редко не содержат дополнительных минералов; обычно в них наблюдаются некоторые количества выделений олигоклаза и мелкого мусковита, так что парагенезис № 2 достаточно типичен для пегматитов. Как и в изученном образце, олигоглаз и мусковит со щелочным полевым шпатов графической зоны дают индукционные срастания, а в блоковый микроклин врастают хорошо сформированными частями индивидов. Поэтому монофракция 348^{K} отобрана на интервале 0,5 см из графики, непосредственно примыкающей к границе зон.

3. Парагенезис № 3 можно рассматривать как контрольный по отношению к предыдущему, поскольку характер и возрастные взаимоотношения минералов, фиксируемые онтогеническими исследованиями, у них практически идентичны: единственным отличием является то, что выделения олигоклаза и мусковита уже не разрозненные, а образуют сплошную, хотя и маломощную (2–3 см) апографическую кварц-микро-

Таблица 4

Результаты геотермобарометрии по парагенезисам полевых шпатов и мусковита из пегматитов с друзовыми полостями кочкарского типа

Номер парагенеза	Характеристика парагенеза	Номер монофракций	Минерал	Результаты анализа, мас. %			Na-составляющая, мол. %	Номер плагноклаза	Условия образования	
				K ₂ O	Na ₂ O	Rb ₂ O			T, °C	P, кбар
1	Олигоклаз-мусковитовая оторочка пегматита в контакте;	340 ^B	<i>КПШ</i>	7,35	1,87	0,07	27,8	18	650	2,55
2	в парагенезисе высокотемпературный кварц Участок одновременного прекращения роста ихтиоглиптов;	340 ^a	<i>Мус</i>	8,7	0,62	0,07	9,7	18	585	1,55
		348 ^К 348 ^Ж	<i>КПШ</i> <i>Мус</i>	12,25 9,1	2,57 0,56	0,15 0,09	24,1 8,5			
3	на этой границе – цепочка выделений олигоклаза и мусковита Контакт кварц-олигоклаз-мусковитовой апографической зоны с блоковым микроклином	347 ^Ж	<i>КПШ</i>	12,6	2,35	0,20	21,9	11	540	1,6
		347 ^З	<i>Мус</i>	9,6	0,70	0,33	9,9			
4	Полоска перекристаллизации в графической зоне, с мусковитом и олигоклазом	347 ^e	<i>КПШ</i>	9,3	1,83	0,07	22,9	16	535	1,05
		347 ^Ф	<i>Мус</i>	9,5	0,58	0,19	8,5			
5	Альбит-мусковитовые розетки на контакте блокового микроклина и кварцевого ядра	343 ^К	<i>КПШ</i>	12,8	1,38	0,12	14,0	5	415	0,9
		343 ^М	<i>Мус</i>	8,2	0,46	0,16	7,8			
6	Округлые выделения микроклина среди мелких кристаллов альбита и мусковита в нижней части полости	342	<i>КПШ</i>	14,1	0,47	Не ан.	4,8	2	300	0,75
		342 ^B	<i>Мус</i>	9,6	0,34	0,07	5,1			
7	Кристаллы микроклина, мусковита и клевеландита из друзовой полости	334	<i>КПШ</i>	13,5	0,34	0,24	3,7	2	255	0,5
		334 ^б	<i>Мус</i>	9,3	0,28	0,27	4,3			

Примечания. *КПШ* – щелочной полевой шпат, *Мус* – мусковит.

клин-мусковит-олигоклазовую зону с хорошо выраженной направленностью и синхронностью роста индивидов разных минералов в сторону центра пегматита.

4. В полоске перекристаллизации шириной 2–3 см, косо секущей среднезернистую графическую зону (но не доходящей до зальбанда пегматита), отмечаются сегрегация кварца в осевой части, усиление интенсивности кремовой окраски щелочного полевого шпата, подвергшегося перекристаллизации, и появление в его массе на контакте с сегрегировавшимся кварцем неправильных мелких выделений олигоклаза и мусковита. В зоне блокового микроклина на продолжении этой полоски никаких изменений уже не наблюдается, т.е. развитие ее во времени сопряжено с формированием апографической зоны, от которой полоска отходит.

5. Этот парагенезис был взят по контакту блокового микроклина с верхней частью кварцевого ядра. В массу кварца здесь довольно глубоко (на 10–12 см) внедрился крупный кристалл микроклина. В него своими конусными частями на глубину до 2 см вросли альбит-мусковитовые (с кварцем) розетки, причем индивиды мусковита и альбита были, подобно микроклину, четко идиоморфными по отношению к кварцу ядра. В монофракцию микроклина 343^к отобраны приповерхностные (на глубину не более 1 см) части его кристалла, синхронные (судя по онтогеническим взаимоотношениям) с альбит-мусковитовыми розетками.

6. В нижней стенке друзовой полости, где взят парагенезис № 6, был обнаружен необычный коричневый микроклин в виде мелких округлых (из-за количества граней) кристалликов в тесном срастании с мусковитом (короткопризматические кристаллы) и пластинчатым клевеландитом. На границах индивидов всех минералов макроскопически хорошо виден четкий индукционный рельеф, а у альбита и мусковита те части индивидов, которые вросли в микроклин, имеют резко выраженную конусность. В пробу, из которой выделялись монофракции, отбирались мелкие обломки размером до 1 см³ с непосредственными срастаниями микроклина и мусковита.

7. В этой друзовой полости нижняя стенка была образована кристаллами микроклина размером до 10×6×8 см, в которые на глубину до 1,5 см вросли конусными краями пластинки мусковита и клевеландита. Монофракция микроклина отбиралась из приповерхностных частей кристаллов.

Учитывая сравнительно невысокую разрешающую способность рассматриваемого метода по давлению (точность его в лучшем случае оценивается в ± 25 отн.%), можно говорить лишь об общей направленности эволюции давления, отражающейся в табл. 4. Поскольку между микроклином и альбитом, а также и между мусковитом и альбитом равномерно распределяется несколько общих изоморфных компонентов (помимо натрия, также кальций, рубидий, алюминий и др.), то можно полагать, что в будущем по каждому из этих двуминеральных парагенезисов будут созданы минералогические термобарометры, применимые, в частности, и для изучения особенностей развития пегматитового процесса, в том числе и тонких его деталей. Пока же такие детальные исследования еще невозможны.

Расплавные включения

В настоящее время практически все исследователи признают раскристаллизованные включения микропорций магматических расплавов в различных минералах в качестве очень веских доказательств магматической природы этих минералов [44]. Расплавные включения оказались достаточно обычными для ихтиоглиптов кварца из графических зон пегматитов, в том числе и камерных [4]. Как правило, они очень мелки (порядка первых тысячных долей миллиметра и менее) и на первый взгляд их можно принять за обычные твердые субмикровключения щелочного полевого шпата в кварце. Однако при детальном изучении у них выявляется ряд особенностей, не характерных для упомянутых субмикровключений.

Диагностику расплавных включений удобнее всего вести в специально готовящихся для этой цели горизонтально ориентированных утолщенных шлифах со стороны верхней плоскости. При достаточно больших увеличениях в них обнаруживается круглый газовый пузырек, а иногда даже небольшие количества жидкой фазы, в особенности у включений в ихтиоглиптах из крупнозернистых графических или апографических зон. Однако подобный газовый пузырек мог возникнуть и в случае захвата растущим кристаллическим индивидом присыпки другого минерала, выделяющейся не из расплава—раствора, а из концентрированного раствора, обогащенного газовой составляющей. Поэтому вторым важным диагностическим признаком расплавных включений является соответствие их формы кристаллографической форме минерала-хозяина, но не минерала-узника; в случае присыпки должны быть обратные соотношения. Очень надежным диагностическим признаком расплавных включений в графических зонах пегматитов является также присутствие в них микропластиночек мусковита.

За очень редкими исключениями такие включения гомогенизировать не удастся: как правило, они взрываются при температуре 500–550 °С, когда пузырек газа приобретает уже ясно различимую подвижность; включение заметно увеличивается в размерах за счет растворения стенок, но гомогенизации законсервированного вещества еще не достигнуто. Причина этого явления в целом понятна. При таких температурах давление флюидных компонентов внутри включения должно уже превышать 1 кбар, и стенки его без компенсации давления извне такой нагрузки не выдерживают. Частичная утечка флюида и сброс давления при этом могут быть и незаметными, тогда включение удастся гомогенизировать, но при температуре, заметно превышающей возможную температуру его образования [4]. Поэтому в данном случае важно не получение температуры гомогенизации включений как таковой, а сам факт наличия расплавных раскристаллизованных включений, подтверждающих реальность существования пегматитообразующего расплава—раствора.

В этом плане особенно интересны включения в ранних генерациях берилла I, кристаллы которых идиоморфны по отношению к блоковому микроклину. В любом изготовленном из них препарате при достаточно больших увеличениях фиксируется огромное количество самых разнообразных включений — существенно газовых, газовой-жидких с различными коэф-

фициентами заполнения и многофазных с двумя–тремя, реже – большим количеством дополнительных твердых фаз. Поскольку последние оказываются явно приуроченными к залеченным трещинкам, то их необходимо рассматривать как вторичные, в лучшем случае, как мнимо-вторичные, но все равно они остаются эпигенетичными по отношению к массе минерала, в которой они законсервированы. При таких особенностях их образования присутствующие в них твердые фазы (кристаллики полевых шпатов, реже пластиночки слюды), занимающие до 25–35% объема вакуоли, не могли появиться за счет высаждения микроприсыпки из маточной минералообразующей среды. Возникновение их можно удовлетворительно объяснить только на основе предположения, что жидкая фаза, проникавшая в микротрещинки кристаллов берилла I и вызвавшая их залечивание с образованием системы рассматриваемых включений, была достаточно подвижной, но содержавшей очень высокие концентрации растворенных твердых фаз, т.е. имела характер не раствора, а богатого флюидной фазой расплава–раствора. Включения этого типа гомогенизировать также не удастся: при нагреве они, как и рассмотренные ранее, взрываются при температуре 450–500°C еще задолго до наступления момента гомогенизации путем подновления залеченной трещины. Попытки поисков первичных включений с большим количеством твердых физ, подобных встреченным в ранних генерациях минералов из камерных пегматитов Волыни [38], положительных результатов не дали.

В целом расплавные и раствор–расплавные включения в камерных пегматитах Урала, хотя и не дают возможности определения температуры их гомогенизации, все-таки свидетельствуют о характере минералообразующей среды (и подтверждают существование пегматитообразующего расплава–раствора) на ранних стадиях пегматитового процесса.

Первичные газово-жидкие включения

В пегматитах с друзовыми полостями кочкарского типа, помимо поздних кристаллов из полостей, обнаруживается также берилл II, сингенетичный с зоной окаймления кварцевого ядра и захватывающийся в виде идиоморфных кристаллов массой кварца. Если в берилле I даже вторичные включения нередко богаты дополнительными твердыми фазами, то в берилле II несомненно первичные включения, группирующиеся по определенным зонам роста кристаллов, представлены нормальными двухфазными или трехфазными включениями с жидкой CO_2 , в которых лишь изредка присутствуют мельчайшие кристаллики дополнительных твердых фаз, занимающие не более 5–7% общего объема вакуоли. Обычно такие включения имеют вид коротких негативных призм, длиной не более 0,05 мм; иногда форма включения осложняется из-за появления конусности у конца вакуоли, обращенного к корневой части кристалла–хозяина. В редких случаях вблизи головки кристалла, под гранью базопинакоида, обнаруживаются ориентированные по нормали к ней цепочки включений с хорошо выраженной разнонаполненностью; можно полагать, что такие цепочки формировались в результате расшнуровки первично длиннотрубчатых вакуолей [86].

Наличие в некоторых из них субмикрокристалликов альбита, диаг-

ностируемых по характерным пластинчато-призматическим формам, дает основание полагать, что формирование сингенетичных групп первичных включений с дополнительной твердой фазой в бериллах II, образующих цепочки в определенных зонах роста кристалла—хозяина, сопряжено с высадкой тончайшей присыпки на растущие грани его кристаллов. Но, как было отмечено, наряду с ними обнаруживаются и двухфазные включения, имеющие иной механизм образования.

Включения без дополнительной твердой фазы чаще всего присутствуют во внешних зонах кристаллов, где они образуют замутненные зонки от тончайших, едва заметных, до шириной 2—3 мм полосок, прослеживающихся через весь кристалл или образующих на кристалле мутную "рубашку". Практически у всех включений этого типа в той или иной мере проявляется разнонаполненность, то четко фиксируемая уже при предварительном просмотре препаратов, то едва заметная и выявляющаяся лишь в результате опытов по гомогенизации. Интересно, что иногда из двух рядом расположенных включений одно гомогенируется в жидкую, а второе — в газовую фазу. Эти особенности позволяют полагать, что образование включений сопряжено с гетерогенизацией минералообразующих сред и высадением массы мельчайших пузырьков газа на поверхностях разраставшихся граней кристаллов берилла.

Бериллы II с первичными включениями достаточно крупных размеров были встречены в нижней части кварцевого ядра, зарисовка которого приведена на рис. 16 (результаты опытов по их гомогенизации — в табл. 5); в целом по температурам гомогенизации намечается постепенное понижение от 384 °С в корневой части кристаллов до 348 °С в головке, хотя эта общая закономерность несколько нарушается результатами изучения сингенетичной группы включений 12—15 в препарате 112^г/1. Но соответственно существующим правилам в связи с разнонаполненностью включений из полученных по этой серии результатов можно, и то с определенной долей осторожности, учитывать лишь минимальное значение T_g (включение № 14, 365 °С), а остальные требуется отбраковать как аномальные. Поскольку кристаллизация берилла сопровождалась, как показывают данные по включениям № 12 и 15, гетерогенизацией минералообразующей среды, то, следовательно, для более ранних первичных включений № 1—11, а тем более для сингенетичных им включений № 14 и 16 леммлейновские поправки к температурам гомогенизации по давлению должны быть несущественными [39].

В массе кварцевых ядер газовой-жидкие включения распространены очень широко и представлены целым рядом разновременных генераций. Они то очень похожи на рассмотренные выше включения в бериллах II, то явно приурочены к поздним залеченным трещинкам, и по температурам гомогенизации варьируют от 520 °С (с гомогенизацией в газовую фазу) до 160 °С (в жидкую фазу — системы включений в позднейших залеченных трещинках). Очень часто в них — особенно в позднейших их генерациях — обнаруживается жидкая углекислотная фаза, причем иногда отмечаются даже чисто углекислотные включения, гомогенные при комнатной температуре. О том, насколько сложной была история формирования газовой-жидких включений в кварцевых ядрах пегматитов, наглядно свидетельствует серия графиков декрипационного анализа проб из ядер пегма-

Таблица 5

Результаты опытов по гомогенизации первичных включений в кристаллах бериллов II генерации

Номер включения	Номер препарата	Положение включения в кристалле	Характеристика изученных газово-жидких включений	$T_{\Gamma}, ^\circ\text{C}$	Характер гомогенизации
1	319 ^a /1	Корневой конус	Неправильной формы, 0,1 × 0,7 мм (резко удлиненное), с микрокристалликом альбита	384	В жидкую фазу
2	319 ^a /1	То же	Правильная негативная короткая призма, 0,1 × 0,3 мм, с микрокристалликом альбита	379	В жидкую фазу; при нагреве выше T_{Γ} -взрыв
3	319 ^a /1	"	Веретенообразное с вросшей в стенку альбитовой фазой	382	Выше T_{Γ} разгерметизация без взрыва
4	319 ^a /1	"	Конусное, 0,1 × 0,4 мм, с альбитовой фазой, вросшей в основание конуса	368	В жидкую фазу при 390°С
5	319 ^a /2	"	Четкая гексагональная призма 0,1 × 0,3 мм с едва различимой твердой фазой округлой формы (?)	375	В жидкую фазу; при T_{Γ} твердая фаза хорошо различима
6	319 ^b /2	"	Веретенообразное с заметными гексагональными гранями, 0,2 × 0,9 мм, с аналогичной твердой фазой	374	То же
7	319 ^b	Средняя часть	Сложной формы с нитевидными концами, 0,2 × 1,1 мм, с еле заметной твердой фазой, похожей на кварц	372	"
8	319 ^b	То же	Неправильной формы, 0,3 × 0,8 мм, с мкр Аб 0,03 × 0,05 мм	363	То же; при T_{Γ} взрыв
9	110 ^T	"	Призма с участком конуса, 0,1 × 0,3 мм	368	В жидкую фазу
10	110 ^T	"	Идеальная негативная призма размером 0,04 × 0,2	370	То же
11	110	"	Конус длиной 0,15 мм с четким гексагональным основанием 0,1 мм в поперечнике	366	"
12	112 ^T /1	Головка кристалла	Группа сингенетичных разнонаполненных включений округло-каплевидной формы размером от 0,05 × 0,2 до 0,1 × 0,5 мм с небольшим количеством жидкой фазы CO ₂ при охлаждении до 0°С	396	В жидкую фазу
13	112 ^T /1	То же	То же	380	То же
14	112 ^T /1	"	"	365	"
15	112 ^T /2	"	"	397	В газовую фазу
16	112 ^T /2	"	Крупное изометричное округлое одиночное включение, 0,7 мм в поперечнике	348	В жидкую фазу

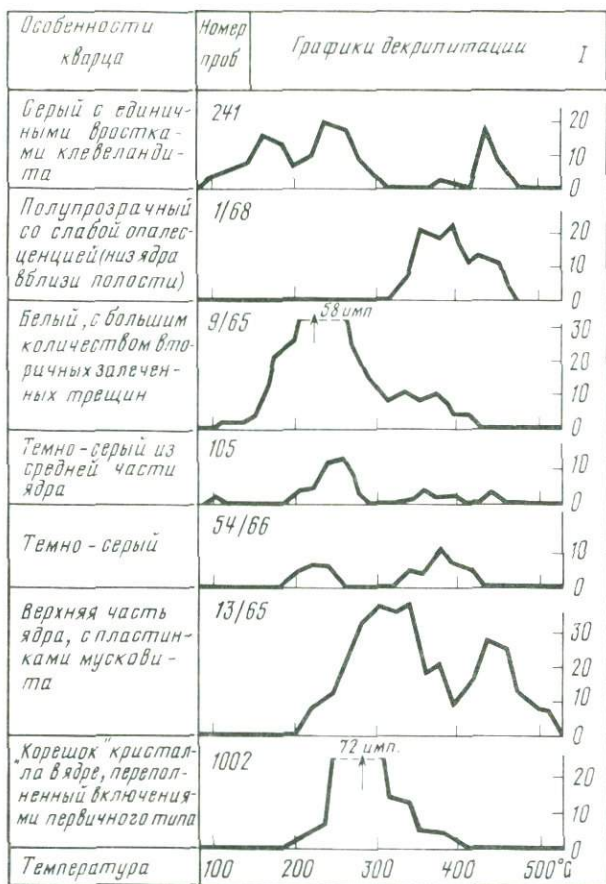


Рис. 31. Результаты декрипитационного анализа проб кварца из кварцевых ядер пегматитов с друзовыми полостями кочкарского типа

I — количество импульсов в 20-градусном интервале; по материалам В.Ю. Эшкина и автора

титов Второго гранит-пегматитового тела Светлинского поля (рис. 31). Конечно, при наличии достаточно представительного количества результатов опытов на термо- и криостоліке можно было бы, по температурам гомогенизации, появлению первой льдинки, наличию или отсутствию жидкой фазы CO_2 и температуре ее исчезновения, а также по морфологическим особенностям и другим признакам подразделить включения в кварце на ряд последовательных генераций. Но уверенно выделять среди них первичные, температуры гомогенизации и состав консервата которых характеризовали бы процесс кристаллизации кварцевых ядер, не представляется возможным, так как в подавляющем большинстве случаев мы не располагаем достаточно надежными критериями их первичности.

Исключением в этом плане являются редкие случаи, подобные показанному на рис. 15, б, когда контуры кварцевых индивидов на определенном

уровне их роста обрисовываются тонкой присыпкой альбита. В препарате из образца, показанного на этой зарисовке, была обнаружена ориентированная параллельно системе альбитовых вростков цепочка очень мелких (до 0,03 мм длиной) двухфазных включений, ориентированных своими удлинениями в направлении хода кристаллизации кварца. Температуры гомогенизации трех наиболее крупных из них оказались равными соответственно 422, 417 и 414°C. Можно полагать, что они с некоторым занижением характеризуют температуру начала формирования кварцевого ядра.

Представлялось интересным изучение включений в опалесцирующем кварце, где вторичная залеченная трещиноватость не соблюдается. Однако многочисленные попытки исследования такого кварца не дали положительных результатов: во всех изготовленных из него препаратах включения оказались крайне мелкими, трудноразличимыми при больших увеличениях, потому непригодными для проведения по ним опытов по гомогенизации. Но декрипционный анализ проб такого кварца дает (по фракции 0,1–0,2 мм) стабильный пик, очень резкий, с началом интенсивного взрывания в интервале 300–320°C (см. пробу 1/68 на рис. 31). Можно полагать, что указанные температуры грубо ориентировочно характеризуют период, предшествующий началу формирования друз кварца в полостях.

В предыдущей главе уже отмечалось, что в корневых частях кристаллов кварца из друзовых полостей пегматитов Урала, вне зависимости от типа полостей, в которых они находятся, повсеместно отмечается расплывчатая, не имеющая строгих кристалломорфологических контуров замутненная область интенсивного развития первичных и мнимо-вторичных газожидких включений. В разных полостях такие включения в корнях кварцевых кристаллов имеют то четкую негативную конфигурацию, то каплевидную или веретенообразную форму, но чаще они представлены очень сложными по морфологии трубчатыми каналами с многочисленными пережимами, ответвлениями, волосовидными соединениями и т.д. Обычны явления расщуровки таких длиннотрубчатых включений с образованием при этом длинных цепочек вторичных вакуолей с резко различными коэффициентами заполнения и даже разным количеством фаз; особенно характерны такие явления для корневых частей кристаллов кварца из полостей мурзинского типа. Особый интерес представляют случаи, когда в корневой области кварцевых кристаллов хорошо различимы несколько последовательных зарождений изометричных достаточно крупных (порядка 0,01–0,1 мм³, реже — даже более крупных) включений, сгруппированных в сравнительно узких зонах роста кварца. Они характерны, главным образом, для кристаллов из полостей кочкарского типа. Именно они и являлись основным объектом исследований, выполнявшихся ранее [22, 84] при термобарометрических исследованиях друзовых полостей из камерных пегматитов Урала.

Результаты систематического изучения корневых областей кристаллов кварца из полостей кочкарского (более 250 образцов) и мурзинского (более 40 образцов) типов позволили сделать однозначный вывод, что: а) по характеру консервата рассматриваемые включения в кварце повсеместно однотипны и относятся к разнонаполненным углекислотно-водным с вариациями от чисто углекислотных двухфазных до существенно водных

с широко меняющимися соотношениями водной фазы и газового пузырька при комнатной температуре; б) формирование включений происходило в результате гетерогенизации остаточного пегматитообразующего раствора в начальный период образования полостей как кочкарского, так и мурзинского типа; в) для таких включений в кристаллах кварца из полостей мурзинского типа характерно присутствие микрокристалликов легкорастворимых твердых фаз (галит, сильвин, бура [101], сода и ряд других, пока не определенных), занимающих до 7% объема вакуолей, тогда как в аналогичных включениях в кристаллах кварца из полостей кочкарского типа дополнительные твердые фазы обнаруживаются сравнительно редко.

Л.К. Дмитриев [22] среди таких включений в кристаллах из полостей кочкарского типа выделяет две разновидности: 1) первичные, со сравнительно слабой гетерогенностью консервата (водная фаза 75–60%, жидкая уголекислота 20–10% и газовый пузырек 30–10% при комнатной температуре), с частичной гомогенизацией в жидкую фазу при 28,7–29,7°С и полной гомогенизацией в интервале температур 300–262°С в жидкую фазу и 2) первично-вторичные, приуроченные к залеченным трещинкам, с резко выраженной гетерогенностью консерватов, благодаря чему сингенетичными оказываются существенно водные (водная фаза 70–60%, жидкая CO_2 10–5%, газовый пузырек 30–20%) и существенно уголекислотные (водная фаза 8–5%, жидкая CO_2 70–80%, газовый пузырек 20–30%) включения. Гомогенизация уголекислотной фазы с исчезновением газового пузырька происходит в них при 26,2–29,5°С, полная гомогенизация в интервале температур 290–270°С. Давление в момент консервации, по методике В.А. Калужного [34], оценено им в 700–750 кбар.

Автор при изучении собственных препаратов по полостям кочкарского типа по корневым областям кристаллов кварца получил почти те же температурные режимы гомогенизации (частичной – от 26,4 до 29,9°С и полной – в интервале 325–245°С), однако вывод Л.К. Дмитриева о том, что резко разнонаполненные серии вакуолей, в которых существенно уголекислотные и существенно водные разновидности сингенетичны, присутствуют только в залеченных трещинах, не подтвердился. Многократно наблюдалось, что цепочка подобных контрастных включений по переходу через след ребра кристалла резко меняла ориентировку, что свидетельствует о первичности ориентировки. О том же, по существу, свидетельствует и полное перекрытие полученных Л.К. Дмитриевым интервалов температур их частичной и полной гомогенизации. Но цепочки слабо разнонаполненных вакуолей тяготеют к основанию кристалла, тогда как резконаполненные вакуоли более обычны вблизи границы с поздней прозрачной, лишенной включений частью кристаллов. Более того, в нескольких случаях отмечено, что у границы с прозрачной частью кристаллов концентрируются почти все существенно уголекислотные включения. Поэтому можно говорить только о закономерном усилении разнонаполненности вакуолей в направлении от ранних к поздним зонам роста замутненной области кристаллов кварца, но не о двух последовательных этапах образования этой области.

Поскольку включения с дополнительными твердыми фазами здесь редки, то удалось предпринять лишь одну попытку оценки давления при минералообразовании твердофазным методом. В одном случае кристаллик

галита еще сохранился при гомогенизации, произошедшей при 258°C и полностью растворился лишь при 289°C ; по данным для системы $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ [47, 95, 124] давление определяется ориентировочно близким 0,6 кбар. Если воспользоваться сингенетичными углекислотными и водными включениями, то, по разным вариантам углекислотного метода [35, 39, 50, 65], получаем значения давлений 0,9–0,4 кбар.

К сожалению, результаты изучения газово-жидких включений в корневых частях кристаллов кварца из друзовых полостей мурзинского типа значительно менее определены. Прежде всего мешает то обстоятельство, что во многих пегматитах, особенно по восточному краю самоцветной полосы, например в жилах копи Тысячица, кристаллы кварца представлены морионом, слабопросвечивающим даже в тонких срезах. А там, где они представлены дымчатым кварцем (как на Мокруше), по включениям из их корневых областей отмечают очень широкие вариации температур полной гомогенизации – от 480 до 220°C , причем расхождения $T_{\text{г}}$ у соседних, явно сингенетичных включений порой достигают $100\text{--}120^{\circ}\text{C}$. Нестабильны они и по содержанию жидкой фазы CO_2 , то отсутствующей вообще, то, в некоторых полостях, обособляющейся с образованием даже существенно углекислотного консервата.

В какой-то мере, учитывая гетерогенное их происхождение, можно было бы воспользоваться принципом отбора минимальных $T_{\text{г}}$ в сингенетичных сериях вакуолей, но этому мешают широко проявленные эффекты расщуровки длиннотрубчатых первичных вакуолей. Поэтому, не излагая противоречивых результатов опытов по гомогенизации включений в корневых областях кристаллов дымчатого кварца из полостей мурзинского типа, отметим лишь, что те скептические выводы В.В. Якубовой [100, 101] о крайней затруднительности температурной градуировки процесса минералообразования в друзовых полостях пегматитов Мурзинки, которые в свое время были встречены весьма неодобрительно рядом специалистов-термобарогеохимиков, оказались в принципе верными. К тому же необходимо учитывать, что из исследований полностью исключаются кристаллы микроклина: в них даже около мельчайших включений всегда развивается пертитовый распад и найти в них изолированные вакуоли с хорошей негативной формой не удастся. Даже трещины в прозрачном микроклине, как это наблюдалось нами совместно с Б.М. Шмакиным и И.И. Матросовым [99], не залечиваются обычным путем с образованием вторичных включений, а вызывают развитие вокруг них интенсивного пертитового распада, эффектно проявляющегося, например, в жиле Копалуха на Ключевском участке.

Но, конечно, при очень детальных исследованиях, подобных проведенным по включениям в друзовых полостях камерных пегматитов Вольни, такая температурная градуировка все же представляется возможной. Об этом, в частности, свидетельствуют два факта.

Во-первых, в кварце из кварц-микроклинового проводника, выходящего из друзовой полости пегматита на юге участка Старцева яма, встречены четыре пригодных для измерения газово-жидких включения со сравнительно стабильными температурами гомогенизации ($498, 491, 486$ и 484°C). Эти температуры несколько ниже установленных по микроклинальбитовому равновесию (530 и 550°C , см. табл. 2), но такая разница может

быть сопряжена с попаданием в монофракции микроклина субмикровростков сингенетичного альбита или, возможно, обусловлена необходимостью введения леммлейновских поправок к температурам гомогенизации.

Во-вторых, в корневой части кристалла дымчатого кварца, взятого в одном из пегматитовых обособлений гранит-пегматитового тела Мокруша, по границе с прозрачной частью располагалась серия сингенетичных включений, из которых пять наиболее крупных гомогенизировались: в жидкую фазу при 444, 437 и 435°С и в газовую фазу при 448 и 456°С, т.е. это типичная группа разнонаполненных вакуолей, возникающих при гетерогенизации минералообразующих растворов и позволяющая определять условия минералообразования по температурам гомогенизации без поправок на давление [29, 39, 86].

Таким образом, есть достаточно веские основания полагать, что дальнейшие подобные находки наряду с получением данных по биминеральным термометрам позволят с необходимой подробностью охарактеризовать температурный режим минералообразования в друзовых полостях мурзинского и алабашского типов.

Пока же на основании имеющихся данных можно говорить лишь о том, что формирование друзовых полостей мурзинского типа начинается при существенно более высоких температурах по сравнению с температурами формирования друзовых полостей кочкарского типа. Этот вывод хорошо согласуется с тем фактом, что в пегматитах с полостями мурзинского типа оказываются в той или иной мере редуцированными или даже отсутствуют вообще зоны блокового микроклина.

Аметистовые наросты на кристаллах кварца

По результатам детальных термобарометрических исследований [75, 86], в аметистах уральских месторождений фиолетовая окраска появляется при температурах кристаллизации ниже 170°С при наличии в минералообразующих растворах некоторых количеств Fe^{3+} и избытка CO_2 . Избыток CO_2 обуславливает образование комплекса $[Fe(OH)_4]^-$, способного к изоморфному вхождению в кварц и вызывающего окраску [6] аметиста. При этом, чем выше давление флюидной фазы и связанное с давлением флюидной фазы парциальное давление углекислоты, тем интенсивнее окраска аметиста: ярко окрашенные его разновидности в месторождении Ватиха образовались при давлениях в системе свыше 0,4 кбар, а слабо окрашенные и бесцветные — при давлениях не более 0,15 кбар. Поэтому присутствие аметистовидных наростов и рубашек на кристаллах кварца в друзовых полостях можно использовать в качестве температурного репера для завершающего периода пегматитового процесса.

Подобные аметистовые наросты на кристаллах кварца в полостях мурзинского и кочкарского типов наблюдались неоднократно, хотя в большинстве полостей они отсутствуют. Так, в частности, из почти сотни отработанных к настоящему времени полостей во Втором гранит-пегматитовом теле Светлинского поля аметистовые корочки на кварцевых кристаллах толщиной не более 1–2 мм отмечены только в шести полостях. Если исключить случаи явного наложения поздней аметистовой минерализации на уже

сформированные пегматиты на Сарапульском, Ключевском и Мокрушинском участках, то в пределах Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы распространённость аметистовых наростов на кристаллы кварца статистически примерно такая же, как и на Светлинском поле.

Чаще всего аметистовые наросты на кварце обнаруживаются в наиболее крупных полостях, это по-видимому, закономерно; наверное, можно говорить о том, что в большинстве полостей минералообразование уже завершается при температурах 200–170°С и лишь в отдельных крупных полостях еще продолжается, хотя и очень незначительно, при 170–160°С. Но при этом следует учитывать и тот факт, что во многих полостях, например с бесцветными бериллами, количество ионов Fe²⁺ и Fe³⁺ в остаточных минералообразующих растворах на завершающих моментах минералообразования могло быть незначительным и при таком условии аметистовая окраска в приповерхностных зонах индивидов кварца появиться не могла, даже если их кристаллизация продолжалась при температурах ниже 170°С. Поэтому процентное содержание пегматитов в гранит-пегматитовых телах, где минералообразование завершалось при температурах ниже 170°С, вероятнее всего, несколько выше по сравнению с устанавливаемым по присутствию аметистовой окраски в приповерхностных зонах и корочках на кварце.

Четкость аметистовой окраски в таких корочках, несмотря на малую их толщину, свидетельствует о том, что в заключительный момент пегматитового процесса давление в остаточных камерах было не ниже 0,2–0,3 кбар.

ОБЩИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ

Из сопоставления результатов, полученных различными методами минералогической термобарометрии при изучении процессов формирования камерных пегматитов Урала с друзовыми полостями кочкарского типа (рис. 32) намечаются следующие наиболее вероятные интервалы температуры и давления при образовании слагающих их зон и минеральных парагенезисов: 1) графические зоны и присутствующие в них кварц-мусковитовые ельчатые агрегаты: 655–560°С, 2,6–1,5 кбар; 2) апографические зоны, кварц-мусковитовые агрегаты в них и сопутствующие им крупнопластинчатый мусковит и берилл ранней генерации: 560–525°С, 1,5–1,4 кбар; 3) блоковый микроклин: 525–460°С, 1,4–1,1 кбар; 4) альбит-мусковитовые зоны окаймления кварцевых ядер и сопутствующие им генерации берилла и топаза, идиоморфные по отношению к массе кварца ядер: 460–360°С, 1,2–0,9 кбар; 5) кварцевые ядра: 430–300°С, 1,1–0,7 кбар; 6) зоны подгнездового альбит-мусковитового метасоматоза: 350–250°С, 0,9–0,6 кбар; 7) друзовые полости кочкарского типа: 300–170°С, 0,9–0,3 кбар.

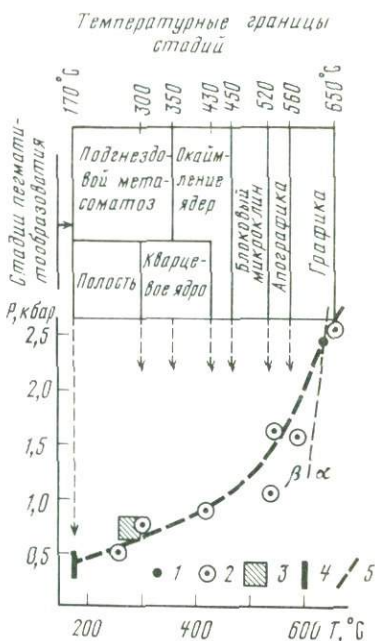
Конечно, погрешность этих данных (в особенности давления) еще значительна и при дальнейшем уточнении полученные интервалы температур и давлений могут в той или иной мере измениться. Но в любом случае указанная направленность эволюции *P–T*-условий при образовании зон и минеральных парагенезисов, установленная путем минералогической термобарометрии и подтверждающаяся результатами онтогенических наблюдений взаимоотношений минеральных индивидов на контактах зон, должна

Р и с. 32. График эволюции температуры и давления при формировании пегматитов с полостями кочкарского типа

1 — инверсия кварца; 2 — данные из табл. 4; 3 — данные из [22] по газовой-жидким включениям в кристаллах кварца; 4 — данные по аметистовым "рубашкам" на кварце; 5 — наиболее вероятный ход изменения температуры и давления при пегматитообразовании

остается прежней. Поэтому можно уже сейчас с достаточной уверенностью говорить о существовании трех этапов пегматитового процесса — эвтектического, пневматолитового и гидротермального, каждый из которых начинается с кристаллизации щелочного полевого шпата и (или) кварца и заканчивается образованием альбинита и слюд, по крайней мере частично развивающихся путем метасоматоза. Акцессорная минерализация пегматитов по времени выделения оказывается закономерно сопряженной с завершающими стадиями развития каждого этапа пегматического процесса [80].

Этот вывод независимо подтверждается изменением характера консерватов первичных включений в минералах. В минералах первого этапа пегматитового процесса консерват имеет характер расплава-раствора, в минералах второго этапа обычны включения высококонцентрированных растворов с дополнительными твердыми фазами, а для минералов третьего этапа типичны включения двухфазные или трехфазные с жидкой углекислотой, подобные наблюдающимся в минералах гидротермальных месторождений. Гетерогенный характер консерватов включений (и гетерогенизация минералообразующих маточных сред в остаточных камерах, которой он обусловлен) — это особенность, весьма типичная именно для камерных пегматитов. Результаты изучения корневых областей кристаллов кварца, практически повсеместно переполненных первичными включениями гетерогенного консервата с избыточной фазой CO_2 (вплоть до появления углекислотных включений), позволяют полагать, что гетерогенизация растворов в остаточных камерах, интенсивно проявленная и сопровождавшаяся, по всей вероятности, образованием газового углекислотного "пузыря", и явилась причиной появления друзовых полостей в пегматитах. Во всяком случае лишь с этих позиций можно удовлетворительно объяснить, почему верхняя стенка полостей кочкарского типа всегда сложена только друзами крупных кристаллов кварца, тогда как кристаллы всех других минералов — топаза, берилла, альбита, турмалина, слюд и т.д. — располагаются лишь на нижней стенке и боковых частях полостей. Действительно, газовая углекислотная фаза не могла препятствовать миграции кремнезема в виде кремнийфторидных летучих комплексов, тогда как для других минералов подобная миграция через газовую фазу была, по-видимому, практически невозможна.



В предыдущих главах уже было высказано представление о том, что разнообразие типов друзовых полостей в камерных пегматитах Урала всецело определяется, во-первых, существованием различных механизмов их образования, а во-вторых, различием во времени (и температуре) начала образования разных типов полостей в ходе развития пегматитового процесса. Это однозначно подтверждается данными минералогической термометрии. Действительно, по полостям кочкарского типа ни одним из применявшихся методов термометрии не зафиксированы температуры кристаллизации минералов в них выше 310°C , тогда как по полостям мурзинского типа большинство определений дает значения температур $400\text{--}520^{\circ}\text{C}$, а в отдельных случаях до 550°C , в том числе и по исходящим из полостей в метаморфическую толщу прожилкам—проводникам.

Формирование друзовых полостей в результате внезапного воздействия интраминерализационной тектоники на ход пегматитового процесса прекрасно подтверждается широкой распространенностью в корневых участках кристаллов кварца и других минералов из полостей мурзинского типа резко гетерогенных первичных включений, что в свое время было зафиксировано еще В.В. Якубовой [100, 101]. К сожалению, этот фактор, а также сравнительно слабая распространенность в этих полостях мусковита резко затрудняют возможности детальной термометрической градуировки происходившего в них минералообразования. Пока можно говорить лишь о том, что оно начиналось при $510\text{--}530^{\circ}\text{C}$, в отдельных случаях даже при 550°C , а завершалось, как и в полостях кочкарского типа, при температуре около 170°C . Изучение деталей $P\text{--}T$ -режима минералообразования в них — интереснейшая задача дальнейших исследований.

Еще менее существенны результаты изучения друзовых полостей алабашского типа, которые в последнее десятилетие вскрывались лишь в единичных случаях, и потому фактический материал по ним невелик. Остается не совсем понятным даже механизм их формирования: с одной стороны, они также сопровождаются кварцевыми и кварц-мусковитовыми проводниками, а с другой — интенсивность развития этих проводников значительно слабее, чем проводников у полостей мурзинского типа; иногда они вообще не обнаруживаются, как, например, в недавно вскрывавшейся мелкой полости на Липовском участке. Поэтому можно полагать, что в друзовых полостях алабашского типа гетерогенизация минералообразующих растворов в системе, вызывающая развитие полости, могла происходить и без воздействия интраминерализационной тектоники, а если последняя и проявлялась, то оказывала несущественное влияние на ход пегматитового процесса. Можно говорить лишь о том, что, поскольку они сопровождаются полностью сформированными зонами блокового микроклина, образование их началось при температуре не выше $460\text{--}440^{\circ}\text{C}$.

Относительно полостей тайгинского типа можно только отметить, что в рассматриваемом ряду они являются наиболее низкотемпературными: поскольку они сопровождают уже полностью сформированные кварцевые ядра, то формирование их вряд ли могло начаться при температурах выше $260\text{--}270^{\circ}\text{C}$.

В целом, говоря о пегматитах с полостями мурзинского, алабашского и тайгинского типов, можно подчеркнуть, что те сравнительно немногочислен-

ные результаты термобарометрических исследований, которые получены по ним к настоящему времени, свидетельствуют о температурном режиме их развития, вряд ли сколько-нибудь существенно отличающемся от такового при образовании камерных пегматитов с друзовыми полостями кочкарского типа.

Г Л А В А V

ПОИСКИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ДРУЗОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

В ходе проведения исследований намечился ряд закономерностей в характере распределения камерных пегматитов в геологических структурах и в строении гранит-пегматитовых тел, позволяющий выделять перспективные участки для постановки на них поисковых работ на камнесамоцветное сырье, а также осуществлять локальное прогнозирование наличия или, наоборот, отсутствия друзовых полостей на глубине во вновь обнаруженном или изучаемом гранит-пегматитовом теле.

Рассмотрим их отдельно по регионам.

МУРЗИНСКО-АДУЙСКАЯ САМОЦВЕТНАЯ ПОЛОСА

Первое, что обращает на себя внимание при ознакомлении с характером распределения уже известных (в той или иной мере отработывавшихся горщиками) самоцветных копей в пределах этой полосы, — это их приуроченность к глубоко врезанным долинам рек и впадающих в них ручьев, расположение непосредственно близ населенных пунктов или лесных кордонов, группировка в изолированные между собою поля. В геологическом аспекте подобная группировка необъяснима. Почти каждый из 26 выделенных в пределах самоцветной полосы участков развития пегматитов имеет в разной степени проявленную вытянутость, ориентированную в северо-северо-западном направлении. В широтном направлении границы участков естественны: это перерывы между участками, где пегматитов мало или даже практически нет. Но как северные, так и южные границы участков условны, поскольку около них породы палеозоя и гранит-пегматитовые тела начинают перекрываться толщей рыхлых отложений, хотя и маломощной, но изолирующей эти тела от дневной поверхности.

Заметим, однако, что в конце 60-х годов, когда между деревнями Мурзинка и Южакова прокладывалась грунтовая улучшенная дорога, прошедшая от южного края участка Буженинов бор до северной границы участка Богатое болото, то практически в каждой вскрывавшей палеозойские породы бульдозерной задирке по обочине этой дороги можно было видеть контаминированные кордиеритсодержащие пегматиты; неоднократно находили здесь и сильно иризирующий плагиоклаз. Этот факт наглядно свидетельствует, что показанный на рис. 1 перерыв между Мурзинским и Южаковским пегматитовыми полями условен, а фактически свиты пегматитов между ними прослеживаются непрерывно.

То же можно сказать и о площади севернее Алабашского поля. При реконгносцировочных маршрутах здесь обнаруживается довольно значительное количество старых, уже совершенно заросших выработок горшков, но ни одной копи в ее пределах на официальных картах, в том числе и дореволюционных, не значится. Такие работы горщиков на удалении от населенных пунктов, в малопосещаемых местах всегда велись хищнически, а добываемое при этом самоцветное сырье выдавалось за добытое на официально зарегистрированных земельных отводах (копях). Это, в частности, отмечено еще А.Е. Ферсманом [92]. К тому же такие выработки тщательно маскировались во избежание их обработки другими горщиками.

Много подобных же старинных закопушек и в интервале между Южаковским полем и Липовским участком. В свое время эта площадь была детально обследована с применением легкого поискового бурения на никеленосные коры выветривания. При этом обнаруживались и гранит-пегматитовые тела, но на них не обращалось внимания: даже при детальных разведочных работах, предшествовавших закладке никелевого карьера, наличие друзовых полостей или турмалиновой минерализации в гранит-пегматитовых телах не было отмечено.

В еще большей мере все сказанное относится к западному экзоконтакту Адуйского гранитного массива. В промежутках между показанными на рис. 1 участками, в особенности по восточным бортам долин р. Адуй и ее притока Чернушки, маршрутами почти непрерывно прослеживается полоса старых заброшенных, сильно заросших копей с кусками пегматитов в отвалах. Детальным поисковым обследованием небольших участков вблизи Семенинской и Першинской копей было выявлено по несколько десятков гранит-пегматитовых жил. Наконец, относительно западного экзоконтакта Каменского массива можно лишь заметить, что в связи с заболоченностью и удаленностью от населенных пунктов он до последнего времени остается практически неизученным на камнесамоцветное сырье.

Следовательно, в целом можно говорить о том, что известные к настоящему времени гранит-пегматитовые тела, создавшие Мурзинско-Адуйской самоцветной полосе ее всемирную известность, – это лишь незначительная часть тел с разнообразной минерализацией из тех, которые еще предстоит выявить и изучить.

В связи с этим заслуживает особого внимания общая закономерность изменения характера минерализации вдоль рассматриваемой полосы, а также в самих гранит-пегматитовых телах. Так, Алабашское поле – это прежде всего источник ювелирных топазов, давший в общей сложности с начала его отработки копиями несколько тонн уникального голубого топазового сырья и тысячи неповторимых образцов, украшающих стенды ведущих музеев мира. Копи же Мурзинского и Южаковского полей – это объекты, где горщиками велась главным образом добыча аквамаринов, топазовая же минерализация здесь не так уж существенна; во всяком случае, топазовое сырье, добывавшееся в свое время из копей Золотуха, Богатое болото и Чернуха на Южаковском поле, и в качественном, и в количественном отношении несопоставимо с сырьем и штуфами, добывавшимися в Большой и Малой Тяжеловеснице, Старцевой яме, группах копей Мокруши и Тысячницы и др. Юг Южаковского участка с его знаменитой Министерской ямой – это уже площадь, где доминировала полихромная турмалиновая

минерализация. Наконец, Липовский участок – это источник турмалинового, но не бериллового и тем более топазового сырья.

Интересно, что такая же, подобная рассмотренной, меридиональная зональность отмечается в крупных плащеобразных гранит-пегматитовых телах. Наиболее эффектно в этом отношении тело Мокруши, где по фронту внедрения развита топазовая минерализация, средняя часть тела содержала полости с аквамаринами, а у южного его погружения отмечались полости с турмалинами. Аналогично в этом плане и гранит-пегматитовое тело участка Золотуха, на северном фланге внедрения которого располагаются полости с топазами, в средней части – с бериллами, а у южного погружения были встречены полости с турмалином, вплоть до малинового.

Западный контакт Аудуйского массива вскрыт работами на самоцветы значительно слабее, но и здесь топазовая минерализация отмечена опять только у северного его края, на Октябрьском участке, а на остальной площади самоцветной полосы не обнаружена. В Першинской и Семеновской копиях добывались лишь ювелирные бериллы, а пегматиты самого южного из известных – Ключевского участка – явно турмалиноносные, поскольку кристаллики шерла в них обычны даже в апографических зонах; к тому же все гранит-пегматитовые тела ключевской свиты располагаются в серпентинитах и имеют четкие признаки контаминации.

Исходя из этой общей закономерности, можно полагать, что наиболее перспективной в отношении топазовой минерализации является, по всей вероятности, площадь к северу от Алабашского поля. По полихромно-турмалиновой минерализации, помимо Липовского участка, наибольший интерес вызывает свита контаминированных пегматитов, проходящая от копей Мора до Ключевского участка вдоль восточного борта долины рек Аудуй и Чернушка, тем более что к этой свите, вероятнее всего, относится и не показанная на картах, но упоминаемая А.Е. Ферсманом [92, с. 101] пегматитовая жила с розовым турмалином.

Из закономерностей, которые необходимо учитывать при локальном прогнозировании наличия и вероятного положения друзовых полостей во вновь находимых или изучаемых гранит-пегматитовых телах, необходимо отметить следующие.

Фронтальные северные края плащеобразных и концы крутопадающих гранит-пегматитовых тел наиболее перспективны в плане возможности находок в них друзовых полостей с топазовой минерализацией. При этом чем крупнее изучаемое гранит-пегматитовое тело и чем более насыщено оно пегматитовыми шширами, жилами и обособлениями, тем выше вероятность выявления в нем топазового кристаллосырья. Именно поэтому фронтальные края и концы тел, всегда ориентированные к северу, должны изучаться прежде всего, так как южные фланги и окончания их практически повсеместно оказываются менее перспективными, а иногда и вообще не имеющими какого-либо практического значения, в особенности по восточному краю самоцветной полосы.

На основании статистического анализа накопившегося к настоящему времени большого фактического материала можно уже уверенно говорить о том, что в пределах всей самоцветной полосы основная масса топазового, аквамаринового и цветного турмалинового сырья, т.е. всех ведущих видов самоцветной минерализации, сосредоточена в северной половине каждого

из гранит-пегматитовых тел. При этом необходимо учитывать выявленную еще А.Е. Ферсманом [92] зависимость минерогенической специализации этих тел от характера вмещающих пород: если тела залегают в серпентинитах (и развиваются явления контаминации), они оказываются прежде всего турмалиноносными, в то время как в телах, залегающих в сланцевогнейсовой толще, резко доминирует топазовая (на севере самоцветной полосы) или берилловая (в средней и южной ее части) минерализация.

Следует, однако заметить, что контаминированные пегматиты не характеризуются заметным снижением в их валовом составе фтора по сравнению с неконтаминированными пегматитами. Они лишь отличаются иным геохимическим поведением этого элемента. Фтор в них в значительной мере поглощается турмалином и слюдами, в том числе и слюдянными оторочками в экзоконтактах, а отчасти осаждается даже в виде флюорита. Обогащение же этих пегматитов бором, по всей вероятности, обусловлено ассимиляцией его из серпентинитов, поскольку последние, как это недавно выяснилось [73], в пределах Мурзинско-Адуйского мегантиклинория характеризуются присутствием наложенной ашаритовой минерализации, в особенности тела серпентинитов, локализованные в зонах глубинных разломов, обрамляющих структуру.

Наиболее интересные в отношении самоцветной минерализации части гранит-пегматитовых тел характеризуются повышенной ролью фтора в их составе, причем максимальные его концентрации характерны для друзовых полостей и прилегающих к ним участков пегматитов. К тому же в пределах коры выветривания фтор, экстрагируясь из слюд и, в особенности, из неустойчивого в этих условиях флюорита и мигрируя в перекрывающие рыхлые отложения, создает в последних четко выраженные локальные геохимические аномалии. В связи с этим нейтронно-активационная фторометрия по широтным профилям представляется одним из наиболее перспективных геофизических методов для выявления расположенных вблизи дневной поверхности, в особенности в той или иной мере разрушенных эрозионными процессами друзовых полостей. В качестве более глубинного метода может быть рекомендована гидрохимическая фторометрия по пробам воды из шурфов и поисковых скважин. Это, в частности, подтверждается тем фактом, что гео- и гидрохимические ореолы по фтору фиксируются вокруг жилы Липовской и гранит-пегматитового тела Мокруши.

При вскрытии гранит-пегматитовых тел особое значение имеют не только наблюдения условий залегания этих тел и распространения в них пегматитовых жил и обособлений, но и изучение проводниковых прожилков во вмещающих породах. Как показывают полевые наблюдения, элементарные структурные построения по этим телам позволяют прогнозировать положение на глубине друзовых полостей мурзинского типа; по предварительным данным такой прогноз возможен по крайней мере до глубины 30—40 м, так как проводниковые прожилки обычно характеризуются достаточно выдержанными элементами залегания. При этом следует особо подчеркнуть тот факт, что даже горшки (с их крайней экономностью в объемах горных работ) не жалели времени и усилий для проходки магистральных канавок вкост гранит-пегматитовых тел с целью поисков проводников и выяснения их положения, лишь после этого в соответствии с результатами наблюдений проходили вертикальные выработки, которые

при минимальных объемах выемки горной массы достигали друзовой полости. Пока остается неясным, будут ли наблюдения проводниковых прожилков столь же результативными при локальном прогнозировании друзовых полостей алабашского типа? Но тот факт, что они тоже нередко сопровождаются исходящими из них проводниковыми прожилками, хотя и маломощными, свидетельствует, что рассматриваемый принцип может оказаться результативным и в этом случае.

Наличие крупных полевошпатовых зон в осевых частях пегматитовых крутопадающих жил является важным поисковым признаком, свидетельствующим о возможности присутствия в них на глубине друзовых полостей алабашского типа. Дополнительными благоприятными признаками, свидетельствующими о перспективности таких жил как возможного источника камнесамоцветного сырья, являются (в порядке их значимости): а) появление мелких миабол в блоковом микроклине, в особенности на границе его с апографической зоной; б) наличие прозрачных участков в блоковом микроклине; в) присутствие кристалликов аксессуарных минералов — турмалина, берилла, колумбита, а также выделений кордиерита на контакте апографической и блоковой микроклиновой зон. Присутствие в тех же условиях граната, наоборот, следует рассматривать как неблагоприятный поисковый признак.

РАЙОН КОЧКАРСКОГО МАГАНТИКЛИНОРИЯ

От рассмотренного выше этот район существенно отличается тем, что в западном крыле мегантиклинория гранит-пегматитовые тела с друзовыми полостями уже не образуют такой выдержанной, четко и непрерывно прослеживающейся полосы, как в Мурзинско-Адуйском районе. В определенной мере это объяснимо особенностями морфологии залегающей в ядре структуры гранитной интрузии, погружение западного контакта которой варьирует от очень пологого до крутого, что находит отражение в соответствующих вариациях ширины окружающего ее экзоконтактового ореола метаморфизма. Все известные к настоящему времени находки самоцветной минерализации в друзовых полостях пегматитов (участки Михайловский, Светлинский, Северо-Санарский) явно тяготеют к вышоложенным частям контакта интрузии, в особенности к провесам ее кровли.

Поэтому в настоящее время, пока структура Варламовского массива и характер его западного экзоконтактового метаморфического ореола остаются еще слабо изученными, трудно сказать что-либо определенное относительно возможности нахождения здесь участков развития гранит-пегматитовых тел с друзовыми полостями. Хотя в принципе находки их здесь весьма вероятны, но несколькостораживает отмеченное на этой площади присутствие небольших количеств кианита в рыхлых отложениях некоторых погребенных древних логов. Сам факт наличия кианита является неблагоприятным признаком для постановки поисковых работ на камерные пегматиты [18 и др.]. Присутствие же ставролита в метаморфических породах и продуктах их разрушения, если этот минерал не сопровождается кианитом, может рассматриваться как благоприятный поисковый признак, свидетельствующий о возможности выявления гранит-пегматитовых тел, подобных найденным на Светлинском поле.

Наиболее интересным для постановки поисковых работ на пегматиты с камнесамоцветным сырьем представляется северо-западный экзоконтакт Варламовского массива и площадь его северного периклинального замыкания, тогда как юго-западная его часть, несмотря на наличие пегматитов с друзовыми полостями на Михайловском участке, все же менее перспективна.

Зона провеса кровли интрузии в интервале между Еремкинским, Борисовским и Санарским массивами, где расположены Светлинский и Северо-Санарский участки, обследована уже сравнительно подробно. В пределах Светлинского участка хорошо изучено тело Второе, в котором установлено наличие друзовых полостей, найдены кристаллы топаза и аквамарина с интенсивной нежно-голубой окраской. Несколько в меньшей степени изучены крутопадающие гранит-пегматитовые тела Первое, Третье и Четвертое, где глубина распространения друзовых полостей остается еще невыясненной. Кроме того, остались неизученными тела Пятое, № 23 и 25, неясны перспективы на топазовую минерализацию северной части тела № 30 (перекрытой отвалами). По телам № 16 и 21 оценка отрицательна, так как в них обнаружили лишь мелкие полости с единичными кристалликами соломенно-желтого берилла и черного турмалина.

Гранит-пегматитовые тела Северо-Санарского участка оказались слабо насыщенными пегматитовыми обособлениями и жилами. Зараженность минералами пегматитового происхождения рыхлых отложений древних погребенных логов и долины р. Санарка здесь обусловлена разрушением верхних, более перспективных горизонтов (частей гранит-пегматитовых тел) этого пегматитового узла. Следует, однако, заметить, что здесь остается неизученным крупное крутопадающее гранит-пегматитовое тело № 22 с большим количеством пегматитовых обособлений и потому, несомненно, перспективное. Осталась необследованной и площадь, расположенная западнее и юго-западнее этого участка.

Западный контакт Санарского массива, судя по геофизическим данным и резкому уменьшению ширины экзоконтактового метаморфического ореола, крутой и потому представляется малоперспективным. В отличие от него южное периклинальное замыкание Санарского массива вызывает повышенный интерес как объект для постановки поисковых работ на камнесамоцветное сырье: при геологической съемке выявлено большое количество гранит-пегматитовых тел с многочисленными пегматитовыми обособлениями, подобных телам Светлинского поля. Специализированных поисков самоцветной минерализации здесь еще не проводилось.

Восточное крыло Кочкарского мегантиклинория, несмотря на отдельные находки мелких друзовых полостей в пегматитах, представляется малоперспективным для постановки поисковых работ на камерные пегматиты, так как в метаморфических толщах этого крыла широко распространен кианит; более перспективны поиски зон окварцевания в карбонатных породах с розовыми топазами, подобных зонам Андрее-Юльевского месторождения.

Таким образом, в целом здесь, как и в районе Мурзинско-Адуйского мегантиклинория, камерные пегматиты оказываются сконцентрированными в западном крыле структуры.

Из признаков, которые могут быть использованы для локального прог-

нозирования самоцветной минерализации в гранит-пегматитовых телах этого района, отметим следующие.

1. Чем выше насыщенность изучаемого гранит-пегматитового тела пегматитовыми жилами и обособлениями и чем интенсивнее проявлен альбит-мусковитовый метасоматоз гранитов, тем вероятнее выявление в них друзовых полостей с самоцветной минерализацией. Так, в теле Втором Светлинского участка пегматитовый материал составляет 22% от его объема, в оказавшемся неперспективным по самоцветной минерализации теле № 16 масса пегматитовых шпиров, прожилков и обособлений занимает ~ 11% его объема, а в теле Девятом, совершенно лишенном полостей, — ~ 5%.

2. Как и в Мурзинско-Адуйском районе, топазоносные друзовые полости располагаются у фронтальной части гранит-пегматитовых тел, наиболее насыщенной пегматитовым материалом, полости с аквамаринном занимают промежуточное положение, а в тыльных частях, где процентное содержание пегматитов в массе тела минимально, доминируют полости с черным турмалином. Последние как бы окаймляют перспективные на самоцветную минерализацию части тел; это хорошо выражено в телах Втором и Тридцатом Светлинского участка.

3. Если при разбурировании в изучаемом гранит-пегматитовом теле на некоторой глубине зафиксированы признаки друзовой полости, то до этой глубины все присутствующие в теле шпирь и жилы пегматитов содержат друзовые полости, причем размеры последних в принципе пропорциональны размерам пегматита, в котором они расположены. С глубиной соотношение между объемом полости и пегматита, в котором она находится, постепенно снижается.

4. Поскольку друзовые полости кочкарского типа располагаются под кварцевыми ядрами или у их нижнего выклинивания, то во всех случаях вскрытия пегматитов выработками особое внимание должно уделяться изучению их подъярусной части, в особенности если около массы кварца обнаруживается альбит-мусковитовая зона их окаймления. Минерализация, отмечающаяся в этой зоне, как правило, обнаруживается и в друзовой полости.

5. Кварцевые прожилки с мусковитовыми оторочками, имеющие падение в сторону гранит-пегматитовых тел, должны проследиваться до пересечения с этими телами, так как они могут оказаться "проводниками", отходящими от друзовых полостей мурзинского типа, подобных встреченным в теле Первом. Не исключено, что подобные полости в пегматитах Кочкарского района распространены шире, чем это представляется по фактическому материалу, накопившемуся к настоящему времени.

Подводя итог изложенному, можно говорить о том, что существует ряд достаточно четко выраженных закономерностей в распределении как самих гранит-пегматитовых тел с камерными пегматитами в геологических структурах Урала, так и полостей с различной самоцветной минерализацией в гранит-пегматитовых телах. Анализ и учет этих закономерностей позволяют поставить на Урале целенаправленные поиски камнесамоцветного сырья, несмотря на то, что камерные пегматиты этого региона имеют целый ряд специфических особенностей, резко отличающих их от генетически идентичных образований в других регионах Союза [1, 18, 28, 30, 32, 38, 61 и др.].

Особо интересными и перспективными представляются поиски новых крупных плащеобразных тел, насыщенных камерными пегматитами, типа Мокруши на Алабашском или Второго на Светлинском пегматитовом поле, так как такие тела удобны для простейшей карьерной отработки. Заметим, что тела гранит-пегматитов с такой морфологической характеристикой выделяются впервые. Ранее на геологических планах поисковых участков их представляли в виде серии разрозненных мелких пегматитов, секущих вмещающие породы (в том числе и граниты); так, в частности, до недавнего времени представляли пегматиты Мокруши и Второго тела. Поэтому не исключено, что при повторной ревизии многих пегматитоносных участков удастся обнаружить и оконтурить подобные тела и соответственно пересмотреть перспективы таких участков.

Достаточно серьезное значение могут иметь и крутопадающие крупные жилы типа Тысячницы, Липовки или копей Мора в Мурзинско-Адуйском районе, которые могут быть отработаны небольшими подземными разведочно-эксплуатационными работами. Специфика их отработки, как и многих самоцветных месторождений иных типов [32], заключается в совмещении во времени стадий детальной разведки и отработки наиболее продуктивных частей изучаемых объектов; поэтому можно надеяться, что выявленные закономерности могут приобрести серьезное практическое значение, так как позволят провести запланированные работы более целенаправленно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге выполненных в последние десятилетия исследований камерных пегматитов Урала получены следующие основные результаты.

1. В отличие от аналогичных образований Вольны, Казахстана и ряда других регионов Союза камерные пегматиты Урала развиты не в апикальных или эндоконтактных зонах гранитных массивов, а в породах экзоконтактных ореолов гранитных интрузий, метаморфизм которых соответствует уровню амфиболитовой фации. Это обусловлено генетической связью рассматриваемых пегматитов не непосредственно с массивами верхнепалеозойских биотит-плагиоклаз-микроклиновых гранитов восточного склона Урала, как предполагалось ранее [67 и др.], а с их жильной фацией, представленной лейкократовыми аляскитоподобными и (или) аплитовидными гранитами.

2. Детальное изучение ряда пегматитовых полей привело к выявлению в них необычных образований — плащеобразных и крутопадающих гранит-пегматитовых тел, т.е. инъекций жильных гранитов, переполненных пегматитовыми жилами и обособлениями с друзовыми полостями, причем распределение и пегматитов, и полостей в таких телах подчиняется определенным закономерностям, главнейшими из которых являются: а) увеличение роли пегматитов в объемах тел по мере снижения метаморфизма вмещающих толщ и удаления от гранитных массивов; б) преимущественная приуроченность пегматитов, в особенности друзовых полостей в последних, к фронтам внедрения и апикальным частям таких тел; в) закономерная смена характера минерализации в полостях по общей схеме топаз—берилл—турмалин в направлении от фронтальных к корневым частям тел, причем полости с черным турмалином фиксируют естественную нижнюю границу их продуктивных частей; г) локализация пегматитов с наиболее крупными друзовыми полостями в перегибах и зонах сочленения ветвей гранит-пегматитовых тел. Эти закономерности представляются важными с практической точки зрения, так как позволяют по-новому подойти к перспективной оценке пегматитоносных полей и участков на камнесамоцветное сырье. Пересмотр с этих позиций геологических планов и карт полей развития камерных пегматитов на Урале, в особенности в пределах Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы, необходимо провести в ближайшее время.

3. Из результатов онтогенических наблюдений по взаимоотношениям минеральных индивидов на контактах различных зон пегматитов следует вполне однозначный вывод, подобный уже сделанному по редкометальным пегматитам [37, 79], о формировании структурных единиц (зон) пегматитов в той последовательности, в какой они располагаются в направ-

лении от зальбанда к центру. Характер взаимоотношений альбит-мусковитовых зон окаймления кварцевых ядер с блоковым микроклином, с одной стороны, и с массой кварца — с другой, не согласуются с распространенным в настоящее время мнением о развитии этих зон метасоматическим путем по границе уже сформировавшихся блокового микроклина и кварцевого ядра. Оказалось, что около верхних и средних частей ядер образование мусковита, альбита и сопутствующих им минералов происходило путем свободной кристаллизации еще до отложения массы кварца, и лишь у нижних частей ядер и под ними, а также под друзовыми полостями фиксируется развитие позднего альбитового или альбит-мусковитового метасоматоза, сопутствовавшего формированию ядра и (или) минералообразованию в полостях.

4. Особенности альбит-мусковитовых зон пегматитов совершенно не согласуются и с высказанным сторонниками метасоматической гипотезы [55, 57 и др.] представлением об образовании таких зон, а также друзовых полостей за счет наложения на уже полностью сформированные пегматиты более поздних метасоматических процессов. В тех редких случаях, когда удается наблюдать действительное наложение на гранит-пегматитовые тела более позднего метасоматоза, например аргиллизации в телах Мокруши или Сарапулки, можно четко видеть, что метасоматоз развивается по трещиноватости, в равной мере преобразуя и массу жильного гранита, и графическую часть, и центральную часть пегматитов; и той избирательности, которая предполагается сторонниками метасоматической гипотезы, не наблюдается даже при таком достаточно низкотемпературном процессе.

5. Выявлено существование различных механизмов формирования и соответствующих им нескольких типов друзовых полостей в пегматитах — мурзинского, алабашского, кочкарского и тайгинского. Общей причиной их возникновения является гетерогенизация остаточных пегматитообразующих растворов с обособлением газовой фазы в ходе развития пегматитового процесса в малоглубинных условиях, т.е. при относительно низких давлениях в пегматитообразующих системах. Но при образовании полостей мурзинского, а также, вероятнее всего, и алабашского типов такая гетерогенизация происходит в результате воздействия тектоники на ход пегматитового процесса, тогда как возникновение полостей кочкарского и тайгинского типов обусловлено закономерным наступлением гетерогенизации остаточных растворов в условиях постепенного снижения давления, на определенной стадии пегматитообразования.

6. Термобарометрические исследования процесса формирования камерных пегматитов Урала показали закономерную обусловленность наступления каждой стадии его развития постепенным снижением температуры в системе и в целом дали результаты, хорошо согласующиеся с теоретической температурной моделью пегматитов, разработанной А.Е. Ферсманом [91], отличаясь от нее лишь частными деталями. Данные по давлениям, как и у камерных пегматитов из других регионов Союза [1, 28, 30, 38, 41, 89 и др.], оказались существенно ниже, чем таковые у более глубинных типов пегматитов [18, 51 и др.] и подтверждают представления А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова [16, 17, 18] о развитии камерного пегматитообразования при минимально возможных давлениях. Однако количественное сопоставление уже имеющихся термобарометрических данных по различ-

ным полям камерных пегматитов пока представляется преждевременным из-за возможности существенных погрешностей в определениях величин давлений, так как методы определения этого параметра пегматитообразующих систем и его эволюции во времени пока еще весьма несовершенны.

7. Подтвердилась упомянутая еще А.Е. Ферсманом [92] эмпирическая закономерность, которая выражается в меридиональной зональности распределения различной минерализации вдоль Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы. Так, в интервале этой полосы, располагающемся в экзоконтактной зоне Мурзинского массива, топазовая минерализация четко тяготеет к северной части полосы, а турмалиновая — к южной. Та же закономерность, хотя и менее четко, проявляется и в экзоконтактной зоне Адуйского массива. Удовлетворительного ее объяснения пока нет.

8. В практическом плане заслуживает самого серьезного внимания использование жилков-проводников для локального прогнозирования положения на глубине друзовых полостей в гранит-пегматитовых телах. Принцип прогнозирования их положения по пересечениям плоскостей падения гранит-пегматитовых тел и проводников, широко использовавшийся еще уральскими горщиками, представляется, несомненно, перспективным для применения при дальнейших поисково-разведочных работах на камнесамоцветное сырье. Не менее важны в этом плане и упомянутые выше закономерности распределения пегматитов и друзовых полостей в гранит-пегматитовых телах, в особенности приуроченность полостей с топазовой минерализацией к фронтальным частям тел, а также явное тяготение этой минерализации к северному окончанию Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы.

9. Полученные результаты в целом дают основание полагать, что Урал является регионом, камерные пегматиты которого могут оказаться серьезным источником различных видов природного самоцветного сырья, а также уникального коллекционного материала, потому дальнейшее их исследование представляется совершенно необходимым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Л.Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. С. 70–81.
2. Бакакин В.В., Белов Н.В. Кристаллохимия берилла // Геохимия. 1962. № 5. С. 421–433.
3. Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания и их генезис. М.: Наука, 1966. 171 с.
4. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. Магматический кварц в занорышах камерных пегматитов // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 6. С. 1441–1445.
5. Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М.: Недра, 1978. 144 с.
6. Балицкий В.С., Лисицына Е.Е. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М.: Недра, 1981. 158 с.
7. Барсанов Г.П., Гурьева Э.Я. О различии природного кварца, претерпевшего α - β -превращение // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153, № 4. С. 909–912.
8. Бершов Л.В., Крылова М.Д., Сперанский А.В. Электронно-дырочные центры O^-Al^{3+} и Ti^{3+} в кварце как показатель температурных условий регионального метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 113–117.
9. Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 330 с.
10. Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Тр. Свердлов. горн. ин-та. 1973. Вып. 91. С. 53–66.
11. Вергушков Г.Н. Жильные поля гранитных пегматитов Адуйского месторождения // Там же. 1940. Вып. 5. С. 81–91.
12. Вергушков Г.Н. Морфология друзы кристаллов кварца и полевого шпата из пегматитовой жилы Адуйского месторождения на Урале // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1954. Ч. 83, № 4. С. 319–332.
13. Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация Гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 46 с.
14. Власов К.А. О генезисе пегматитов // Минералогия и генезис пегматитов: (Докл. сов. геологов на XXII сес. МГК, пробл. 6). М.: Недра, 1965. С. 332–345.
15. Гинзбург А.И. Геохимические особенности пегматитового процесса // Минералогия и генезис пегматитов: (Докл. сов. геологов на XXI сес. МГК, пробл. 17). М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 5–16.
16. Гинзбург А.И. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса // Геология месторождений редких элементов. 1964. Вып. 22. С. 74–82.
17. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О путях образования гранитных пегматитов // Геология руд. месторождений. 1960. № 1. С. 45–54.
18. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
19. Гордиенко В.В., Жукова И.А. К геохимии лития, рубидия и цезия в редкометалльных гранитных пегматитах // Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. Вып. 3. С. 104–121.
20. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука. 1975. 340 с.
21. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966. 318 с.
22. Дмитриев Л.К. Особенности генезиса одного хрусталеносного месторождения Южного Урала по включениям в минералах // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. М.: ВНИИСИМС, 1968. С. 88–90.
23. Добрецов Г.Л., Попов Н.В. Докембрийские метаморфические и магматические комплексы Джунгарского Алатау // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 42–56.
24. Долгов Ю.А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1955. № 9. С. 85–89.
25. Долгов Ю.А. Давление и температура

- в процессе формирования камерных пегматитов // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178, № 5. С. 1171-1174.
26. *Дэна Дж., Дэна Э.С., Фрондель К.* Система минералогии. Т. 3. Минералы кремнезема. М.: Мир, 1966. 431 с.
 27. *Егоров И.Н.* О гранитных пегматитах, залегающих в Талицком серпентинитовом массиве Среднего Урала // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 8. С. 220-235.
 28. *Ерджанов К.Н.* Гранитные интрузии и пегматиты Тарбагатай. Алма-Ата: КазИМС, 1963. 178 с.
 29. *Ермаков Н.П.* Исследования минералообразующих растворов. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1950. 460 с.
 30. *Ермаков Н.П.* Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни // Тр. ВНИИП. 1957. Вып. 1. С. 25-42.
 31. *Кадик А.А., Луканин О.А., Лебедев Е.Б., Коровушкина Э.Е.* Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах гранитного и базальтового состава при высоких давлениях // Геохимия. 1972. № 12. С. 1549-1560.
 32. *Киевленко Е.А.* Поиск и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Недра, 1980. 166 с.
 33. *Кориковский С.П.* Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1972. С. 71-95. (Очерки физ.-хим. петрологии; Т.3).
 34. *Калюжный В.А.* Жидкие включения в минералах как геологический барометр // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1955. № 9. С. 64-84.
 35. *Калюжный В.А.* Методы и результаты геобарометрии по газово-жидким включениям // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965. С. 24-36.
 36. *Каменцев И.Е.* О влиянии температуры кристаллизации на вхождение алюминия в структуру природного кварца // Геохимия, 1965. № 3. С. 366-368.
 37. *Камерон Е.Н., Джанс Р.Г., Мак-Нейр А.Г., Пейдж Л.Р.* Внутреннее строение гранитных пегматитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. 146 с.
 38. *Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Ла-тыш В.Т., Сорокин Ю.Г.* Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Львов: Вища шк., 1973. 359 с.
 39. *Леммлейн Г.Г.* Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 328 с.
 40. *Ленных И.В.* Кислые и средние интрузивные комплексы Южного Урала и их металлогения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 85-92.
 41. *Лукашев А.Н., Колбин Б.А., Чижик О.Е.* О происхождении гранитных пегматитов малых глубин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 11. С. 9-17.
 42. *Львов Б.К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района: (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
 43. *Львов Б.К., Кетрис М.П., Петрова Н.И.* Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 4: Гранитный и щелочной магматизм. Свердловск: УНЦ, 1971. С. 9-20.
 44. Магматическая кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Под ред. В.С. Соболева и В.П. Костюка. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
 45. *Макагон В.М.* О температурах образования и послемагматического изменения слудоносных пегматитов Мамского района // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 48-72.
 46. *Макагон В.М., Шмакин Б.М.* Эволюция температуры, давления и химизма среды в процессах формирования мусковитовых пегматитов // Ежегодник-1970 Ин-та геохимии СО АН СССР. Иркутск: СО АН СССР, 1971. С. 142-147.
 47. *Малинин С.Д.* Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. 112 с.
 48. Минералы: Справочник. М.: Наука, 1972. Т.3, вып.1. 883 с.
 49. *Назарова А.С., Родионов Г.Г., Тимофеев И.Н.* Механизм образования пегматитовых тел // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Вып.7. С.99-101.
 50. *Наузов В.Б., Малинин С.Д.* Новый метод определения давления по газо-

- вожидким включениям // Геохимия. 1968. № 4. С. 432–441.
51. *Никаноров А.С.* Гранитные пегматиты: (Проблемы генезиса и эволюции). М.: Недра, 1979. 169 с.
 52. *Никаноров А.С., Михайлов И.И.* Температуры образования пегматоидных структур в слюдяносных и керамических пегматитах // Геохимия. 1965. № 11. С. 1146–1151.
 53. *Никаноров А.С., Михайлов И.И.* О температурах образования мусковита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1967. Ч. 96, № 3. С. 162–169.
 54. *Никитин В.Д.* К теории генезиса пегматитов // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1955. Т. 30, вып. 2. С. 44–117.
 55. *Никитин В.Д.* Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов // Там же. 1959. Т. 40, вып. 9. С. 77–94.
 56. *Никитин В.Д.* Пегматитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 84–151.
 57. *Никитин В.Д., Руденко С.А., Эшкин В.Ю.* К генезису хрусталеносных пегматитов Урала // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1967. Т. 102, вып. 2. С. 11–19.
 58. *Иозерина В.Г.* О влиянии примесей алюминия и германия в синтетическом кварце на температуру α - β -превращения // Тр. ВНИИП. 1960. Т. 3, вып. 2. С. 105–112.
 59. *Осипов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 156 с.
 60. *Павлишин В.И.* Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.
 61. *Польковский В.С.* Об условиях образования хрусталеносных пегматитов в Западном Тянь-Шане: (На примере Майдангала) // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965. С. 195–206.
 62. *Пономарева Н.И., Гордиенко В.В.* О физико-химических условиях образования мусковита в слюдяносных пегматитах северной Карелии // Геология руд. месторождений. 1974. Т. 16, № 1. С. 28–33.
 63. *Попов А.А.* Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350–500°C // Геохимия. 1968. № 2. С. 131–144.
 64. *Попова В.И., Попов В.А., Поляков В.О., Щербакова Е.П.* Пегматиты Ильменских гор. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1982. 48 с.
 65. *Пуртов В.К.* К методике определения температуры и давления кристаллизации минералов по газово-жидким включениям // Геохимия. 1971. № 4. С. 387–393.
 66. *Рапопорт М.С., Поляков В.Л.* Некоторые особенности метаморфизма и метасоматизма пород в области восточного контакта Мурзинско-Адуйского гнейсогранитового комплекса // Тр. Свердлов. горн. ин-та. 1976. Вып. 127. С. 16–21.
 67. *Романов Б.М.* Гранитная формация Урала и ее редкометалльная металлогения // Геология и полезные ископаемые Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1947. Вып. 1. С. 5–29.
 68. *Россовский Л.Н.* Особенности формирования ритмично-полосчатых текстур редкометалльных пегматитов // Тр. Краснояр. отд. СНИИГИМС. 1971. Вып. 114. С. 104–109.
 69. *Россовский Л.Н., Шостацкий А.Н., Зильберфарб А.С.* О некоторых положениях в работах К.А. Власова и их роли в поисках и оценке редкометалльных пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 11. С. 105–107.
 70. *Рыцк Ю.Е.* О причинах, определяющих слюдяносность пегматитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1969. Ч. 98, № 4. С. 422–431.
 71. *Самсонова Н.С.* Родицит // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 155–157.
 72. *Сапожникова Л.Н., Шмелева В.Ф.* Условия образования мусковита в пегматитах // Слюдяные пегматиты. М.: Наука, 1974. С. 107–120.
 73. *Соколов Ю.А., Лузин В.П.* Борная (ашаритовая) минерализация серпентинитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 133–136.
 74. *Соколов Ю.М.* Метаморфизованные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 190 с.
 75. *Рябков В.Н., Таланцев А.С., Кокоулин В.А.* Карбонаты как индикаторы аметистовой минерализации на месторождении Ватиха // Минералогическое картирование рудных полей и месторождений. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1983. С. 127–128.

76. *Рябчиков И.Д.* Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965. С. 49–60.
77. *Салье М.Е.* О некоторых закономерностях размещения мусковита в пегматитах Северной Карелии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1963. Ч. 92, № 2. С. 184–193.
78. *Соболев И.Д.* О гранитных формациях Урала // Тр. I Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 3. С. 5–10.
79. *Солодов Н.А.* Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
80. *Таланцев А.С.* Распределение, состав и морфология танталониобатов в гранитных пегматитах одного из районов Урала // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 126–144.
81. *Таланцев А.С.* Генезис дроздовых полостей в пегматитах Урала // Тр. ВНИИСИМС. М.: Недра, 1981. Т. 11. С. 82–90.
82. *Таланцев А.С.* Повторяющаяся зональность в пегматитах Кочкарской гранитной интрузии: (Южный Урал) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. Т. 4. С. 181–187.
83. *Таланцев А.С.* Плаггиоклаз-мусковитовый геологический термометр // Докл. АН СССР. 1969. Т. 196, № 5. С. 1193–1195.
84. *Таланцев А.С.* О генезисе мусковита в гранитоидных пегматитах Кочкарского района Южного Урала // Мусковитовые пегматиты СССР. Л., Наука, 1975. С. 89–92.
85. *Таланцев А.С.* Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.
86. *Таланцев А.С.* Генетическая информативность первичных газово-жидких включений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 60 с.
87. *Таланцев А.С., Сорокин Ю.П.* Зональность постмагматических образований, связанных с одним из гранитных массивов на Южном Урале // Тр. Тюмен. индустр. ин-та. 1974. Вып. 21. С. 191–198.
88. *Ташкер Э.М., Цыганов Е.М.* Особенности вхождения примесей в кристаллы кварца в процессе моделирования природного хрусталеобразования // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1979. Ч. 108. № 6. С. 658–665.
89. *Труфанов В.Н.* Минералогия и термодинамика хрустальных полостей гранитных пегматитов. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1969. 171 с.
90. *Фекличев В.Г.* Берилл. М.: Наука, 1964. 124 с.
91. *Ферсман А.Е.* Избранные труды. Т. 6. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 743 с.
92. *Ферсман А.Е.* Избранные труды. Т. 7. Драгоценные и цветные камни СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 562 с.
93. *Франк-Каменецкий В.А.* Природа структурных примесей и включений в минералах. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 239 с.
94. *Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е.* Микроизоморфизм и условия образования кварца // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1967. С. 68–76.
95. *Хетчиков Л.И., Самойлович Л.А., Дороговин Б.А.* Влияние углекислого газа на соотношение термодинамических параметров водных растворов некоторых солей // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 3. С. 700–704.
96. *Цинзерлинг Е.В.* Растрескивание пластинок кварца при температуре от 200 до 600°С // Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР. 1948. Вып. 4. С. 22–31.
97. *Челищев Н.Ф.* Ионнообменные свойства минералов. М.: Наука, 1973. 203 с.
98. *Шмакин Б.М.* Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов: (На примере Мамского района) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 7. С. 27–36.
99. *Шмакин Б.М., Матросов И.И., Борозновская Н.Н.* Ортоклазы пегматитовой жилы Копалуха на Среднем Урале и некоторые вопросы методики изучения калиевых полевошпатов // Там же. 1982. № 4. С. 70–82.
100. *Якубова В.В.* Опыт изучения включений в минералах пегматитов Мурзинки // Тр. минерал. музея АН СССР. 1952. № 4. С. 102–121.
101. *Якубова В.В.* Опыт изучения включений в минералах пегматитов Мурзинки // Там же. 1955. № 7. С. 132–150.

102. *Arzruni A.* Mangantantalit, eine Uralische Mineralvarietet // Зап. Минерал. о-ва. 1887. Ч. 23, С. 181–192.
103. *Barth T.F.* The feldspar geologic thermometer // Neues Jb. Miner. Abh. 1951. Bd. 82, N 1/2. P. 143–154.
104. *Babu V.R.R.M.* Temperatures of formation of pegmatites of Nellore mica-belt, Andhra Pradesh, India // Econ. Geol. 1969. Vol. 64, N 1. P. 66–71.
105. *Bachinski S.W., Muller G.* Experimental determinations of the microcline – low albite solvus // J. Petrol. 1971. Vol. 12, N 2. P. 329–356.
106. *Bowen N.L., Tuttle O.F.* The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – H_2O // J. Geol. 1950. Vol. 58, N 5. P. 489–502.
107. *Cipriani C., Sassi F.R., Scolari A.* Metamorphic white micas: Definition of paragenetic fields // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1971. Bd. 51, N 1. S. 259–302.
108. *Dennen W.H., Blackburn W.H., Quessada A.* Aluminium in quartz as a geothermometer // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 4. P. 332–342.
109. *Eugster H.P., Yoder H.S.* The join muscovite–paragonite // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1955. P. 124–129.
110. *Goldsmith J.R., Newton R.C.* An experimental determination of the alkali feldspar solvus // Feldspars: Proc. NATO Adv. Study Inst., Manchester, 1972. Manchester, 1974. P. 337–359.
111. *Grotemaat T.B., Holland H.D.* Sodium and potassium content of muscovites from the Pearlless pegmatite, Black Hills, South Dakote // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. Vol. 66, N 12. P. 1569–1570.
112. *Iiyama J.T.* Etude des reactions d'échange d'ions Na–K dans la serie muscovite–paragonite // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1964. Vol. 87, N 4. P. 532–541.
113. *Iiyama J.T.* Contribution a l'étude des equilibres sub-solidus du système ternaire orthose–albite–anortite a l'aide des reactions d'échange d'ions Na–K an contact d'une solution hydrothermale // Ibid. 1966. Vol. 89. N 4. P. 442–454.
114. *Lambert S.J.* The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1959. Vol. 63. P. 553–558.
115. *Luth W.C., Tuttle O.F.* The alkali feldspar solvus in the system Na_2O – K_2O – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 9/10. P. 1359–1373.
116. *Luth W.C., Martin R.F., Fenn P.M.* Peralkaline alkali feldspar solvus // Feldspars: Proc. NATO Adv. Study Inst., Manchester, 1972. Manchester, 1974. P. 297–312.
117. *Martin-Patino T., Arrese F., Rodrigues J.* Uso de la moscovita y biotita como termometros geologicos // Estud. geol. 1964. N 1/2. P. 83–85.
118. *Morse S.A.* Alkali feldspars with water at 5 kb pressure // J. Petrol. 1970. Vol. 11, N 2. P. 221–253.
119. *Norton J.J., Page L.P., Brobst D.A.* Geology of the Hugo pegmatite, Keystone, South Dakota // Geol. Surv. Prof. Pap. 1962. Vol. 297-B. P. 49–127.
120. *Orville P.M.* Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases // Amer. J. Sci. 1963. Vol. 261, N 3. P. 201–237.
121. *Seck H.A.* Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspare und Plagiokläse im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – H_2O // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 31, N 1. P. 67–86.
122. *Seck H.A.* Koexistierende Alkalifeldspate und Plagiokläse im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – H_2O bei Temperaturen von 650 bis 900°C // Neues Jb. Miner. Abh. 1971. Bd. 115, N 3. P. 315–345.
123. *Smith P., Parsons I.* The alkali-feldspar solvus at 1 kb water-vapour pressure // Miner. Mag. 1974. Vol. 39, N 9. P. 747–767.
124. *Takenouchi S., Kennedy G.C.* The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1965. Vol. 263, N 5. P. 445–454.
125. *Wyart J., Sabatier G.* Sur le probleme de l'équilibre des feldspaths alcalins et des plagioclases // C. r. Acad. sci. 1962. Vol. 255, N 14. P. 1551–1556.
126. *Yoder H.S.* High-low quartz inversion up to 10000 bars // Trans. Amer. Geophys. Union. 1950. Vol. 31. P. 827–836.
127. *Zyrianow V.N., Perchuk L.L., Podlesski K.K.* Nepheline-alkali feldspar equilibria: Experimental data and thermodynamic calculations // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 1. P. 1–44.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава I. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ НА УРАЛЕ	5
Район Мурзинско-Адуйского мегантиклинория	5
Геологическое строение	5
Типы пегматитов и их взаимоотношения с жильными гранитами	9
Распространение пегматитов с друзовыми полостями	17
Район Кочкарского мегантиклинория	26
Геологическое строение	26
Пегматиты с друзовыми полостями и особенности их локализации	28
Светлинское пегматитовое поле	30
Район Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория	36
Глава II. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ	38
Формирование объема, занятого пегматитами	38
Графические и апографические зоны	42
Альбит-мусковитовые зоны на границе графика и блокового микроклина	46
Зоны блокового микроклина	48
Кварцевые ядра	51
Зоны окаймления кварцевых ядер	51
Осложнения зональности и строения пегматитов	62
Глава III. ДРУЗОВЫЕ ПОЛОСТИ И ИХ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ	66
Структурно-морфологические типы друзовых полостей	67
Полости мурзинского типа	67
Полости алабашского типа	73
Полости кочкарского типа	76
Полости тайгинского типа	80
Особенности кристаллов кварца	81
Типизация полостей по характеру самоцветных минералов	82
Полости с топазами	84
Полости с берилловой минерализацией	88
Полости с турмалиновой минерализацией	90
Глава IV. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ УРАЛА	94
Методы и результаты определения $P-T$ условий развития пегматитового процесса	95
Инверсия кварца	95
Составы сосуществующих полевых шпатов	97
Равновесие мусковитов и кислых плагиоклазов	105
Плагиоклаз-мусковит-калиевополевошпатовое равновесие	112
Расплавные включения	115

Первичные газово-жидкие включения	116
Аметистовые наросты на кристаллах кварца	123
Общие результаты термобарометрии	124
Глава V. ПОИСКИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ДРУЗОВЫХ ПОЛОСТЕЙ . . .	127
Мурзинско-Адуйская самоцветная полоса	127
Район Кочкарского мегантиклинория	131
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	135
ЛИТЕРАТУРА	138

Научное издание

ТАЛАНЦЕВ Анатолий Степанович

КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ УРАЛА

*Утверждено к печати Институтом геологии
и геохимии им. академика А.Н. Заварницкого УО АН СССР*

Редактор *Т.Б. Гришина*

Художник *Ф.Н. Буданов*. Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *Г.И. Астахова*. Корректор *Л.М. Сахарова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31196

Подписано к печати 04.04.88. Т — 01860

Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман

Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,0. Усл.кр.-отт. 9,4. Уч.-изд.л. 11,1

Тираж 600 экз. Тип. зак. 203. Цена 2р.20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.

5011