

УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ
ПЬЕЗООПТИЧЕСКИХ
МИНЕРАЛОВ
В ПЕГМАТИТАХ

55.06

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
СИНТЕЗА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТРУДЫ

ТОМ XI

Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1969

Редакционная коллегия:

В. П. Бутузов (отв. редактор), Л. Н. Хетчиков
(зам. отв. редактора), И. Н. Аникин, В. С. Ба-
лицкий, Н. П. Ермаков, Е. Я. Киевленко,
С. Н. Кондрашев, И. А. Островский, С. С. Горо-
хов, И. И. Нестерова (отв. секретарь)

Ю. А. Долгов

СТАНОВЛЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ И ОБРАЗОВАНИЕ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Перемещение магматических масс в верхние зоны земной коры всегда связано с изменением и увеличением разницы в термодинамических параметрах между гранитной магмой и вмещающими породами, что способствует интенсификации теплообмена и росту напряженности температурного поля во вмещающих породах. После кристаллизации большей части магмы наступает общее остывание вмещающих пород и интрузивного тела.

Таким образом, по отношению к общей температурной эволюции Земли перемещение магматических масс в толще земной коры является нарушением температурного эволюционного равновесия и может быть расценено как крупная флуктуация первого порядка, отклоняющая участок земной коры от эволюционного хода развития. Это — флуктуация вещественная и термодинамическая. Вся дальнейшая история развития интрузии и прилежащих к ней вмещающих пород характеризуется процессами выравнивания термодинамической флуктуации, и в первую очередь температуры, с помощью теплообмена.

Если говорить об эволюции магмы, внедренной в земную кору, до ее превращения в остывший и пришедший в тепловое равновесие с вмещающими породами интрузив, то необходимо иметь в виду, что это только узколокализованная эволюция самой интрузии и вмещающих пород, находящихся в сфере ее действия, которую можно назвать эволюцией становления.

Механические перемещения магматических масс резко активизируют другие виды энергии (тепловую и химическую) по отношению к вмещающим породам, ранним интрузивным телам и флюидам, размещенным в них. Выравнивание магматической флуктуации до общего среднеземного фона эволюции осуществляется не только по законам неуклонной эволюции, но и через флуктуации второго порядка, которые связаны с теплофизическими особенностями становления гранитных интрузий.

Внутриинтрузивные флуктуации связаны прежде всего с развитием свободного объема в процессе контракционного сжатия при остывании интрузий и вмещающих пород, прогретых интрузией. Процесс контракционного сжатия интрузий ведет к образованию трещин. Развитие трещиноватости в остывающих, но достаточно нагретых породах связано, как и в предыдущем случае, с активизацией иных видов энергии (тепловой и химической). Таким образом, увеличение объема полости или

трещины, содержащей раствор, не простое механическое действие, роль которого исчерпывается приоткрыванием каналов для движения растворов. Увеличение объема в хрупких телах осуществляется обычно мгновенно, но это обстоятельство является достаточным, чтобы считать процесс адиабатическим со всеми вытекающими отсюда последствиями, нарушающими эволюцию температур развития давлений, состава и концентрации растворов, т. е. главных параметров минералообразования.

Первый случай—внедрение интрузий и второй случай—становление их с развитием пор и трещин представляют собой флуктуации, развивающиеся на общем фоне эволюции. Таким образом, эволюция идет через цепь флуктуаций (рис. 1).

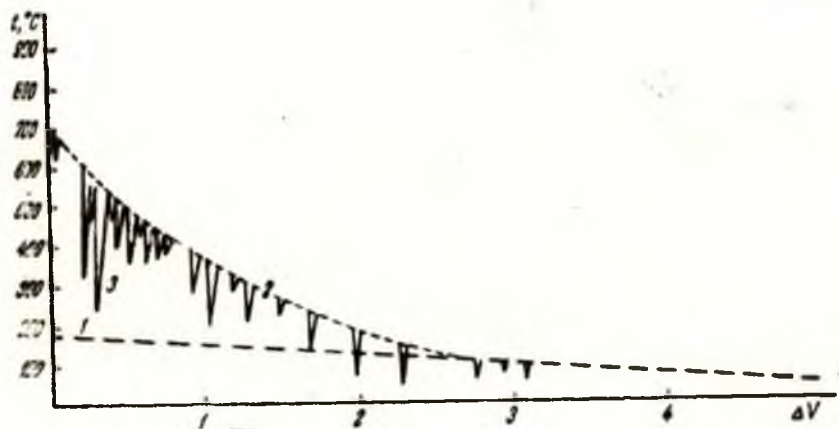


Рис. 1. Эволюция и флуктуации температуры остывающей интрузии:
1 — среднеземная температурная эволюция; 2 — магматическая флуктуация и эволюция становления интрузии; 3 — флуктуации адиабатического расширения

Поскольку в основу нарушения эволюции положена крупная механическая и температурная флуктуация в земной коре, выяснение распределения температуры и напряжений в интрузии и во вмещающих породах является первостепенной задачей. Процесс теплового выравнивания и рассасывания механических напряжений рассмотрен для обеих флуктуаций.

СТАНОВЛЕНИЕ ИНТРУЗИЙ И РАЗВИТИЕ СВОБОДНОГО ОБЪЕМА

Интрузия, контактируя с вмещающими породами, вступает с ними в теплообмен. Прогрев вмещающих пород сопряжен с остыванием интрузий и формированием ее коры; он рассчитан многими авторами на основании уравнений Фурье. Прогрев можно рассматривать как продвижение любой из взятых изотерм в направлении теплового потока до установления относительного температурного равновесия. После достижения температурного равновесия и становления большей части интрузии начинается процесс охлаждения интрузива и вмещающих пород.

Напряженность температурного поля в процессе прогрева пород изменяется и может быть охарактеризована градиентом, который будет существенно отличаться от среднеземного градиента. Для небольших глубин (до 20 км) среднеземной геотермический градиент обычно изображается прямой линией. В случае близости магматического очага существуют резкие отклонения от прямолинейной формы геотермического градиента. Такой случай описан К. Н. Феннером по наблюдениям в Иеллоустонском парке. Расчеты Т. С. Лавринга [19] показали, что магматический очаг риолитового состава можно ожидать уже на глу-

бине 1100 м. Напряженность температурного поля для такой глубины будет резко возрастать по мере приближения к магматическому очагу, а линия, характеризующая эту напряженность, будет параболой [4].

Если среднеземной геотермический градиент (35 град/км) характеризует эволюционное состояние земной коры, то реальный палеогеотермический градиент соответствует флуктуации, связанной с магматическим очагом. В данном случае линии геотермических градиентов резко различаются по форме и показывают различную напряженность эволюционного и флуктуационного температурных полей.

Согласно расчетам А. И. Вейника [4], напряженность температурного поля при действующем источнике тепла (магма) растет до тех пор, пока в какой-то мере не сбалансируется теплоотток с теплопритоком. Это состояние можно назвать состоянием временного теплообменного равновесия. Это соответствует максимальному прогреву вмещающих пород и будет характеризоваться вполне определенным палеогеотермическим градиентом. Все остальные промежуточные случаи будут иметь свои состояния напряженности температурного поля и различные геотермические градиенты.

Таким образом, в процессе становления гранитной интрузии наблюдается «миграция» реального геотермического градиента (рис. 2). Изменение реального геотермического градиента во времени охарактеризовано М. Н. Годлевским, Г. С. Кравцовым и В. М. Сливко [10]. Для полной оценки развития свободного объема, который возникает при прогреве вмещающих пород, остывании интрузии и совместном остывании интрузии и вмещающих пород, лучше использовать реальный геотермический градиент, соответствующий максимальному прогреву вмещающих пород, после чего приток тепла уменьшается и начинается общее охлаждение вмещающих пород и интрузии.

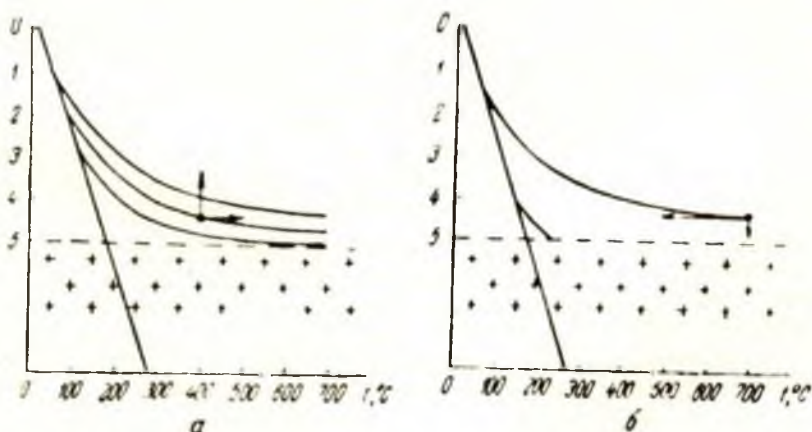


Рис. 2. Палеогеотермический градиент при нагревании вмещающих пород (а) и остывании интрузива и вмещающих пород (б)

РАЗВИТИЕ ПОРИСТОСТИ ПРИ НАГРЕВЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Достаточно точные данные получены об изменении объемного расширения минералов. Эта работа проводилась многими исследователями, но не для всех минералов. Изучение объемного расширения для горных пород не велось. Э. Б. Ден справедливо отмечает, что при нагревании породы зерна с наибольшим термическим расширением способствуют видимому изменению длины всего образца, создавая внутренние

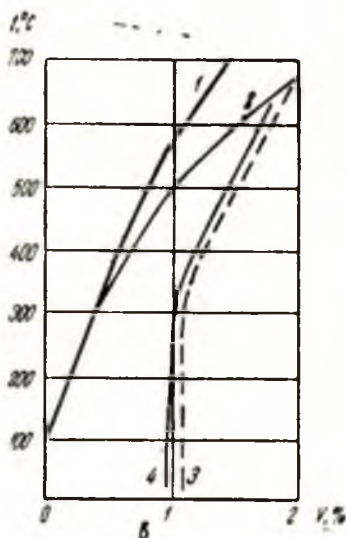
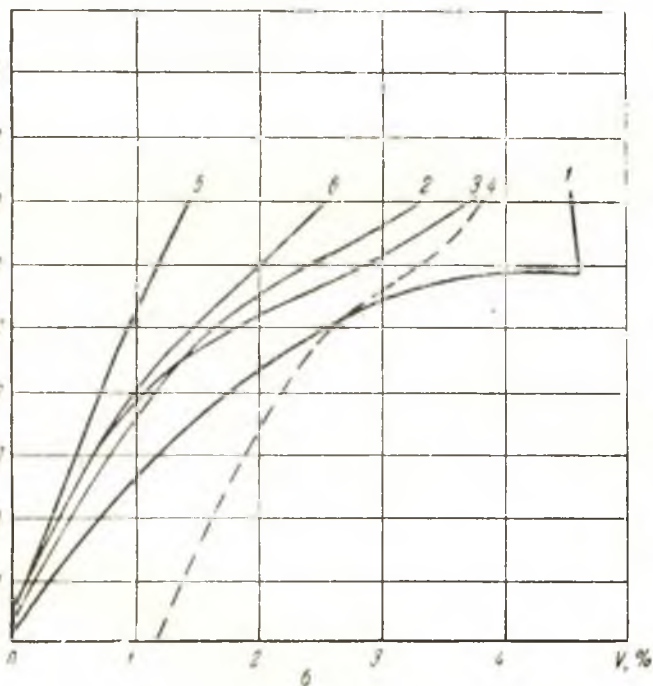
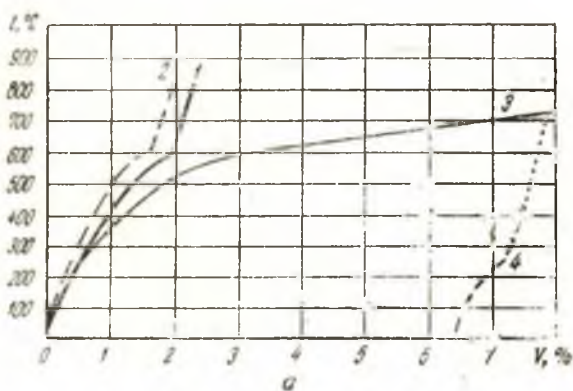


Рис. 3. Объемное расширение и сжатие пород под действием нагревания и охлаждения:

а — гранит: 1 — расчетная кривая; 2 — приведенная расчетная кривая; 3 — экспериментальная кривая расширения при нагревании; 4 — экспериментальная кривая объемного сжатия при охлаждении (общая пористость при нагревании и охлаждении 6,4%; приращение пористости при нагревании до 500°C, кривые 2—3, 0,8%). б — аркозовый песчаник: 1 — расчетная кривая объемного расширения для кварца; 2 — расчетная кривая объемного расширения для песчаника; 3 — экспериментальная кривая объемного расширения при нагревании для песчаника; 4 — экспериментальная кривая объемного сжатия при охлаждении для песчаника; 5 — расчетная кривая объемного расширения для мраморизованного известняка при нагревании; 6 — приведенная расчетная кривая объемного расширения для песчаника (общая пористость при нагревании и расширении 1,2%; приращение пористости песчаника при нагревании до 600°C, кривые 6—3, около 1%). в — известняк: 1 — расчетная кривая объемного расширения при нагревании для кальцита; 2 — экспериментальная кривая объемного расширения для мраморизованного известняка при нагревании; 3 — экспериментальная кривая объемного сжатия мраморизованного известняка при охлаждении; 4 — то же, повторная кривая охлаждения (общая пористость при нагревании и охлаждении около 1%; приращение пористости при 600°C (кривые 1—2) около 0,5%).

РАЗВИТИЕ СВОБОДНОГО ОБЪЕМА ОСТЫВАЮЩЕГО ИНТРУЗИВА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Выше отмечалось, что температурная эволюция интрузии и вмещающих пород идет разными путями. Если вмещающие породы прогреваются, то интрузия остывает — расходует тепло. Остывание интрузии

зии начинается в месте наибольшего перепада температур, т. е. на контакте с вмещающими породами. Эта приконтактовая область прежде других начнет раскристаллизовываться, образуя твердую кору интрузии и соответствующее объему раскристаллизованной массы количество летучих.

Если температура становления интрузии 700°C , то уже при более низких ее значениях начинает формироваться кора интрузии, которая растет, не накапливая больших напряжений растяжения, так как термическое сжатие гранита в этой области невелико. Накопление напряжений ведет к возникновению весьма редких трещин еще и потому, что в этой области температур достаточно высока пластичность пород.

Трещины возникают преимущественно в областях понижающегося внешнего давления и в первую очередь могут формироваться под куполовидными выступами интрузии, так как известно, что арка или свод является наиболее прочным сооружением, способным нести огромную нагрузку, не деформируясь и не разрушаясь. В подобных случаях распределение напряжений ведет к образованию подсводовых ранних трещин отрыва в коре интрузии. Это явление широко распространено в Бетпак-Дале. Ранние трещины в коре интрузии служат местом образования пегматитов. Их развитие также носит более поздний унаследованный характер. Трещины отрыва наблюдались нами повсеместно под куполовидными вздутиями кровли.

Вещественная и структурная дифференциации кристаллического материала могут также создавать благоприятные направления для разрешения напряжений в виде трещин и образования ранних высокотемпературных жил. При прохождении точки инверсии кварца напряжение быстро растет в соответствии с резким уменьшением объема. С этого момента (примерно с 600 и до $350-400^{\circ}\text{C}$) трещиноватость в граните развивается весьма интенсивно. Необходимо обратить внимание на полное совпадение температурного интервала максимального трещинообразования с температурным интервалом наиболее активного формирования и развития пегматитов. Для учета развития полного свободного объема в остывающей интрузии имеются все расчетные и экспериментальные данные.

Объем трещин, возникающих при остывании вмещающих пород, рассчитывается аналогично вычислению свободного объема по гранитам (см. рис. 3). В качестве вмещающих пород были исследованы экспериментально песчаники и известняки. На рис. 3 приведены данные, достаточные для расчета свободного объема во вмещающих породах. Полный свободный объем, развиваемый интрузией, аппроксимированной в форме полусферы и размещенной на глубине $3-5$ км, может быть выражен суммой:

$$\Sigma V = V_{нв} + V_{он} + V_{ов},$$

где $V_{нв}$ — межзерновой объем, развивающийся при нагревании вмещающих пород;

$V_{он}$ — свободный объем, развивающийся при остывании интрузии;

$V_{ов}$ — свободный объем остывающих вмещающих пород.

Приведенный к соответственным $P-T$ условиям (в объемных процентах) объем летучих относится к объему трещин как $\frac{1,5}{1}$ (от 1,1 до 1,8). Это отношение может измениться, если исходное содержание летучих, взятое для расчета, будет меньше или больше 6,5%. Однако по экспериментальным данным оно не может измениться существенно. Расчет, основанный на этих данных, позволяет сделать вывод об отсутствии бесконечно больших источников летучих и о малой вероятности чрезмерно больших давлений, создаваемых летучими в полостях. Тепло-

обмен и уменьшение объема интрузивного тела — главные черты флуктуации первого порядка.

АДИАБАТИЧЕСКОЕ РАСШИРЕНИЕ И ФЛУКТУАЦИИ ВТОРОГО ПОРЯДКА

Флуктуации второго порядка связаны с развитием трещин. В основе данного процесса лежит адиабатическое изменение главных термодинамических параметров в ходе локальной эволюции интрузии и вмещающих пород, которое создает необходимые предпосылки для роста, перераспределения минералов и минеральной локализации.

Мгновенное увеличение объема полостных пространств ведет к изменению главных термодинамических параметров: температуры, давления, плотности растворов, концентрации растворенных веществ и концентрации водородных ионов. Раскрытие трещин в пустоту не вызывает адиабатического снижения температуры, но создает резко неравновесные условия по давлению для пустоты и системы связанных пор во вмещающих породах. Выравнивание давлений происходит только в связи с перемещением рабочего тела (раствора) из области с повышенными давлениями в область возникшей полости. В первый момент давление мгновенно образующейся полости трещины равно нулю. Перемещение раствора осуществляется до тех пор, пока давление не выравняется во всей системе. Все последующие увеличения объема полости, содержащей раствор (унаследованное приоткрывание, присоединение других трещин), являются процессом адиабатическим, связанным с резким изменением термодинамических параметров системы, отклонением от условий локальной эволюции и возвратом к этим условиям.

Наличие флуктуаций на фоне эволюции земной коры является пока результатом расчетов и теоретических построений. Экспериментально доказано только развитие поровых и трещинных объемов. Теоретическое подтверждение необходимости резких спадов температуры и давления при приращении объема получено нами в ранних работах [11, 12]. Задача решена с применением уравнений Пуассона и Ван-дер-Ваальса (в общем виде). В этом решении, выраженном графически, находят отражение любые частные случаи адиабатического расширения, наблюдаемые в природе. В качестве исходных данных должны быть известны: начальная температура, давление, плотность и величина приращения объема. Только в этом случае легко найти величину изменения главных интенсивных параметров минералообразования, т. е. их конечные значения.

Нарушение эволюционного состояния в полости вызывает ответную реакцию в окружающих породах. С момента возникновения флуктуации второго порядка начинается период выравнивания этой флуктуации действием тепло- и массообмена, который повышает активность растворов и содействует развитию процессов растворения, переноса и отложения минерального вещества.

С помощью механизма адиабатической мобилизации можно объяснить растворение, перенос и минеральную локализацию вещества в связи с флуктуацией термодинамических параметров. Развитие температурных флуктуаций второго порядка в полости оказывает тепловое воздействие на породы, окружающие полость. Теплообмен между полостью и вмещающими породами связан с перепадом температуры в полости и вмещающих породах и приводит к тепловому воздействию на зоны пород, окружающие полость.

Сначала отвод тепла из вмещающих пород велик, и это способствует охлаждению пород, прилежащих к полости. Позже, когда в процессе теплообмена перепад температуры уменьшается, ранее охлажденные зоны начинают прогреваться. Этот цикл охлаждения и нагревания приводит к объемным изменениям и росту порового и микротрещинного

объема. Иными словами, резко повышается проницаемость породы и увеличивается поверхность активного взаимодействия растворов, следующих по этим путям, с минералами, слагающими породу. Отсюда — активизация перекристаллизации, метасоматоза, растворимости и минеральной локализации.

Для магматических флуктуаций приведены расчетные и экспериментальные доказательства. Их достаточно для выяснения принципиальной сущности явлений, связанных со становлением магматических масс. Внесение уточнений не может радикально изменить этих представлений. Для полостных флуктуаций доказательств, подтверждающих адиабатическое расширение, значительно больше, а термодинамические параметры измерены более точно. Описанная сущность флуктуаций второго порядка позволяет допустить, что адиабатическое расширение в процессе приращения объема (адиабатическая ветвь) и последующее выравнивание до эволюционного уровня (изохорическая ветвь) оказывают определенное влияние на растворы и минералы полости.

МИНЕРАЛЫ И РАСТВОРЫ В УСЛОВИЯХ АДИАБАТИЧЕСКОГО РАСШИРЕНИЯ

Для минералов камерных пегматитов — кварца и топаза — установлено развитие специфической закалочной трещиноватости в процессе мгновенного охлаждения. Особенно характерен рисунок закалочных трещин у кварца при α — β -переходе (сотовые трещины). Если кварц охлаждать достаточно быстро, но не мгновенно, подобные трещины, как показали эксперименты, не возникают. Следовательно, сотовые трещины в кварце образуются лишь при мгновенном охлаждении растворов и кристаллов в полости при быстром переходе кварца из α -области в β -область. Такое охлаждение в массиве нагретых гранитных пород может происходить только адиабатически, а для этого необходимо, чтобы выполнялось одно из двух условий: идеальная изоляция системы или мгновенное увеличение объема. Идеальной изоляции нельзя достичь даже в лабораторных условиях и тем более в природе.

Мгновенное увеличение объема — реальный и широко распространенный фактор. С ним связано не только мгновенное понижение температуры, но и обязательное снижение давления и плотности растворов ниже эволюционной. Растворы, залечивающие трещины в α -кварце, имеют обычно низкую и непостоянную плотность в разных генерациях сотовых трещин. Температура гомогенизации включений в сотовых трещинах различна и зачастую очень низкая. Изменчивые значения главных параметров могут рассматриваться только как флуктуации, зависящие от степени увеличения объема. У топаза специфическая трещиноватость при резком его охлаждении развивается по спайности. Залеченные трещины всегда фиксируют во включениях растворы малой и различной плотности.

ИЗМЕНЕНИЕ ДАВЛЕНИЙ И СОСТАВА ГАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В результате изучения системы трещин в топазе с мнимовторичными включениями (по классификации Н. П. Ермакова[14]) установлены резко различные количества CO_2 во включениях, которые подтверждают флуктуационную природу развития термодинамических параметров полости, особенно в области развития пневматолита.

Освоенный метод вольюмометрического ультрамикрохимического анализа газов индивидуальных включений в минералах позволил проанализировать состав газов более чем для 300 включений. Около 120 анализов сделано для включений кварца и топаза различных месторождений пегматитов. Каждый анализ проводился на следующие компо-

ненты: CO_2 , $(\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S})$, O_2 , H_2 , CO , NO , тяжелые углеводороды и сум-
му азота и редких газов по остатку.

Результаты показали непостоянство в содержании главных составляющих CO_2 и $\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$. Даже в пределах одной залеченной трещины наблюдается меняющийся состав газов, который зависит от неодновременности обособления включений. Кислород и водород обнаруживаются редко и в небольших количествах, NO , как правило, отсутствует. Тяжелые углеводороды отмечены только в одном образце топаза и сотовом кварце Золотой горы. Остаток обычно не превышал 10%, но в отдельных включениях достигал нескольких десятков процентов. Помимо азота и редких газов, в остатке предполагается присутствие легких углеводородов. Анализ индивидуальных включений свидетельствует об изменчивости состава газовой смеси, особенно в газовых включениях высокотемпературной области, что является результатом резкого изменения давления.

Газы являются наиболее мобильным ингредиентом системы. Они обладают различной фугативностью и наиболее чутко реагируют на изменения давлений в процессе адиабатического расширения.

На основе криометрии и метода гомогенизации получены данные, свидетельствующие о неустойчивом режиме давлений в области пневматолита. При замерах давлений в газовых включениях выяснилось, что величины их различны и зачастую более низкие, чем эволюционные гидростатические и, конечно, ниже, чем петростатические: для топаза в одном случае 340 атм, в другом 410 атм. О флуктуациях давлений косвенно свидетельствует различное расширение газовых пузырьков включений, которое колеблется в широких пределах — от нескольких единиц до 140 раз. Это обстоятельство подтверждает неодинаковое их давление во включениях в гетерогенном, а следовательно, и в гомогенном состоянии и находится в прямой связи с различным составом газов и неодинаковым содержанием их во включениях.

Приведенные факты подтверждают флуктуационное развитие термодинамического режима растворов в полостях. Однако это не означает, что эволюция может не приниматься во внимание. Эволюция становления интрузивов — тот фон, на котором развиваются флуктуации, она проходит через цепь флуктуаций. Главным фактором развития флуктуаций для небольших глубин становления интрузии (3—5 км) является развитие контракционного свободного объема. Эти глубины для хрусталеносных пегматитов совпадают с фациями глубинности, по А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову [8]. Флуктуации на фоне эволюции — механизм огромной эффективности.

АДИАБАТИЧЕСКАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ РАСТВОРОВ КАК ФАКТОР МИНЕРАЛЬНОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ

Все экспериментальные и теоретические предпосылки, приведенные выше, показывают, что пульсация растворов не может быть единственным фактором минералонакопления в полостях. Интрузия насыщает развивающуюся пористость во вмещающих породах магматогенными элементами в рассеянном состоянии. Интрузия активизирует тепло растворов во вмещающих породах. Общее охлаждение интрузии и вмещающих пород приводит к развитию трещиноватости и минеральной локализации за счет воздействия активизированных растворов, находящихся вокруг полости.

Механизм адиабатической мобилизации был проверен на крупном пегматитовом теле [2]. Гранитная интрузия характеризовалась несколько повышенным содержанием фтора, превышающим среднее для гранита. Пегматитовое тело имело высокие концентрации фтора, связанные с флюоритом. Пегматит был нарушен трещинами периода гидротермаль-

ной деятельности. Предполагалось, что фтор привносился по каналам из гипотетических глубинных источников и отлагался в виде флюорита в области пегматитового тела. При тщательной обработке пегматита весь флюорит по возможности был извлечен и взвешен. Можно предположить, что во время поступления растворов из каких-либо крупных источников летучих на глубине происходит проработка этими растворами стенок полости и привнос фтора во вмещающие породы. Приведенные на разрезе данные (рис. 4) показывают противополож-

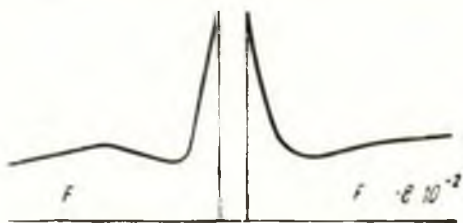


Рис. 4. Распределение фтора вокруг пегматитового тела во вмещающих гранитах

ное. Четко выделяются минимумы содержания фтора в обеих ветвях разреза. Эти минимумы не очень велики и снижают содержание фтора в гранитах не более чем на $\frac{1}{3}$ против фонового.

Подсчеты показали, что фтора, перемещенного в пегматит из вмещающих гранитов и отложенного в нем, во много раз больше, чем это требовалось для образования флюорита. Избыток пос-

леднего объясняется неполнотой извлечения мелких прожилков флюорита из зон пегматитового тела при разборке. В этом случае нет необходимости в привносе фтора из гипотетических глубинных источников пульсирующими и циркулирующими растворами.

Кроме того, кривая содержания фтора в гранитах показывает не привнос его, а вынос из гранитов за счет массообмена в процессе адиабатической мобилизации гранитных поровых растворов. Гипотетические источники с большим количеством летучих, по-видимому, отсутствуют еще и потому, что кристаллизация основной массы флюорита происходила в пределах 150—300°C. При таких температурах коры интрузив находится в состоянии длительного охлаждения. Магматический очаг может отсутствовать вообще.

При поисках глубинных источников летучих предполагается, что все трещины, ведущие к ним, раскрываются только вниз, что противоречит законам статике сооружений и науке о сопротивлении материалов в приложении к конструкции кровли интрузивов и перекрывающих их пород. Геологические наблюдения за расположением трещин и жил показывают, что большое количество их унаследованно приоткрывается и развивается вверх, т. е. в обратном направлении от гипотетических глубинных источников. Такие трещины, так же как и развивающиеся вниз, оказываются заполненными жильным материалом пневматолитового или гидротермального происхождения. Только дайки можно считать трещинами, связь которых с магматическим очагом очевидна.

Перечисленные выше положения свидетельствуют о адиабатической мобилизации растворов и ее значительной роли в процессах минеральной локализации. Пока можно назвать лишь немного работ, в которых на основании аналитических данных установлен вынос железа, свинца, цинка и вмещающих пород к полостям локализации [17, 18]. Именно поэтому необходима дальнейшая тщательная аналитическая работа по обнаружению выноса химических элементов из вмещающих пород в полости локализации на основе действия адиабатической мобилизации.

Для камерных пегматитов, формирование которых начинается сразу после формирования коры гранитной интрузии и совместно с ней, связь с магматическим очагом может существовать на ранних этапах. Увеличение мощности коры интрузии, отступление магматического очага на глубину создает все увеличивающееся пространственное разобщение магматического очага с пегматитами. Полная раскристалли-

зация гранитной интрузии может закончиться до того, как весь интрузив достигнет температурного равновесия, контролируемого среднеземным геотермическим градиентом. В этом случае формирование камерных пегматитов продолжается при отсутствии магматического очага за счет пневматолитовых и гидротермальных растворов. Основными факторами развития процессов метасоматоза и перекристаллизации зон камерного пегматита и роста кристаллов в полостях будут охлаждение, сжатие и развитие контракционного объема.

Адиабатическое расширение и резкое изменение термодинамических параметров растворов в полости пегматита, как показано выше, содействует мобилизации поровых растворов из вмещающих пород, переносу и локализации минерального вещества в полости. На качество кристаллосырья влияет режим адиабатического расширения. Он не должен изменяться слишком резко в период роста основной массы кристаллосырья. В случае крупных приращений объема и резких снижений температуры скорость роста кристаллов в полости увеличивается, но кристаллы могут быть испорчены закалочными трещинами и большим количеством захваченных включений.

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ПНЕВМАТОЛИТИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ

Возможность постмагматического пневматолитового минералообразования до сих пор многими исследователями не признается. Между тем огромный материал, накопленный при исследовании агрегатного состояния включений, показывает, что нет таких пегматитов, для которых отсутствовала бы пневматолитовая стадия минералообразования. Включения, гомогенизирующиеся в газ, соответствуют температурному интервалу раннего этапа формирования камерных пегматитов. Объем минеральной массы кварца, кристаллизующегося на протяжении этого этапа, зачастую превосходит объем кварца гидротермального происхождения. Для отдельных пегматитовых тел Казахстана и Волыни превышение объема кварцевой массы пневматолитового происхождения над гидротермальным кварцем может быть более чем десятикратным.

Скорость кристаллизации пневматолитового кварца более высокая, чем гидротермального. Это следует из уже отмечавшихся особенностей теплообмена и развития свободного объема на ранних этапах формирования камерных пегматитов. Скорость остывания коры гранитной интрузии находится в прямой зависимости от теплового напора ($\Delta t = T_1 - T_2$). Тепловой напор характеризуется разностью температур коры гранитной интрузии и вмещающих пород. В процессе теплообмена величина теплового напора уменьшается и скорость остывания коры гранитной интрузии прогрессивно снижается. Отсюда следует простой вывод, который сводится к тому, что пневматолитовый этап по времени значительно короче гидротермального, а по скорости кристаллизации намного превосходит гидротермальный. Этот вывод относится не только к кварцу, но может быть распространен и на другие высокотемпературные минералы камерных пегматитов (топаз, берилл).

После того как Н. П. Ермаковым [13] были открыты включения, характеризующие минералообразование из газов, область действия пневматолитовых растворов может быть обозначена в довольно точных пределах температур. Оценка количества минеральной массы, проведенная нами в сотнях случаев, показала, что газовые растворы способны переносить и отлагать количества минеральной массы значительно большие, чем это предполагалось. На рис. 5 показана пластинка кристалла кварца, в которой сотовый кварц пневматолитового происхождения составляет более 90%. Узенькая внешняя полоска мориона также не вся гидротермального происхождения. Ее нижняя часть кристаллизовалась из газовых растворов. Таким образом, данный пример можно

рассматривать как крайний случай кристаллизации максимального количества пневматолитового кварца с наибольшей скоростью по сравнению с кварцем гидротермальным.



Рис. 5. Соотношение пневматолитового (а) и гидротермального (б) кварца в кристалле

Известно, что в газовой фазе любое минеральное вещество растворяется меньше, чем в жидкой. Превосходство в скорости кристаллизации в газовой фазе можно объяснить довольно высокой плотностью ее, высокой проникающей способностью и активностью. Указанные факторы в статическом состоянии не могут ускорять кристаллизацию. Для ранних этапов формирования камерных пегматитов отмечалась повы-

шенная интенсивность трещинообразования, многократность адиабатических расширений и мобилизации растворов, которые резко ускоряют и улучшают возможности метасоматоза и перекристаллизации в зонах пегматитового тела, вмещающих граниты и ускоряют рост кристаллов в полости.

Включения в минералах пневматолитового происхождения помимо газа и небольшого количества жидкости часто содержат минералы-узники, которые кристаллизовались из растворов малой плотности (газов), герметизированных во включении. Эти наблюдения подтверждают способность к переносу значительных количеств минерального вещества в газовой фазе. Эксперименты Л. Н. Овчинникова [24] и А. А. Беуса [3] подтверждают высокие агрессивные свойства водяного пара и его способность растворять, переносить и отлагать как рудные, так и нерудные компоненты.

Наряду с убедительными доказательствами возможности переноса минерального вещества в газовой фазе, до сих пор многими исследователями отрицается существование газового агрегатного состояния растворов в земной коре.

Отсутствие газов на глубинах, соответствующих постмагматическому минералообразованию, наиболее обстоятельно обосновано Ф. Г. Смитом [25, 26] и Е. Ингерсоном [30]. На графиках PVT зависимости для воды и углекислоты Ф. Г. Смит показал, что вода и углекислота в условиях нормальных геотермобар имеют плотность выше критической и на всех глубинах находятся в жидком состоянии. Этот вывод справедлив для любого участка земной коры, который не подвергался тепловому воздействию интрузии.

Выше было отмечено, что внедрение интрузии в верхние структурные этажи увеличивает напряженность температурного поля во вмещающих породах. Все постмагматические процессы минералообразования следует рассматривать, руководствуясь не среднеземным геотермическим градиентом, а новым палеогеотермическим градиентом, который представляет собой параболу. А. И. Вейник отмечает, что «для количества переданной теплоты наиболее точным является решение с распределением температуры в виде параболы второго порядка ($n = 2$)». В координатах безразмерных температуры (Θ) и времени (F_{ox}) распределение температуры во вмещающих породах может быть выражено уравнением параболы:

$$\Theta = \text{erf} \left[\frac{1}{\sqrt{4F_{ox}}} \right].$$

Нанеся параболу палеогеотермического градиента на *PVT* диаграмму для воды ($P=\text{const}$), нетрудно обнаружить, что она пересекает линию критического объема и имеет две ветви. Высокотемпературная ветвь проходит вблизи интрузии и характеризует газовое агрегатное состояние. Вторая ветвь параболы проходит через область жидкого состояния воды и характеризует поровые растворы во вмещающих породах в удалении от интрузии (рис. 6).

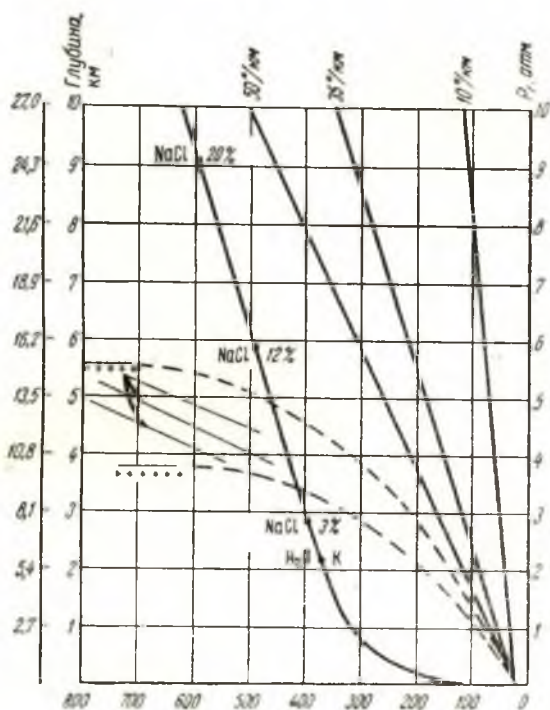


Рис. 6. Палеогеотермический градиент на графике *PT* зависимости для воды

Нами проведены расчеты для интрузии, форма которой аппроксимирована полусферой с радиусом 5 км, толща покрывающих пород тоже 5 км. Для этой модели область пневматолитовых растворов распространяется от интрузии вверх на 450 м. выше — область жидких растворов. Температурный интервал проявления пневматолитов зависит от глубины и температуры становления интрузии. Для глубин, на которых происходит формирование камерных пегматитов, температурный интервал существования газовой фазы (см. рис. 6) будет соответствовать 700—460°C (глубина 5,5 км) и 700—410°C (глубина 3,8 км). По мере увеличения глубины становления интрузии происходит сокращение температурного интервала существования газовой фазы. Для интрузии с начальной температурой становления 700°C и глубиной становления около 12 км газовая фаза отсутствует и растворы будут иметь плотность, близкую к критической.

Рассматривая постмагматические процессы, связанные с внедрением интрузии (только при этом условии их можно считать постмагматическими), приходим к выводу о необходимости существования пневматолитовых растворов на фоне эволюции становления интрузии. Область развития постмагматических пневматолитовых процессов ограничена во времени скоростью теплообмена и в пространстве — начальными параметрами (температурой и глубиной становления).

Таким образом, теоретической концепцией Ф. Г. Смита и Е. Ингерсона можно обосновать отсутствие газовой фазы в земной коре с эволюционной напряженностью температурного поля, контролируемой среднеземным геотермическим градиентом. Влияние магматических масс и постмагматические явления должны рассматриваться только с учетом палеогеотермического градиента.

Второе положение, выдвигаемое против пневматолита, основывается на представлениях Р. Ниггли [20] о пневматолитической стадии, которой он придавал характер надкритического раствора. К. Н. Феннер ставил под сомнение возможность существования надкритического состояния (флюид) для водно-силикатного раствора.

В настоящее время хорошо известны качественно и определены количественно концентрации солей в минералообразующих растворах, герметизированных во включениях. Для высокотемпературных газовых и жидких включений измерены концентрации солей во многих десятках случаев. Они оказались довольно высокими и по NaCl-эквиваленту составляют 19—26% и более.

Экспериментальные исследования системы $H_2O-NaCl$ показывают [32], что повышение концентраций NaCl смещает критическую точку водно-солевого раствора в область температур и давлений более высоких, чем критические для чистой воды. Постмагматические растворы во включениях имеют относительно высокие концентрации солей, особенно в области высокотемпературных газовых растворов. Это обстоятельство позволяет сделать вывод, что ни одно заключение о надкритическом состоянии раствора не может быть принято во внимание без проверки солевой концентрации.

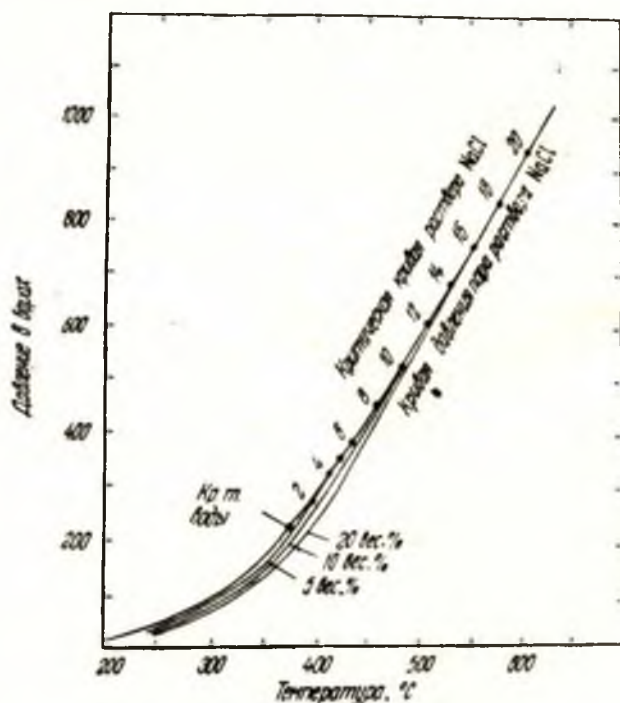


Рис. 7. Критические температуры и давления в зависимости от концентрации NaCl (по С. Соурирояну и Г. Кеннеди)

Диаграмма С. Соурирояна и Г. Кеннеди [32] показывает, что растворы, имеющие температуру значительно более высокую, чем критическая для чистой воды (600—700°), могут быть докритическими, если раствор

по концентрации NaCl при 20°C близок к насыщению. В случае более высоких концентраций критическая температура пересыщенного раствора смещается в область еще более высоких температур (рис. 7).

Нашими замерами температур и концентраций солей для высокотемпературных включений установлено, что в большинстве случаев все постмагматические растворы — докритические, за исключением тех случаев, когда относительно большие количества CO₂ понижают критические температуры и давления в тройной системе H₂O—NaCl—CO₂ так же, как и в бинарной системе H₂O — CO₂. Интенсивное развитие контракционного объема в процессе становления интрузий в интервале 600—350°C эпизодически снижает плотность гомогенных газовых растворов. Восстановление плотности до эволюционной осуществляется всякий раз в процессе массообмена между поровыми растворами вмещающих пород и полостью с пониженным давлением. Рецедивы пневматолита возможны и в области ранних гидротермальных растворов. Гомогенная жидкость ранних гидротерм по плотности мало отличается от плотности газа позднего пневматолита. Увеличение объема полости приводит к снижению плотности раннего гидротермального раствора с изменением агрегатного состояния от жидкого до газового и с последующим возвратом к эволюционному жидкому состоянию. В области поздних гидротерм, характеризующихся растворами большой плотности, приращение объема приводит к гетерогенизации и сосуществованию жидкой и газовой фаз с обязательной тенденцией возврата к эволюционному гомогенному жидкому состоянию.

Таким образом, анализ реальных факторов, сопутствующих постмагматическому минералообразованию, в том числе и формированию камерных пегматитов, позволяет сделать следующие выводы.

1. Газовое состояние постмагматических растворов отрицать невозможно, так же как нельзя отрицать теплообмен между интрузией и вмещающими породами.

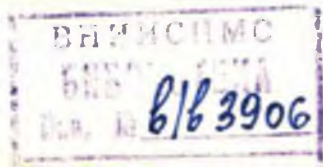
2. Значительные солевые концентрации постмагматических растворов, установленные для высокотемпературных включений, позволяют утверждать, что область надкритических флюидов в большинстве случаев недостижима, как это и предполагал К. Н. Феннер [27]. Выводы о возможной надкритической природе постмагматических растворов, основанные на предположении, что эти растворы являются чисто водными, несостоятельны и противоречат аналитическим данным, полученным для растворов во включениях.

3. Высокая активность и агрессивность газов, значительная способность к растворению, переносу и отложению, высокая скорость кристаллизации, доказанная экспериментально и на основании геологических наблюдений, позволяют считать пневматолитовое минералообразование заслуживающим внимания.

ФОРМИРОВАНИЕ КАМЕРНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Известно, что не все гранитные интрузии содержат камерные пегматиты. Принимая в качестве важнейшего фактора формирования камерных пегматитов развитие свободного контракционного объема, необходимо обратить внимание на внешнее давление, которое возрастает с глубиной. Глубина становления интрузии — решающий фактор развития свободного объема.

Э. Б. Ден отмечал, что все породы обладают пористостью, которую можно устранить при давлении около 1000 атм. М. П. Волярович экспериментально установил, что большое число пор закрывается в габбро-диорите при давлении 1000—1500 кг/см² [5]. Наши расчеты показали, что давление, препятствующее образованию разрывных нарушений для гранита в начале становления, должно быть не меньше 2000—2200 атм. Обобщенные геологические наблюдения позволили



А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову выделить фации глубинности пегматитов. Предельная глубина для миароловых (камерных) зональных пегматитов 6—8 км, ниже встречаются только пегматитовые тела массивного строения. Для пегматитов Казахстана, Волыни определены температуры и давления самых ранних этапов формирования камерных пегматитов по включениям. Глубины, соответствующие гидростатическому давлению, равны ≈ 6 км. Для массивных пегматитов температуры и давления очень близки к истинным, так как плотность включений близка к критической. По литостатическим давлениям глубина их формирования 7300 м.

Приведенные данные показывают, что глубина в 10 км, по-видимому, является предельной для образования контракционного объема. В интрузиях, которые начали и закончили свое становление ниже этого предела, свободный объем не развивался, и по этой причине отсутствуют пегматиты и с ними связанные высокотемпературные жилы. Интрузии, процесс становления которых шел на глубинах, благоприятных для развития свободного объема, имеют пегматиты и жилы.

Начальный этап формирования камерных пегматитов был магматическим. Об этом свидетельствуют зоны аплита и графическая зона, обнаруживаемые почти во всяком зональном пегматитовом теле. Магматическое происхождение аплита и графической зоны подтверждается раскристаллизованными включениями, представляющими собой герметизированные капельки расплава гранитного состава, который раскристаллизовался на калиевый шпат, кварц и слюду. Раскристаллизованные включения имеют газовый пузырек, выступающий за контуры вакуоли. Магматический этап формирования камерных пегматитов заканчивался раскристаллизацией магмы в неэвтектических соотношениях (аплитовая зона) и кристаллизацией кварца и микроклина (графическая зона) в эвтектических соотношениях.

В дальнейшем главными процессами были перекристаллизация и дифференциация в основном кварца и полевого шпата. Магма для формирования пегматитов в обстановке ранних этапов становления гранитной интрузии могла иметь различное происхождение: 1) обособленная пегматитовая, обогащенная летучими (по А. Е. Ферсману); 2) регенерированная в ранних трещинах, образующихся под воздействием специфического состава газов; 3) перемещенная (жильные пегматиты).

Обособления дочерних очагов гранитной магмы Н. П. Ермаков [15] связывал с насыщением летучими, которые понижали температуру кристаллизации этих локальных обособлений. Второй вариант связан с действием летучих, накапливающихся в ранних трещинах гранитов, нагретых до высоких температур. Как отмечалось выше, процесс образования новых трещин всегда приводит к мобилизации поровых (газовых) растворов из межтрещинных пространств. Экспериментально установлено, что газовая смесь, проходящая через мелкие поры, способна сепарироваться в зависимости от значений летучести компонентов газовой смеси. Как выявлено газовым анализом индивидуальных включений, главными компонентами газовой смеси являются: H_2O , $(\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{C})$, CO_2 . Фтор и его соединения также присутствуют в газовой смеси, участвующей в формировании пегматитов. На основании расчетных данных (для температуры 600°C) перечисленные газовые компоненты можно расположить в следующем порядке убывания летучести (атм): F_2 — 1310; CO_2 — 1240; HF — 1205; H_2S — 1080; SO_2 — 1040; H_2O — 630.

Летучестью, вслед за Льюисом, называют стремление компонента к рассеиваемости. Более приемлемо определение [16], по которому летучесть есть некоторая функция давления, температуры и состава газовой смеси, характеризующая стремление компонента покинуть данную фа-

зу. Из упомянутых выше компонентов такой тенденцией в наибольшей мере обладает фтор. Если в процессе мобилизационного передвижения газовой смеси в полость осуществляется сепарация в соответствии с правилом летучести и нашими экспериментами, то возможно ожидать некоторое обогащение смеси газов в полости фтором.

Р. Г. Джанс и К. В. Бернхем [31] экспериментально установили частичное расплавление образца пегматита при температуре 550°C , давлении 2000 атм, содержании воды 5%. Они предположили, что причиной появления расплава при столь низких температурах был фтор, составляющий 0,4%. Исходя из этих данных, вполне вероятно, что гранит, раскристаллизовавшийся при температуре 700°C , мог служить источником летучих для трещины, возникшей при 600°C . В процессе сепарации поровой газовой смеси происходило ее обогащение фтором в полости и создавались необходимые условия для частичного переплавления и дальнейшего образования пегматита из регенерированного расплава.

Третий вариант относится к перемещению магмы в образующиеся трещины. В этом случае не всегда образуются пегматиты. Большая часть ранних трещин оказывается заполненной аплитами. Другие жилы зональны и содержат помимо аплитов графическую зону и все последующие зоны, свойственные камерным пегматитам. Наблюдались сложные жилы с многократным чередованием аплита графических и пегматоидных зон и жилы, в которых отсутствовали аплитовые и графические зоны [1, 28, 29].

Аплитовые жилы — образования ранние и формируются в условиях, когда теплообмен между интрузией и вмещающими породами только начался. Напряженность температурного поля в ближайших окрестностях интрузии велика. В таких условиях ранние трещины пересекают толщу коры интрузии и вмещающих пород с большим перепадом температур. Быстрое охлаждение и потеря летучих способствуют образованию аплитов. Многие аплитовые жилы подтверждают резкое изменение температур по падению. Об этом свидетельствует сама структура пород: верхние участки жил, находящиеся в условиях резкого перепада температуры, представлены типичными аплитами, а нижние, образовавшиеся при небольших перепадах температур, имеют структуру, близкую к гранитной [28].

Интенсивность перекристаллизации ставится нами в зависимость от развития свободного объема. С этой точки зрения аплитовые жилы — образования одноактные и в них перекристаллизация не осуществлялась. В случае унаследованного развития трещин с аплитами данный процесс связан с образованием раннего аплитового и графического материала. В зависимости от масштабов, частоты и времени унаследования приращения объема осуществлялась перекристаллизация ранних зон с большей или меньшей полнотой. Эти же причины способствовали и образованию зон в камерных пегматитах.

В камерных пегматитах полнота перекристаллизации исходного аплитового и графического материала различная, но нет камерных пегматитов, не затронутых этим процессом. Трещинные аплитовые и аплито-графические жилы, не затронутые перекристаллизацией, встречаются часто. В большинстве случаев аплитовые жилы имеют небольшие наклон к горизонту или кровле интрузии. Постоянная и значительная нагрузка вышележащих пород по всей площади стенки трещины половиной аплитовой жилы препятствовала унаследованному развитию трещины и приращению свободного объема, и перекристаллизация в этих условиях не развивалась. Жилы с крутым углом падения по отношению к кровле имеют обычно меньшую вертикальную нагрузку. Строго вертикальные трещины вообще не испытывают нагрузки вышележащих пород и могут полностью передавать контракционное сжатие прилежа-

щих блоков пород. Аплитовые и аплит-графические жилы с разной полнотой перекристаллизовываются и дифференцируются и способны образовывать зональные жилы. Довольно часто во вновь образуемых зонах остаются реликты ранних зон.

Помимо наших наблюдений, можно сослаться на наблюдения других исследований. С. Г. Шавло, описывая полизональные асимметричные жилы для некоторых районов Калбы, отмечает, что внутри аплитовых зон встречаются кристаллы микроклина, а внутри блоковой (пегматитовой) зоны — неправильные участки аплитовидного гранита. На Зеренде (Казахстан) внутри блоковой зоны камерного пегматита с крупными сегрегациями кварца и микроклина отмечаются участки ранней графической зоны.

Минералотермометрические исследования смешанных кварц-полевошпатовых друз показали, что растворение, перенос и кристаллизация калиевого шпата возможны до температуры 400°C . В пегматитах, Бетпак-Далы обнаружен микроклин, который кристаллизовался при температурах $140\text{--}180^{\circ}\text{C}$ и ниже. По-видимому, это очень редкий случай, связанный с деятельностью сульфатных растворов, так как повсеместно обнаруживался гипс. Более постоянно наблюдаемой является перекристаллизация калиевого шпата до 400°C (Кент). Камерные пегматиты в большинстве случаев представляют собой тела, близкие к изометричным. В связи с ними развиваются концентрические и радиальные трещины контракции [12]. Адиабатическое расширение и воздействие мобилизованных поровых растворов приводит к перекристаллизации, дифференциальному разделению минерального вещества (кварц и калиевый шпат) и образованию зон камерных пегматитов.

Поздние зоны (блоковая, пегматоидная, полевошпатовая) развиваются по ранним (аплитовая и графическая). Параллельно с перекристаллизацией и перегруппировкой минерального материала идет рост кристаллов в полости камерного пегматита, начиная с ранних высокотемпературных этапов (температуры гомогенизации корневых зон кристаллов кварца более 600°C). Различная частота приращения свободного объема за счет адиабатического расширения обуславливает различную дифференциацию минерального вещества тела пегматита, первоначально представленного аплитом и графическим пегматитом.

Наблюдались крайние типы: аплитовые жилы без каких-либо следов перекристаллизации и полностью дифференцированные камерные пегматиты, состоящие из внешней полевошпатовой зоны и внутренней чисто кварцевой. На границе полевошпатовой зоны и вмещающего гранита наблюдались редкие и незначительные по размерам остатки графической зоны (Бетпак-Дала). Все остальные разновидности зонарных жильных и камерных пегматитов размещаются между этими крайними типами. Последняя из внутренних зон пегматитового тела — кварцевое ядро. Оно не представляет собой полной зоны и обычно располагается в верхней части пегматитового тела в виде обособления над камерами с кристаллами. Происхождение кварцевых ядер до сих пор остается неясным.

Н. П. Ермаков называет кварцевые ядра силекситами, образовавшимися пирогенным путем в конце процесса сепарации остаточного гранитного расплава. В Казахстане им отмечены самостоятельные кварцевые тела, внутренние зоны пегматитов в виде кварцевых ядер и кварцолиты — жилы, сложенные за счет глубинного кварцевого расплава. В кварцевых ядрах пегматитовых тел Волыни содержится огромное количество эпигенетических включений, среди которых весьма трудно отыскать сингенетичные первичные включения.

В кварце ядра пегматитовых тел Сарыбулака (Казахстан) найдены включения с максимальными температурами гомогенизации (620 , 700 и 720°C). Для этих включений давления оказались равными соответствен-

по 1000, 1290 и 1270 атм. Такие давления не могут быть гидростатическими, и по глубинам образования хорошо совпадают с литостатическими. Передача литостатических давлений на включения в ядерном кварце могла осуществляться при наличии хотя бы отдельных участков ядра с вязкостью, соответствующей расплаву.

Отделение кварцевого расплава на ранних этапах формирования весьма вероятно. Изучение эпигенетических включений в кварце ядра показывает, что и более поздние пневматолитово-гидротермальные процессы были развиты и могли содействовать наращиванию кварца и увеличению объема кварцевого ядра. Для выяснения этого вопроса необходимы дальнейшие тщательные исследования.

Процессы, происходящие в полости, зафиксированы во включениях кристаллов, которые имеют наиболее ранние высокотемпературные зоны роста. Состав и концентрации растворов, термодинамические режимы кристаллизации кварца, топаза, берилла, флюорита, турмалина исследовались для многих пегматитовых тел. Для Волыни и Казахстана были изучены температуры, давления, состав и концентрации растворов, а также газовой фазы. Были выявлены значительные флуктуации указанных параметров на фоне эволюции. Растворы, участвовавшие в кристаллизации кварца, топаза, флюорита в полости, также осуществляли перекристаллизацию в зонах камерного пегматита. Сравнивая основные концепции образования пегматитов, все многообразие пегматитов можно свести к двум группам: 1) образование их из остаточного расплава (А. Е. Ферсман, Н. П. Ермаков, А. И. Гинзбург и др.) и 2) различные варианты перекристаллизации (К. К. Ландес, В. Т. Шаллер, А. Н. Заварицкий, В. Д. Никитин и др.).

Последняя концепция предполагает связь начальных этапов формирования камерных пегматитов с кристаллизацией магматического расплава. Если бы удалось сохранить без перекристаллизации камерный пегматит, то он был бы сложен только аплитовой и графической зонами в разных соотношениях. Обязательным свойством камерного пегматита является развитие свободного объема, адиабатическое расширение, мобилизация растворов и перекристаллизация ранних зон с дифференциацией основных минеральных компонентов и ростом кристаллов в полостях.

Аплитовые и аплит-графические жилы образовывались в том случае, когда свободный объем не развивался, перекристаллизация и дифференциация на зоны отсутствовала. Необходимо отметить, что были встречены кварц-полевошпатовые полостные заполнения пегматоидного облика, которые образовывались без участия расплавов [7]. Б. А. Гаврусевич описал мелкие пегматоидные тела с пегматоидной полевошпатовой зоной и кристаллами кварца в полости. Им исследованы полевошпатовые и кварц-полевошпатовые жилы явно не магматического происхождения. Весьма возможно, что подобные образования в природе встречаются значительно чаще и без должной проверки принимаются за пегматитовые образования, связанные с пегматитовым расплавом. Последний вариант подтверждает взгляды В. Д. Никитина [21, 22] на образование пегматитов как на процесс, происходящий за счет перекристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабасев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Тр. САИГИМС, вып. 1, 1961.
2. Базаров Л. Ш., Добрецова И. Л., Юсупов С. Ш. Характер распределения фтора вокруг камерного пегматита в гранитах. Докл. АН СССР, т. 157, 1964, № 5.
3. Беус А. А. Выступление в дискуссии по вопросу З. В. сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.

4. Вейник А. И. Приближенный расчет процессов теплопроводности. Л. — М. Госэнергоиздат, 1959.
5. Воларович М. П. Исследования физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов» М. Изд-во АН СССР, 1962.
6. Воронов П. И. Основы физики горных пород М. Изд. Московского института радиоэлектроники. вып. 2, 1963.
7. Гаврусевич Б. А. О минералогии миаролитовых пустот Коростенского плутона, Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.
8. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования граничных пегматитов. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.
9. Гинзбург А. И. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 22, 1964.
10. Годлевский М. Н., Кравцов Г. С., Сливко В. М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов. «Геология и геофизика», 1962, № 2.
11. Долгов Ю. А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, вып. 9, 1955.
12. Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. В сб.: «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», СО АН СССР, 1963.
13. Ермаков Н. П. Критерии познания генезиса минералов и среды рудообразования. Изд. Львовск. геол. об-ва, 1949.
14. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
15. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа из Волини. Тр. ВНИИП т. I, вып. I, 1957.
16. Жуховицкий А. А., Шварцман Л. А. Физическая химия. М. Металлургиздат, 1963.
17. Ингерсон И., Маккин Дж. Х. Происхождение рудообразующих флюидов района Айрон Сирингс Юта. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
18. Касаницки Ф. О. О происхождении и горизонтальной зональности руды месторождения Дьёндейшорси. В сб.: «Геохимическая конференция». Будапешт, Отд. техн. наук АН Венгрии, 1959.
19. Лавринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». М., Изд-во иностр. лит., 1958.
20. Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М.—Л., Геолразведиздат, 1933.
21. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГУ, вып. 2, 1955.
22. Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., 1960.
23. Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное исследование контактовых процессов. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». М., Изд-во АН СССР, 1962.
24. Овчинников Л. Н. О роли газов в постмагматическом рудообразовании. В сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1965.
25. Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. В сб.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., Изд-во иностр. лит., 1954.
26. Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
27. Феннер К. Н. Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США». М.—Л., ОНТИ, 1937.
28. Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
29. Шевченко Е. М. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд. Львовск. ун-та, 1951.
30. Ingerson E. The concept of separable pneumatolitic stage in post-magmatic ore formation. Проблемы постмагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965.
31. Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granite and pegmatite. Bull. Geol. Soc. Amer., 69, 1958.
32. Sourirajan S., Kennedy G. C. The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures. Am. J. Sci., vol. 260, 1962.

ТЕОРИЯ ГЕНЕЗИСА ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ В СВЕТЕ ДАННЫХ Д. КЕННЕДИ О СИСТЕМЕ КРЕМНЕКИСЛОТА — ВОДА

Среди существующих в СССР и за рубежом теорий генезиса пегматитов можно различать два направления. Согласно первому из них образование пегматита рассматривается как результат своеобразно идущего процесса застывания магмы в изолированных участках; согласно второму — как продукт перекристаллизации и метасоматического изменения ранее существующих пород.

Особое место среди теорий первого направления занимает гипотеза А. Е. Ферсмана, разработанная в 30-х годах. Первоначально эту гипотезу поддерживали все советские геологи, изучавшие пегматиты. Однако впоследствии она подверглась усиленной критике сторонниками второго направления.

В гипотезе о генезисе и развитии пегматитов А. Е. Ферсман [8] исходил из гипотетической физико-химической модели системы силикат-вода, предложенной Ниггли (схема Фогта-Ниггли). Эта модель предполагала полную смесимость воды (водного раствора — флюида) и силикатного расплава при некоторых достаточно высоких давлениях и температурах. Образование пегматитов А. Е. Ферсман связывал с моментом, когда магма, обогащенная водой, внедрялась в какую-либо полость и в ней нормально кристаллизовалась. Увеличение размеров кристаллов в центре пегматитовой жилы он объяснял кристаллизацией их из все более обогащенного водой расплава (раствора) и, таким образом, — из среды резко пониженной вязкости.

В своей монографии А. Е. Ферсман очень мало уделил внимания физико-химическим сторонам пегматитового процесса. Между тем эти вопросы стали основным объектом суждения в общей дискуссии по генезису пегматитов [2].

По мнению оппонентов, неправильность взглядов А. Е. Ферсмана можно свести к трем основным положениям.

1. Схема Фогта-Ниггли, взятая А. Е. Ферсманом в основу теории генезиса пегматитов, не отвечает действительности, а следовательно, не может быть обоснованной.

2. Процесс кристаллизации обычных расплавов в общей схеме направлен в сторону усложнения состава кристаллизующегося продукта (сначала кристаллизуется один компонент, затем два, три и т. д.), а по схеме А. Е. Ферсмана в пегматитовых жилах — в сторону упрощения (т. е. в ранней краевой, аплитовой зоне кристаллизуется три или более компонента, во всех последующих их число постепенно уменьшается).

3. А. Е. Ферсманом не разобраны физико-химические причины возникновения зональных пегматитов.

Рассмотрим первое положение. В середине 30-х годов американским физико-химиком и петрографом Р. У. Горансоном были проведены замечательные по тому времени эксперименты. Он изучал растворимость воды в гранитном стекле при разных, но очень высоких температурах и давлениях. В этих опытах ему удалось показать, что растворимость воды в стекле по мере увеличения давления растет, но чем выше давление, тем сильнее замедляется рост растворимости. При достигнутых им максимальных давлениях количество воды, растворимой в стекле, было настолько мало, что можно было предположить, что оно прекратилось совсем. На основании таких экспериментов был сделан вывод (не Горансоном, а его интерпретаторами), что схема Фогта-Ниггли неправильна, а система силикат — вода представляет собой один из случаев фи-

зико-химических систем, в которых при любых температурах и давлениях оба компонента не смешиваются между собой [6].

Поскольку в течение почти тридцати лет повторить опыты Горансона не удавалось, представление о несмесимости силиката и воды прочно вошло в литературу, и некоторые геологические теории в это время строились на предположении о несмесимости воды и силикатного расплава. В частности, на этой основе построена гипотеза о генезисе пегматитов, разработанная В. Д. Никитиным [4,5]

Развитие техники эксперимента привело к появлению весьма совершенных приборов, позволяющих проводить опыты в присутствии паров воды при довольно высоких температурах и давлениях. Так, в течение последних лет было изучено поведение воды и кремнекислоты при температурах и давлениях, намного превосходящих те, которые мог достичь Р. У. Горансон. Наиболее важными из этих исследований, по нашему мнению, являются эксперименты, проведенные Д. Кеннеди [9], результаты которых сыграли большую роль не только в развитии общей теории генезиса гранитов [7], но и в теории генезиса пегматитов.

Д. Кеннеди и его сотрудники показали, что силикатный расплав (в данных опытах это расплав кремнекислоты) при достаточно высоких давлениях (выше 9,7 килобар) и температурах (выше 1080°C) полностью смешивается с водой, а при более высоких давлениях — растворяется в водяных парах в очень больших количествах. Эта особенность кремнекислоты имеет важное значение в геохимии (см. рисунок).

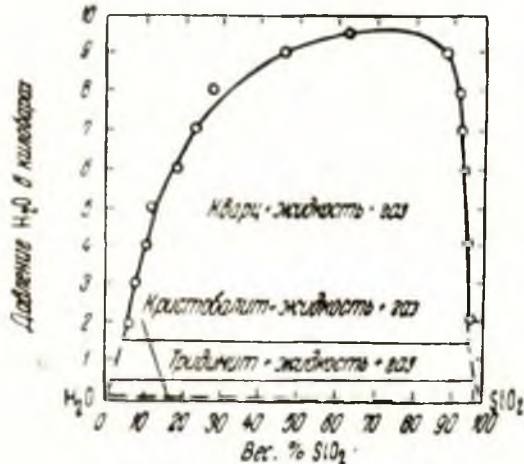


Диаграмма состояния $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, по
Д. Кеннеди и др. (1960, 1962)

Полная смесимость воды и силикатного расплава, подтвержденная экспериментами, позволяет признать несостоятельными те теории генезиса пегматитов, которые предусматривают обязательное раздельное существование гранитной магмы и водных растворов. Сопоставляя данные Д. Кеннеди с данными О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна [10], можно уверенно сказать, что количество гранитной магмы, образующейся в недрах*, определяется количеством воды, сохранившейся в данном

геологическом горизонте, при этом вся вода обязательно должна входить в гранитную магму; никакой избыточной воды, никаких растворов здесь не должно быть, а следовательно, невозможны и метасоматические явления [7].

Существует, однако, вполне определенное различие между представлениями А. Е. Ферсмана о генезисе пегматитов и теми представлениями, которые должны быть приняты сейчас в свете экспериментов Д. Кеннеди, О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна. А. Е. Ферсман предполагал возможность существования маловодной гранитной магмы и

* Высокая температура (1080°C) и давление (9,7 килобар), необходимые, по данным Д. Кеннеди, для достижения полной смесимости кремнекислоты и воды в земной коре, могут быть только на очень больших глубинах (порядка 30 км). Однако имеющиеся данные позволяют говорить о возможности резкого снижения этих параметров в расплавах, содержащих щелочи и другие летучие вещества вместе с водой. Все это может приводить к полной смесимости кремнекислоты и воды и на нормальных глубинах образования пегматитовых жил.

считал, что в первый этап развития пегматитового расплава должно происходить обогащение его водой и образование за счет маловодной гранитной магмы «остаточной магмы», обогащенной водой. Сейчас от этого представления приходится отказаться. Гранитная магма всегда богата водой, вернее, вода обуславливает ее возникновение, и поэтому без воды существование гранитной магмы невозможно. Потеря воды автоматически должна приводить к кристаллизации гранита (или аплита) и, таким образом, к «уничтожению» магмы.

Следовательно, пегматитовые тела могут возникать за счет любой порции гранитной магмы, но только там, где в процессе охлаждения из магмы не удаляется флюидная составляющая. Кристаллизация такой сохранившей воду магмы в принципе протекает согласно со схемой, предложенной А. Е. Ферсманом.

Такое представление об обязательной обогащенности гранитной магмы водой и о возможности образования пегматитовых тел за счет обычной гранитной магмы поможет во многих случаях объяснить особенности размещения пегматитовых тел (например, вертикальную зональность жильных пегматитовых образований [1] или приуроченность камерных пегматитов в интрузивах к пологим куполам [3]).

Для понимания пегматитового процесса весьма важны выявленные Д. Кеннеди взаимоотношения расплава кремнекислоты и водяного пара, которые не мог предусмотреть в свое время А. Е. Ферсман. По данным Д. Кеннеди (см. рисунок), растворимость воды в силикатном расплаве ниже верхней критической точки в общем невелика (это было доказано еще опытами Р. У. Горансона). Даже в областях температур и давлений, приближающихся к критической точке, количество воды не превышает 25%. Растворимость же кремнекислоты в водяном паре при относительно низких температурах и давлениях ничтожна. Однако при значительном повышении давления она быстро растет, и вблизи верхней критической точки содержание кремнекислоты достигает 75%.

Высокая растворимость кремнекислоты очень важный фактор с геохимической точки зрения. Эта особенность, как отмечает Д. Кеннеди, может помочь правильно понять генезис кварцевого ядра пегматитовых жил. Полученные этим исследователем результаты объясняют не только природу ядра пегматитовых жил, но и природу их зональности, а также причину различия между «беззанорышевыми» глубинными пегматитами и «занорышевыми» (хрусталеносными) пегматитами малых глубин. Безусловно, что многие детали здесь остаются еще неясными, в частности из-за того, что до сих пор неизвестна величина растворимости полевошпатового расплава в водяном паре при тех же высоких давлениях. Однако основные черты процесса формирования зональности уже можно наметить.

Как отмечалось выше, образование пегматитовых жил может происходить только в тех случаях, когда снижение температуры гранитной магмы и ее застывание не сопровождаются удалением водных растворов. Если эта кристаллизация идет на больших глубинах, то отделяющиеся от магмы пароводные растворы содержат вполне достаточное количество силикатного вещества (до 75%), чтобы заполнить почти все занятое этими растворами пространство. В процессе магматической кристаллизации образуются аплитовая и возможно, графическая зоны пегматитовой жилы*.

* Можно допустить кристаллизацию «графики» и из пароводного раствора; на первых этапах отделения раствора от гранитной магмы он, по всей вероятности, будет содержать избыточную кремнекислоту, которая и «сбрасывается» в виде графических сростков с полевым шпатом. По аналогии с эффузивными породами, где графические сростки широко распространены и где они явно кристаллизовались из расплава, в пегматитовых жилах «графики» кристаллизовались также из расплава. Безусловно, что здесь не следует говорить об «эвтектической кристаллизации».

Дальнейшая кристаллизация, по-видимому, идет из весьма концентрированного раствора. Первым кристаллизуется полевошпатовое вещество, кварц же, характеризующийся хорошей растворимостью, остается в растворе и выпадает из него только в конце процесса кристаллизации. Повышенная растворимость кремнекислоты в водяном паре при больших давлениях ведет к высокой концентрации ее в растворе, отделившемся от магмы на больших глубинах земной коры. Ядро пегматитовых жил в этом случае оказывается сплошным и заполняет всю центральную полость жилы.

Иначе идет процесс в пегматитовых жилах, формирующихся на меньших глубинах. По данным Д. Кеннеди, растворимость кремнекислоты в водяном паре резко снижается со снижением давления. Поэтому пароводный раствор, отделяющийся от магматического расплава в условиях умеренных глубин, будет содержать значительно меньше кремнекислоты, чем такой же раствор, отделившийся на больших глубинах. В результате в пегматитовых жилах, формирующихся на умеренных глубинах (Волянь, Казахстан, Мурзинка и Алабашка на Урале и т. д.), растворенного вещества недостаточно для заполнения кристаллами всей полости, которую первоначально занимал отделившийся раствор, и возникает «занорыш» с кристаллами свободной кристаллизации.

Это рассуждение может служить только объяснением общей статистической закономерности. В «глубинных» жилах иногда могут встречаться занорыши, подобно тому как в центре пегматитовых жил относительно малых глубин можно ожидать сплошные кварцевые ядра; но при прочих равных условиях в пегматитах меньшей глубинности занорышей будет больше.

С этой же точки зрения весьма интересно полное отсутствие пегматитовых жил в гйабиссальных гранитах (например, в кавказских неонитрузиях). Для них характерны мелкие миароловые пустоты.

Данные Д. Кеннеди по растворимости кварца в водяном паре при различных давлениях могут помочь понять условия образования «секущих» и «согласных» кварцевых жил в богатых кварцем глубокометаморфизованных породах типа Полярного Урала.

Кристаллизация «согласных» кварцевых жил всегда происходила раньше «секущих» жил. «Согласные» жилы формировались в породах в условиях глубокого метаморфизма при их значительном прогреве и высоких давлениях, что создавало высокую пластичность вмещающих пород — обязательное условие образования «согласных» жил. При этом могли формироваться высококонцентрированные растворы, продукты кристаллизации которых полностью выполняли полость, занимаемую раствором.

«Секущие» жилы формировались позднее на меньших глубинах, где порода уже приобрела определенную хрупкость. В связи с этим выделяющие кварц растворы имели меньшие концентрации, и в полости жилы могли оставаться незаполненные кристаллами занорыши.

ВЫВОДЫ

Современные физико-химические эксперименты подтверждают основы теории генезиса пегматитов, предложенной А. Е. Ферсманом, и позволяют полностью отказаться от всех существовавших гипотез, предполагающих первоначальное раздельное существование водных растворов и маловодного гранитного магматического расплава. Исключительно высокая растворимость кремнекислоты в водяном паре при большом давлении дает возможность объяснять формирование зональных пегматитов и более частое полное заполнение ядра кварцем в

случае глубинных пегматитовых тел, а также образование занорышей в пегматитах на меньшей глубине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
 2. Заварницкий А. Н. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5.
 3. Захарченко А. И. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. «Геохимия», 1964, № 11.
 4. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, вып. 2, т. 30, 1955.
 5. Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. Зап. ЛГИ, т. 40, 1959, стр. 77—94.
 6. Николаев В. А. Диаграммы равновесия бинарных систем типа силикат-вода. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1945, № 2.
 7. Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблеме гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 3, стр. 3—21.
 8. Ферсман А. Е. Пегматиты (изд. 3). М., Изд-во АН СССР, 1940, стр. 33—36.
 9. Kennedy G. C., Wasserburg G. J., Nead N. C., Newton R. C. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Conference on very high pressure, 1960; Am. J. Sci., vol. 260, 1962.
 10. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Geol. Soc. America Mem. 74, 1958.
- Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

С. М. Бескин, Б. Д. Эфрос

ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПЕГМАТИТОВ ФОРМАЦИИ МАЛЫХ ГЛУБИН И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ОБЪЕКТОВ

В статье изложены результаты многолетних исследований хрусталеносных пегматитов Центрального Казахстана (Кокчетавское и Сарысу-Тенизское поднятия, Баян-Аульская и Успенская зоны) и юга Восточного Забайкалья (Кыринско-Балыринское междуречье). Изучались пегматитовые поля, связанные с гранитными интрузиями формации малых глубин [17], относящиеся к каледонскому, герцинскому (Казахстан) и мезозойскому (Забайкалье) тектоно-магматическим циклам.

На основании ряда работ и данных геологических съемок [3, 4, 5, 6, 7, 19, 20, 24] общую схему последовательности формирования гранитоидных комплексов (не считая малых интрузий) можно представить в следующем виде (от древних к молодым, табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Комплексы	Преобладающие породы		
	Гранодиориты	Биотитовые граниты	Аляскиты
Каледонский (Казахстан)	Кырк-Кудукский	Боровской	Балкашинский
Герцинский (Казахстан)	Топарский	Калдырминский	Акчатауский
Мезозойский (Забайкалье)	Кыринский	Даурский	Кукульбейский

Подавляющее большинство пегматитов генетически связано только с интрузиями комплекса аляскитов, внедряющимися в последнюю стадию каждого цикла. Но пространственно они могут быть локализованы в материнских гранитах, в более древних гранитоидах, а также в породах кровли. В соответствии с этим в первую очередь классификация

предусматривает выяснение пространственного положения пегматитов относительно материнского гранитного комплекса. В зависимости от размещения пегматитов выделяются различные категории тел: *А* — локализованные в материнских аляситах; *Б* — в гранитоидах чуждых (более древних) комплексов; *В* — в эффузивных, осадочных или метаморфических породах кровли.

Разбивка на категории облегчает разбраковку пегматитовых полей уже на стадии обзорных поисков, так как известно, что продуктивные на пьезооптическое сырье, объекты встречаются обычно только среди тех пегматитов, которые локализованы в материнских аляситах. Как исключение, на некоторых массивах хрусталеносными оказываются пегматиты, залегающие в биотитовых гранитах более древних, чем аляскиты, комплексов (Боровской и Корнеевский массивы Казахстана, Даурский плутон Забайкалья). Однако степень продуктивности в этом случае невелика.

Необходимость распознавания перечисленных категорий, на первый взгляд весьма простых, доказывается тем, что нередко случаи, когда поисково-разведочные работы с одинаковой степенью детальности и с равной интенсивностью проводились на пегматитовых полях, находящихся как среди биотитовых, так и среди аляскитовых гранитов. Примером является Зерендинский плутон (Казахстан), в северной части которого на площадях развития биотитовых гранитов только после нескольких лет работы были выделены бесперспективные пегматитовые поля, а на юге, среди лейкократовых и аляскитовых гранитов, — пегматитовые поля с хрусталеносными объектами.

Поскольку большая часть плутона еще недавно считалась сложенной гранитами разных фаций единого возрастного комплекса, оставалось неясным резкое отличие по перспективности сходных по размерам и характеру зональности северных и южных пегматитов. Объяснялось это различным положением пегматитов в теле плутона относительно подводящего канала и разной глубиной эрозионного среза в его южной и северной частях (исходя из представления о биотитовых гранитах как о фации эндоконтакта). После составления новой геологической карты Зерендинского плутона можно констатировать, что северные, нехрустальные пегматиты, — это эпигенетические тела биотитовых гранитов Боровского (Зерендинского) комплекса, а южные, хрусталеносные пегматиты, — син- и субсингенетические тела материнских лейкократовых гранитов и аляскитов Балкашинского комплекса.

Затем классификацией предусматривается разделение пегматитовых тел по характеру их зональности на четыре группы*: 1) занорышевые; 2) полнозональные; 3) порфиروبластические; 4) силекситы. Эти группы могут служить основой текстурной классификации пегматитов формации малых глубин (табл. 2).

Первая группа пегматитов соответствует типу IV А. Е. Ферсмана [23], названному им фтор-бериллиевым или топаз-бериллиевым. Этот тип относится к хрусталеносным пегматитам. Полости в подобных телах являются самостоятельными зонами, так как они занимают согласное и вполне определенное положение по отношению к другим зонам и их форма соответствует форме тел в целом (рис. 1). «В то время как пегматиты типа II-III нередко заканчиваются сплошным кварцем, не оставляющим никаких пустот, наоборот, полости этих (тип IV — С. Б.) жил бедны кварцем, почти никогда кварц пустот не заполняет, а их заполнение обычно происходит за счет каолиновых продуктов геофаз Н и I или гипергенных глин геофазы L» [23].

Следует отметить, что наряду с типичными представителями тел рассматриваемой группы А. Е. Ферсман упоминает в IV типе также

* Мелкие (до 1 м) пегматитовые тела во внимание не принимаются.

Основы классификации пегматитов формации малых глубин (по зональности). Составил С. М. Бескин

Т а б л и ц а 2

Группа	Характер зональности	Условное наименование	Размеры пегматитовых тел, м	Доля зон в объеме тел, %				Характер хрусталеносных погребов	Ореолы окологнездового изменения пород	Виды сырья	Группы по другим классификациям
				Графическая (в том числе апографическая)	Полевая (или блоковая)	Кварцевое ядро	Хрусталеносный погреб				
1	С графической зоной; без типичного кварцевого ядра; с центральной полостью	Занорышевые	1—6	50—70	5—15	0—3	20—40	Типичный занорыш, согласный зональности	От ничтожно малых до значительных; распределение равномерное.	Горный хрусталь, ювелирноограночный материал; реже—кварц для плавки	Тип IV — топазоберилловый [23]
2	С графической, полевощпатовой и кварцевой зонами	Полпозональные	1—30 (до 60)	10—30	10—40	20—70	0—15 (до 25)	Щелевидные и неправильные полости в любых местах тел, но чаще под кварцевым ядром; несогласные к зональности.	Весьма мощные; в лежащем боку значительно большие, чем в висячем	Горный хрусталь, оптический флюорит, кварц и флюорит для плавки	Камерные пегматиты [13] Полнодифференцированные пегматиты [9]
3	Без типичной графической зоны; блоковые; с кварцевым ядром или без него	Порфиروбластические	1—20 (до 40)	0—5	50—100	0—50	0—3	Участки в раздробленном полевошпате, где некоторые блоки-метакристаллы содержат кондиционный материал	Средние; распределение весьма неравномерное	Кварц для плавки и горный хрусталь	Бесполостные пегматиты [15]
4	Существенно кварцевые тела с небольшими полевощпатовыми и (или) блоковыми зонами	Силекситы	1—100	0—3	0—15	85—100	0—5	Разнообразного вида, чаще в раздробленных участках кварцевого ядра или под ним.	Значительные; распределение неравномерное	Кварц и флюорит для плавки	Силекситы [14]

* Мелкозернистая гранитная оторочка не учитывается.

пегматиты Волыни и Западного Алтая. Эти примеры вряд ли можно принять во внимание по той причине, что они относятся к телам с крупными кварцевыми ядрами, что противоречит характеристике IV типа, данной самим А. Е. Ферсманом.

В классификации А. И. Захарченко и Я. Н. Соколова [15] один из трех предлагаемых генетических типов «с остаточными полостями внутри кварцевого ядра», по-видимому, и есть тип IV А. Е. Ферсмана. Отметим, что безъядерные занорышевые пегматиты, соответствующие нашей первой группе, описаны также К. Л. Бабаевым [1], А. А. Беусом [2], Г. Н. Вертушковым [8], М. М. Элинсон, В. С. Полюковским [25] и др.

Ко второй группе относятся тела, являющиеся в настоящее время главными объектами разведки и отработки (рис. 2). В отличие от пегматитов первой группы хрусталеносные полости в рассматриваемых телах занимают секующее положение по отношению к зональности и всегда окружены мощным ореолом гидротермально измененных пород, т. е. полости в данном случае являются замещающими комплексами и часто вообще отсутствуют.

Подобного рода пегматиты А. Е. Ферсманом подробно не изучались (разработка Волынских месторождений только начата), поэтому не выделены им из IV типа, хотя и не соответствуют этому типу.

По данным Н. П. Ермакова [14], тела второй группы нашей классификации (если в них есть хрустальные погребца) относятся к типичным «камерным пегматитам». В классификации А. И. Захарченко и Я. Н. Соколова [15] им соответствуют «пегматиты с полостями растворения и переработки». Но так как растворения и переработки может

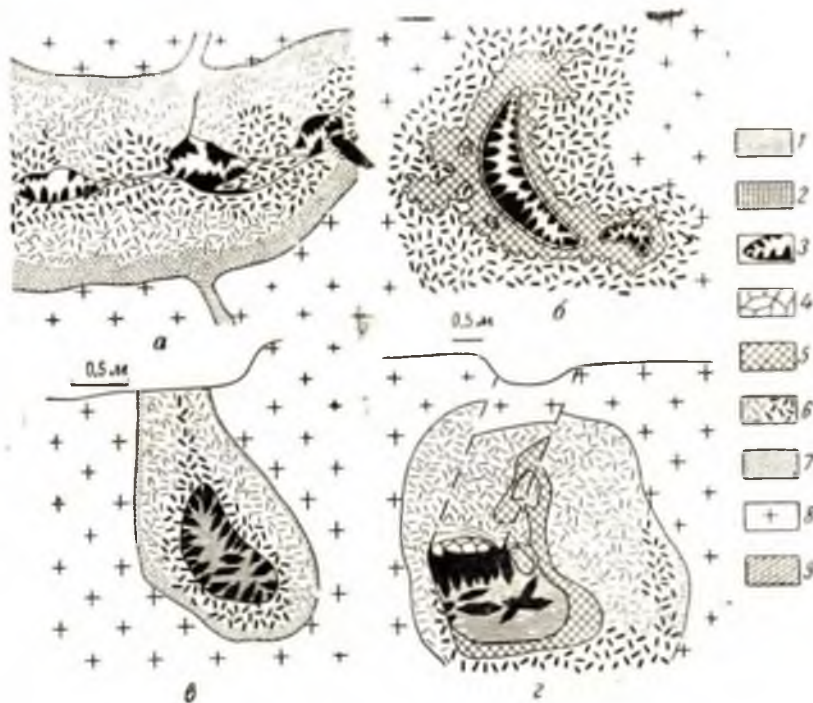


Рис. 1. Пегматиты первой группы:

а — Урал (по А. Е. Ферсману); б — Центральный Казахстан (по А. И. Захарченко и Я. Н. Соколову); в — Центральный Казахстан (материалы автора); г — Южное Забайкалье (материалы автора).
1 — глина; 2 — полости с кристаллами флюорита; 3 — полости с кристаллами кварца; 4 — кварц; 5 — полевой шпат; 6 — пегматит графической, апографической и грубозернистой структур; 7 — мелкозернистый гранит, 8 — крупно- и среднезернистый гранит; 9 — роговики

не произойти, то и полостей в рассматриваемых телах может не быть. Поэтому мы считаем более приемлемым предлагаемое нами название, так как оно отражает общий случай.

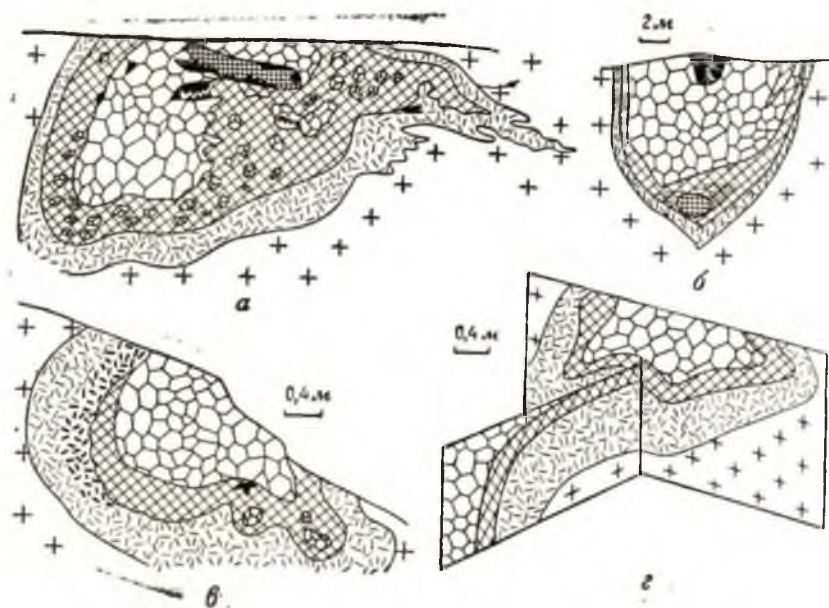


Рис. 2. Пегматиты второй группы:
а — Центральный Казахстан (по Б. Д. Эфросу [28]); б — Северо-Западная Калба (по А. Н. Лукашеву [18]); в — Южное Забайкалье (материалы автора); г — Волянь (по И. Д. Царовскому и Л. П. Чернышковой). Условные обозначения те же, что и на рис. 1

Пегматиты третьей группы встречаются часто и выделяются довольно четко, но изучены они слабо [10, 11, 12, 15]. Самым примечательным свойством этих пегматитов является отсутствие типичной графической зоны и преобладание блоковой зоны (рис. 3). Последняя представляет собой агрегат ограниченных мутно-серых метакристаллов кварца, рассеянных в полевом шпате, содержащем реликты гранита; метакристаллы-блоки встречаются и во вмещающих гра-

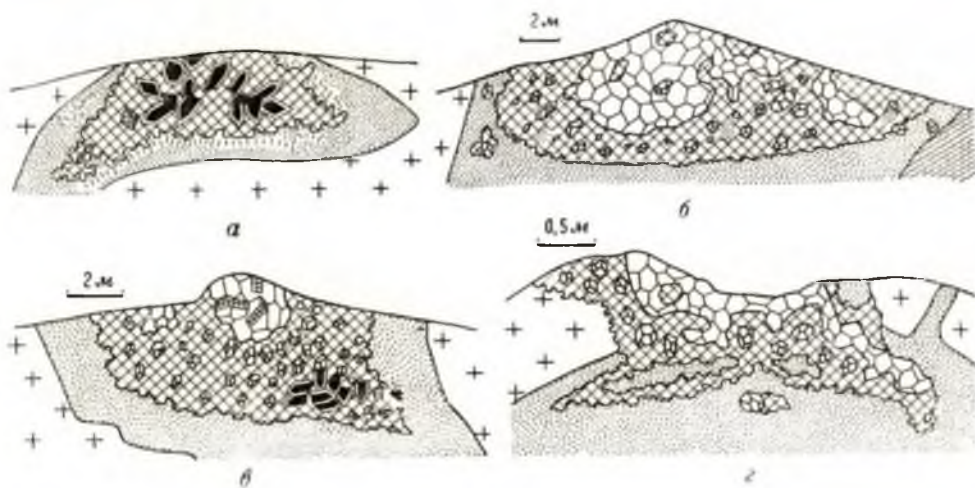


Рис. 3. Пегматиты третьей группы:
а — Казахстан (по А. И. Захарченко и Я. Н. Соколову); б — Южное Забайкалье (материалы автора); в, г — Центральный Казахстан (материалы автора). Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

нитах. Часто видны зоны роста, фиксируемые слоями полевого шпата, гранита, окислами железа и т. д. Как правило, эти тела не имеют хрусталеносных зон, но некоторые кварцевые блоки могут содержать и кондиционный материал (видимо, результат перекристаллизации первичных мутных метакристаллов, сопровождающейся кристаллизацией прозрачных внешних зон в «пленке» каолинизированного полевого шпата).

В классификации А. И. Захарченко и Я. Н. Соколова [15] выделенной нами третьей группе соответствуют «бесполостные» пегматиты. Однако этот термин, по нашему мнению, неудачен, так как «бесполостными» непродуктивными нередко являются и тела второй группы. Кроме того, известны случаи, когда тела третьей группы содержали полости растворения и даже с кондиционными кристаллами.

Существенно кварцевые пегматитовые тела четвертой группы встречаются часто (рис. 4). Они неоднократно описывались в литературе [11, 14, 21, 22]. Подобные пегматиты полостей обычно не содержат и непродуктивны, ис, как исключение, отдельные из них (силекситы) оказываются хрусталеносными или флюоритоносными (в основном сырье для плавки). Это чаще наблюдается в тех случаях, когда продуктивными являются полнозональные тела второй группы.

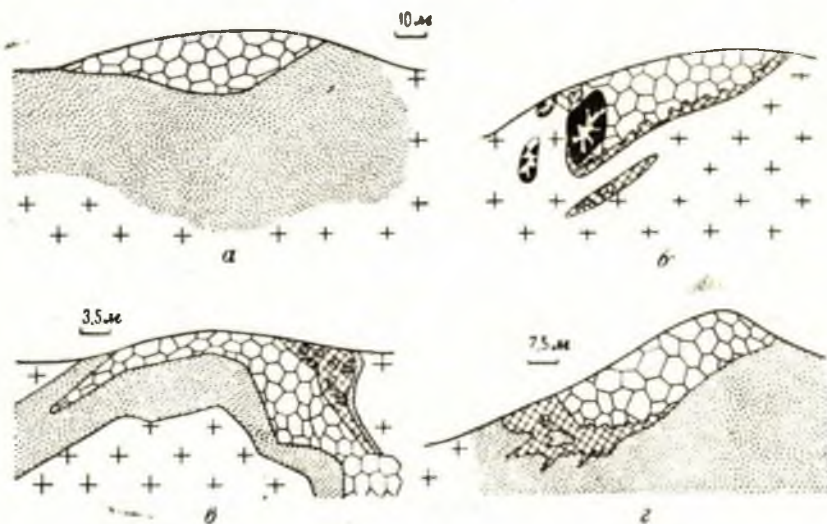


Рис. 4. Пегматиты четвертой группы:

а — Центральный Казахстан (по Н. П. Ермакову); б — Северо-Западный Тарбагатай (по Я. Н. Соколову и А. И. Захарченко); в — Центральный Казахстан (материалы автора); г — Южное Забайкалье (материалы автора). Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

Таким образом, на различных пегматитовых полях перспективными на пьезооптические минералы оказываются те или иные группы пегматитов или их совокупности.

Третий раздел классификации (учитываемый обычно совместно с предыдущим) основан на уточнении геологической обстановки образования пегматитов: приуроченности их к определенным фазам и фациям гранитного комплекса с учетом форм и характера залегания пегматитовых тел. На различных полях эти признаки по-разному влияют на продуктивность. Обычно более качественными оказываются тела субизометричной и трубообразной форм, залегающие в крупно- или среднезернистых гранитах главных и дополнительных фаз.

Распределение пегматитовых тел по первому, второму и третьему разделам классификации производится на основании результатов по-

исковых работ. В итоге представляется возможность устанавливать перспективные тела для первоочередной разведки или отработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Внутреннее строение и морфология. Ташкент, 1960.
2. Беус А. А. Бериллий. Оценка месторождений при поисках и разведке. М., 1956.
3. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., 1955.
4. Бобров В. А. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. Матер. по петрол. гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962.
5. Бобров В. А., Полевая Н. И., Спринусон В. Д., Тихомиров Н. И. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным. «Советская геология», 1963, № 3.
6. Борукаев Р. А., Монич В. К. История геологического развития Восточного Казахстана и некоторые задачи геохронологических исследований. Тр. XI сес. комис. по опред. абс. возраста геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1963.
7. Бураков М. И. К геологии среднегерцинских гранитов Центрального Казахстана. Вестн. Ленингр. ун-та, 1964, № 6.
8. Вертушков Г. Н. Морфология друзы кристаллов кварца и полевого шпата из пегматитовой жилы Адуйского месторождения на Урале. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 83, 1954, № 1.
9. Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 1.
10. Дмитриев С. Д. Структуры гранитных пегматитов Прибалхашья и некоторые особенности их формирования. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1958, № 2.
11. Дмитриев С. Д. Гранитные пегматиты Центрального Казахстана. В сб.: «Матер. по геол. месторожд. металлич. полезн. ископ.». ВСЕГЕИ, нов. сер., вып., 29, Л., 1960.
12. Дмитриевский В. С., Букошина Н. П. О зональном строении кварца из гранитных пегматитов блоковой текстуры. Тр. Воронежск. гос. ун-та, т. 58, 1961.
13. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
14. Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. М., 1960.
15. Захарченко А. И., Соколов Я. Н. Хрусталеносные флюоритопосные пегматиты и их основные генетические типы. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2.
16. Захарченко А. И. Поисковые признаки и методика поисков и разведки хрусталеносных и флюоритопосных пегматитов. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 55.
17. Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Негрей Е. В., Полковой О. С., Руб М. Г., Сморгков И. Е., Шипулин Ф. К. Гранитные формации малых глубин. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., 1960.
18. Лукашев А. Н. Некоторые вопросы генезиса хрусталеносных пегматитов Северо-Западной Калы. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 2, 1960.
19. Перекалина Т. В. Некоторые вопросы петрологии герцинских гранитоидов Центрального Казахстана. «Изв. Высш. учебн. завед.», сер. геол. и разв., 1964, № 6.
20. Полевая Н. И., Тихомиров Н. И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным. Матер. по петрол. гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962.
21. Соколов Я. Н., Захарченко А. И. Внутригранитные полости пегматитов Северо-Западного Тарбагатая. Тр. ВСЕГЕИ, т. 57, Л., 1961.
22. Труфанов В. Н. Силекситы как промежуточные образования между пегматитами и кварцевыми жилами. «Изв. Высш. учебн. завед.», сер. геол. и разв., 1963, № 12.
23. Ферсман А. Е. Избранные труды. Пегматиты, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1960.
24. Шерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
25. Элинсон М. М., Пыльковский В. С. Некоторые особенности процесса формирования хрусталеносных пегматитов по данным изучения газового состава включений в минералах и горных породах. «Геохимия», 1961, № 10.
26. Эфрос Б. Д. Месторождение оптического флюорита. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 2, 1960.

Экспедиция Всесоюзного шестого производственного объединения
Министерства геологии СССР

РОЛЬ АВТОМЕТАСОМАТОЗА И СИНГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ПЕГМАТИТОВ

Анализируя литературу по пегматитам, изданную за последние два десятилетия, мы убеждаемся в том, что значительное число работ посвящено доказательству метасоматической природы минералов. Это положение уже давно никем не оспаривается. Всем хорошо известно, какое большое значение явлениям метасоматоза в пегматитах придавал А. Е. Ферсман. К. А. Власов [3, 4, 5] еще в начале 40-х годов выделял специальную стадию редкометального замещения. Поэтому вопрос сейчас не о том, есть ли метасоматоз в пегматитах. Он, несомненно, есть.

Нас интересует, когда происходит замещение, откуда берутся метасоматирующие растворы: заимствуются ли они из того же пегматитового расплава-раствора, из которого формируется сам пегматит, или привносятся извне в виде дополнительных отщеплений из магматического очага? Автометасоматоз или аллометасоматоз — вот главная задача современного генезиса минералов.

Хотя термин «аллометасоматоз» утвердился в литературе по пегматитам после работ К. Л. Бабаева [1], основоположниками идеи аллометасоматического генезиса минералов являются Е. Л. Хесс [31], В. Т. Шаллер [33, 34], К. К. Ландес [32]. Иную интерпретацию понятия аллометасоматоза мы находим в многочисленных работах В. Д. Никитина [12—18], трудами которого в современном учении о пегматитах создано новое направление. Многие исследователи, разделявшие ранее точку зрения А. Е. Ферсмана, перешли на позиции аллометасоматоза. Даже такой последователь А. Е. Ферсмана, как А. И. Гинзбург, в своей недавней работе отметил, что «...редкометальное оруденение... в большинстве случаев связано с дополнительным поступлением порций растворов» [8].

Нельзя, однако, сказать, чтобы идея автометасоматоза утратила свое значение. Прежде всего сами же американские исследователи [30] после тщательного изучения внутреннего строения пегматитов были вынуждены отказаться от взглядов Хесса, Шаллера, Ландеса и встать на позиции А. Е. Ферсмана.

В подтверждение представления о наложенном генезисе минералов сторонники аллометасоматоза приводят три главных факта: 1) метасоматический способ их образования; 2) отсутствие в редкометальных пегматитах миароловых пустот; 3) цепочечное расположение выделений метасоматических минералов. Однако метасоматический генезис любого минерала еще не доказывает привноса метасоматирующих растворов «с глубин во вполне сформированные и твердые пегматитовые тела», поскольку структурный рисунок аллометасоматоза ничем не отличается от рисунка автометасоматоза.

Отсутствие в редкометальных пегматитах миароловых «пустот заметного размера», т. е. тех резервуаров, в которых бы в процессе кристаллизационной дифференциации могли накапливаться растворы, производящие замещение, также нельзя рассматривать как довод в пользу привноса растворов из глубин. В связи с этим важно подчеркнуть, что реакционный автометасоматоз может быть проявлен и в действительности проявляется на любой стадии процесса с самого начала становления пегматита. Поэтому никаких резервуаров, в которых бы накапливались метасоматирующие растворы, нет и быть не должно. Этот довод сторонников аллометасоматоза, видимо, был порожден представлением К. А. Власова [5] о развитии метасоматических про-

цессов лишь на последней, четвертой, стадии редкометального замещения. Однако в своей последней работе К. А. Власов [6] отказался от этой точки зрения и поддержал точку зрения о реакционном аутометасоматозе.

Аутометасоматоз возникает потому, что условия в ходе становления пегматитового расплава-раствора не остаются постоянными, в результате чего некоторые минералы при изменившихся значениях температуры, давления и концентрации становятся неустойчивыми и замещаются, вступая в реакцию с жидкой частью системы. Это взаимодействие облегчается благодаря развитию контракционной трещиноватости в уже затвердевших зонах, в которые по микротрещинам проникают наиболее подвижные компоненты, отщепляющиеся от еще не затвердевшего пегматитового расплава-раствора. Соприкосновение этих погоньев с более холодными стенками контракционных и межзерновых микротрещин создает условия неравновесности, в результате чего и возникает замещение.

И наконец, приводимые сторонниками аллометасоматоза факты цепочечного или, чаще, типично прожилкового обособления различных минералов также не могут однозначно подтвердить наложенный (из магматического очага) характер метасоматоза, поскольку возникновение таких струек и прожилков более правдоподобно можно объяснить выжиманием расплава-раствора из еще не затвердевших частей жилы в уже твердые или отщеплением от этого расплава-раствора каких-либо более подвижных компонентов, уходящих в окружающие зоны.

Важно отметить, что в виде прожилков и струек находится лишь очень небольшой процент всех метасоматических минералов. Основная же масса их является компонентами зон и полностью подчиняется зональности. В редких жилах, формирующихся в очень неспокойной тектонической обстановке, на прожилки приходится до 5—7% всего количества минералов. В подавляющем же большинстве жил прожилки редки или вообще отсутствуют. Таким образом, в генетических построениях было бы правильнее опираться на факты зонального распределения материалов, имеющих массовый характер проявления, а не на редкие случаи нахождения их в виде прожилков.

Следовательно, ни метасоматическая природа какой-то части минералов, ни отсутствие в редкометальных пегматитах миароловых пустот, ни наличие прожилков и струек еще не свидетельствуют об аллометасоматическом происхождении минералов.

Аллометасоматоз не только ничем не доказывается, но и к тому же эта идея не объясняет основных закономерностей пространственного размещения метасоматических минералов. Рассмотрим это на примере альбита, мусковита и редкометальных минералов, которые, действительно, часто (как и все остальные гипогенные минералы пегматитов) имеют метасоматическую природу.

В пределах пегматитовых полей все характерные для пегматитового процесса редкометальные минералы, такие как поллуцит, сподумен, лепидолит, петалит, трифилин-литиюфилит, амблигонит-монтебразит, берилл, воробьевит, танталит, симпсонит, микролит, стрюверит, всегда строго приурочены только к жилам пегматитов и практически отсутствуют во вмещающих породах. Иногда боковые породы обогащаются редкими элементами, но это, как правило, происходит за счет выноса последних из жил, что доказывается, во-первых, обогащением именно экзоконтактов, а не всей породы, а во-вторых, появлением не любых специфических редкометальных минералов, а только минералов приконтактовых изменений: холмквистита в амфиболитах [13], гидденита в известняках [6], берtrandита в метаморфических сланцах [11] и т. д.

Если придерживаться взглядов сторонников аллометасоматоза, то невозможно понять, почему растворы, несущие редкие элементы, обя-

зательно попадают в редкие и мелкие по сравнению с интрузиями гранита тела пегматитов и фактически совершенно отсутствуют в громадных массивах вмещающих пород, особенно когда они представлены гранитами, хотя последние, несомненно, были более трещиноватыми, чем пегматиты.

На территории некоторых пегматитовых полей в последние годы по рекомендации сторонников аллометасоматоза были поставлены детальные поисково-разведочные работы с целью обнаружения месторождений редких элементов в породах, вмещающих редкометалльные пегматиты. Однако все эти попытки окончились неудачей. Таким образом, и практика разведки не подтверждает аллометасоматоз.

Каждый парагенетический тип пегматитов [23, 27] характеризуется устойчивостью редкометального парагенезиса. В микроклиновых пегматитах из редкометальных минералов более или менее широко встречаются только берилл и колумбит. Микроклин-альбитовые пегматиты богаты разнообразными танталатами (танталит, микролит, стибиотанталит, стрюверит, симпсонит), поллучитом, многочисленными литиевыми минералами (сподумен, лепидолит, петалит, амблигонит-монтебразит), бериллом, воробьевитом, а также минералами с высоким содержанием рубидия. Для альбитовых пегматитов характерны берилл, танталит-колумбит, трифилин-литофилит, иногда сподумен, а для альбит-сподуменовых — колумбит, касситерит и берилл.

Эти минеральные парагенезисы настолько устойчивы и так хорошо выдерживаются в пегматитах не только одного и того же месторождения, но даже разных пегматитовых полей и провинций, что их с успехом используют при поисково-оценочных работах.

В пространственном расположении пегматитов разных парагенетических типов наблюдается четкая пространственная зональность, один из характерных примеров которой приведен на рис. 1. Эта зональность заключается в том, что по мере удаления от материнских гранитов, а в пологопадающих свитах — в направлении от нижних к верхним жилам, микроклиновые пегматиты сменяются микроклин-альбитовыми, альбитовыми и затем альбит-сподуменовыми; соответственно с этим изменяется и редкометальная минерализация [23, 27, 28].

Гипотеза об аллометасоматозе не объясняет ни постоянства редкометального парагенезиса перечисленных типов, ни закономерности размещения их в пространстве. Непонятно, например, почему цезиевая минерализация никогда не накладывается на микроклиновые, альбитовые и альбит-сподуменовые пегматиты, а всегда попадает лишь в микроклин-альбитовые пегматиты, для которых характерны поллучит, а также богатые цезием воробьевит и лепидолит. Неясно также, почему танталит и прочие танталаты, как правило, не встречаются в микроклиновых и альбит-сподуменовых пегматитах, в которых достаточно широко развит колумбит. Как объяснить тот факт, что богатые ниобием растворы проникают в пегматиты всех редкометальных типов, тогда как богатые танталом растворы преимущественно в микроклин-альбитовые пегматиты? Касситерит по каким-то причинам никогда не попадает в микроклиновые пегматиты, но всегда оказывается в альбит-сподуменовых. Приходится допустить, что олово накладывалось совместно с литием. Но сподумен, в свою очередь, никогда не бывает в жилах без альбита. Следовательно, метасоматирующий раствор должен был одновременно содержать и натрий. Но тогда не проще ли предположить, что это не метасоматирующий раствор, а самый обыкновенный пегматитовый расплав-раствор существенно натриево-литиевого состава с обычной примесью олова, ниобия и других элементов, образующих столь устойчивую парагенетическую ассоциацию в альбит-сподуменовых пегматитах.

Устойчивый парагенезис породообразующих и редких элементов и в других типах редкометалльных пегматитов аналогично можно также объяснить существованием первоначальной геохимической специ-

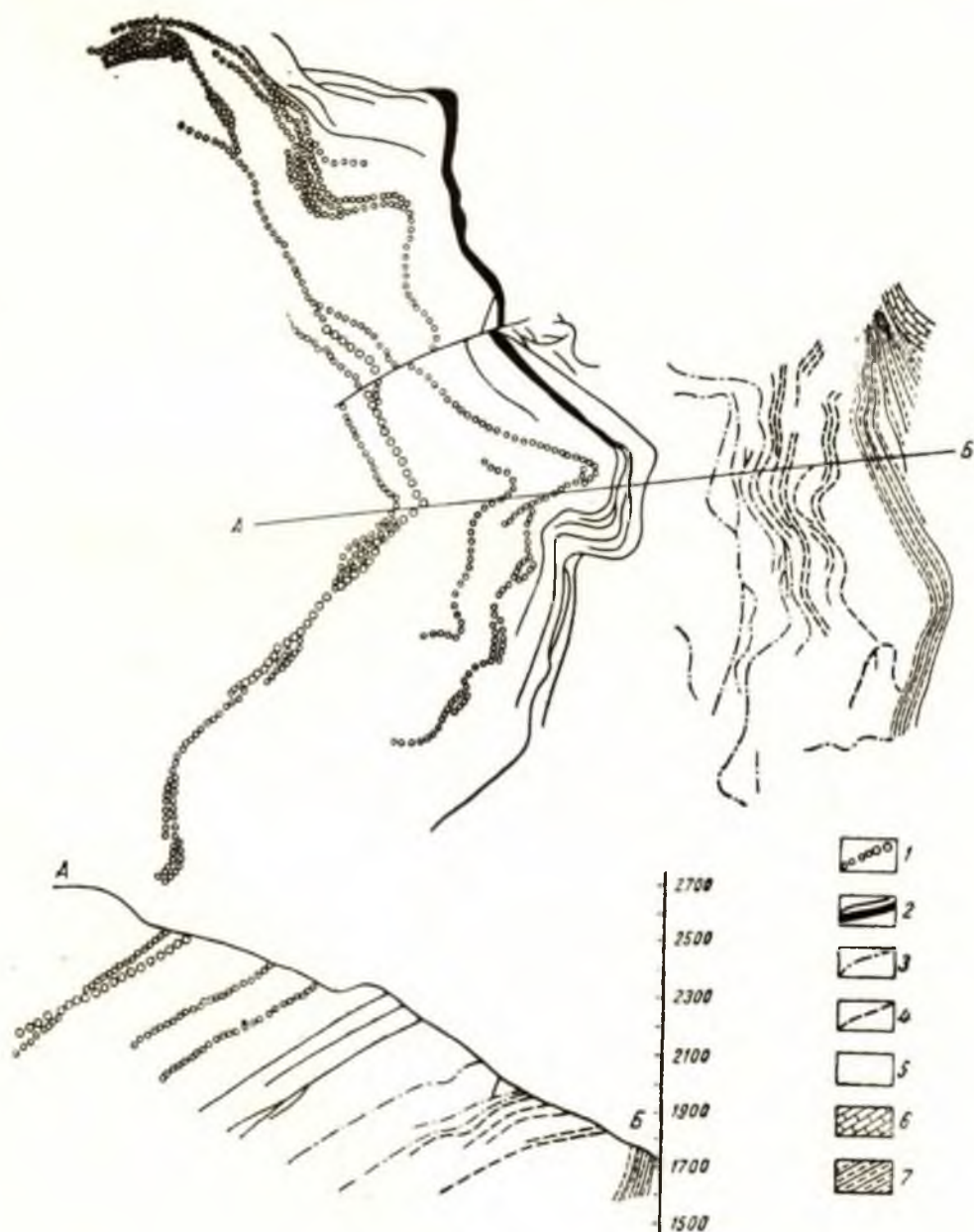


Рис. 1. Один из характерных случаев зонального расположения различных парагенетических типов редкометалльных пегматитов в пределах участка пегматитового поля (составили В. М. Народный, Н. А. Солодов, А. В. Трифонов)

Пегматиты: 1 — альбит-сподуменовые; 2 — существенно альбитовые; 3 — микроклин-альбитовые; 4 — существенно микроклиновые и безрудные; 5 — биотит-амфиболовые диориты; 6 — мраморизованные известняки; 7 — метаморфические сланцы

фики соответствующих пегматитовых расплавов-растворов. Возникновение качественно различных расплавов-растворов, дающих начало разным парагенетическим типам пегматитов, определяется эволюцией магматических очагов и геохимической специализацией провинций. Этот вопрос мы неоднократно рассматривали ранее [22, 23, 27, 28].

Здесь важно лишь указать, что постоянство парагенетических ассоциаций различных типов пегматитов находит полную аналогию в постоянстве парагенезиса гидротермальных и других рудных формаций. Подобно тому как в оловянно-вольфрамовой формации невозможно появление ртути, а в сурьмяно-ртутной — вольфрама, также и в наших микроклиновых пегматитах исключается появление касситерита и сподумена, а в альбит-сподуменовых — минералов, богатых цезием и рубидием.

Причины, способствующие возникновению устойчивых парагенетических ассоциаций как в пегматитах, так и в гидротермальных и других месторождениях, несомненно, одни и те же — это геохимические свойства атомов элементов.

Устойчивость редкометального парагенезиса характерна не только для разных типов пегматитов, но и для зон, являющихся более мелкими парагенетическими ассоциациями. Это особенно наглядно проявляется при сравнении зон сходного минерального состава. Так, например, во всех жилах внешняя зона мелкозернистого альбита, всегда предшествующая блоковому микроклину I, из редкометальных минералов содержит только колумбит и берилл, тогда как в центральной зоне мелкопластинчатого альбита обычно широко распространены танталаты (танталит, микролит, симпсонит и др.), разнообразные литиевые минералы, воробьевит, поллуцит и др.

Аналогичное положение имеем в мусковитовых зонах. Во всех жилах внешняя зона крупнолистоватого мусковита, предшествующая блоковому микроклину I, редкометальных минералов практически не содержит, тогда как для промежуточной кварц-мусковитовой зоны, как правило, характерны берилл, колумбит, в отдельных случаях касситерит, а в центральной зоне чешуйчатого мусковита фактически присутствуют одни лишь танталаты (микролит, танталит).

На границе блокового микроклина I и блокового кварца всегда присутствуют крупнопризматические кристаллы берилла, тогда как на границе блоков микроклина II и кварца никаких редкометальных минералов не встречается.

Поскольку каждая зона образуется на определенной стадии пегматитового процесса в узком интервале физико-химических параметров, то естественно, что и ее парагенезис оказывается постоянным. С позицией же аллометасоматоза устойчивость редкометального парагенезиса зон необъяснима; более того, такой закономерности вообще бы не было, если бы минералы образовывались при наложении редкометальных растворов.

Зоны пегматитов характеризуются не только устойчивым минеральным парагенезисом, но и тем, что редкометальные (как и все прочие) минералы в каждой зоне зачастую обладают весьма типоморфными свойствами. Так, например, во всех жилах в кварц-альбит-сподуменовый зоне сподумен всегда имеет зеленоватый цвет, сравнительно мелкие размеры (сантиметры или первые дециметры) и плохие кристаллографические формы, тогда как в кварц-клевеландит-сподуменовый зоне он образует гигантские правильные кристаллы белого цвета размером 0,5—5 м и более.

Особенно показателен в этом отношении берилл. Кроме того, что этот минерал из микроклиновых зон резко отличается от других его генераций из мусковитовых или альбитовых зон, он также резко различен по своим свойствам даже в зонах одного и того же состава. Например, берилл из зоны мелкозернистого альбита во всех жилах всегда имеет желтовато-зеленоватый цвет, призматическую форму, мелкие размеры (3—10 см в длину), высокое содержание BeO (13% и более) и низкое содержание суммы окисей щелочных элементов (1—1,5%) — в основном окиси натрия. Берилл же из зоны клеветандита характери-

зуется белой окраской с различными оттенками, изометричным обликом (короткие призмы в сочетании с пирамидой), крупными размерами (0,2—0,5 м и более), содержанием BeO не более 12—12,5%, а суммы окисей щелочных элементов 2—3,5% (в основном окиси натрия и лития).

Берилл из зоны мелкопластинчатого альбита представлен розовым воробьевитом в виде выделений неправильной формы размером 1—5 см, редко — больше, содержащим не более 10—11% BeO и до 4—7,5% — суммы окисей щелочных элементов (в основном окиси лития и цезия). То же можно показать и на примере других «сквозных» минералов: танталит-колумбите, турмалине, ильмено-рутиле-стрюверите и т. д.

Эта закономерность легко может быть объяснена, если допустить, что редкометалльные минералы образовались в процессе кристаллизационной дифференциации расплава-раствора. Поскольку определенная генерация редкометалльного минерала возникает в узком интервале температуры, давления и концентрации разных веществ, химический состав ее и физические свойства оказываются сравнительно постоянными.

Аллометасоматоз и в этом случае не может дать удовлетворительного объяснения.

Распределение редкометалльной минерализации является не менее убедительным свидетельством в пользу автометасоматоза.

Исследователям редкометалльных пегматитов хорошо известно, что поллучит, как правило, приурочен лишь к центральным частям пегматитовых тел и притом хорошо зональных [5, 7, 10, 11, 21]. С позиций аллометасоматоза такая закономерность непонятна. Нельзя же предполагать, что цезийсодержащие растворы всегда проходили только по трещинам, расположенным в центре жил. С точки зрения кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава-раствора, изначально содержащего цезий, эта закономерность вполне понятна. Поскольку данный элемент обладает самыми низкими энергетическими показателями, он должен отжиматься в ходе пегматитового процесса к центру жил. В любой паре элементов, близких по геохимическим свойствам, элемент с более низкими энергетическими показателями всегда будет накапливаться в ходе процесса (а в зональных жилах — к их центру) относительно элемента с большими энергетическими показателями. Например, в направлении от зальбандов к центру жил отношения валовых содержаний натрия к калию, калия к рубидию, таллию или цезию, рубидия к цезию, таллия к цезию, кальция к натрию, магния к литию, железа к марганцу всегда уменьшаются. Отношение таллия к рубидию практически остается неизменным (рис. 2) поскольку их ионные радиусы идентичны.

Закономерности пространственного размещения в пегматитовых телах другой редкометалльной минерализации нами ранее освещались [21, 24—27]. Здесь следует лишь напомнить о хорошо изученном закономерном увеличении содержания тантала от зальбандов к центру зональных жил и, наоборот, уменьшении в этом направлении содержания ниобия. Если бы эти элементы поступали с дополнительными порциями растворов, как это представляют себе сторонники аллометасоматоза, то было бы совершенно необъяснимо, почему богатые ниобием растворы всегда циркулировали по внешним зонам, тогда как растворы, богатые танталом, проходили по центральным зонам. С позиций же кристаллизационной дифференциации расплава-раствора, изначально содержащего тантал и ниобий, закономерное увеличение отношения первого ко второму вполне понятно, поскольку тантал обладает большей растворимостью своих комплексных соединений [2] и поэтому долго остается в растворе, отжимаясь к центру жил в ходе процесса.

Размер редкометалльных минералов очень часто согласуется с размером зонообразующих минералов. Лучше всего это видно на примере танталит-колумбита и берилла, встречающихся не в одной, а в несколь-

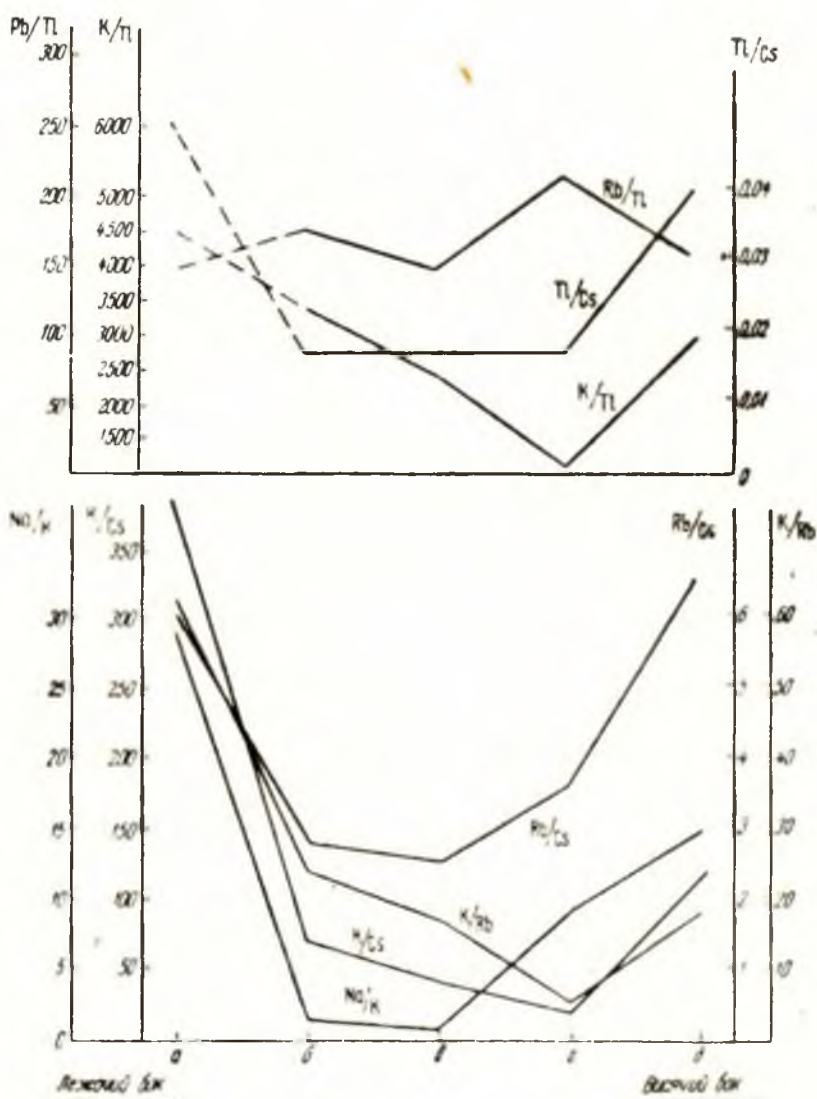


Рис. 2. Характер изменения отношения валовых содержаний в парах геохимически близких элементов по мощности одного из альбитовых пегматитов:

а — зона сахаровидного альбита лежащего бока; б — кварц-клевеландит-сподуменовая зона; в — зона блокового микроклина II; г — гнезда жильбертита; д — зона клеветландита висячего бока

ких зонах. Так, в мелкоблоковой кварц-микроклиновой зоне длина призматических кристаллов берилла не превышает 20—30 см, в крупноблоковой они уже достигают 1 м, а самые крупные кристаллы берилла длиной свыше 1—2 м встречаются в еще более грубозернистых жилах, где зона блокового микроклина обособлена от кварцевой оси. Аналогичное положение наблюдаем и в альбитовых зонах. В зоне сахаровидного альбита, по-видимому, никому еще не удавалось наблюдать бериллы величиной более 1 см, в зоне мелкозернистого альбита размер кристаллов берилла редко превышает 10 см в длину, тогда как

в зоне клеветандита основная масса его представлена выделениями размером более 10—20 см, а зачастую — 60—120 см.

Размер выделений танталит-колумбита в зоне сахаровидного альбита или тонкозернистой кварц-альбитовой зоне обычно не превышает в длину 1 мм. В зоне же клеветандита размер таких выделений нередко измеряется сантиметрами. Правда, иногда и в зоне сахаровидного альбита встречаются крупные выделения танталит-колумбита, но, как правило, они представлены струйками или четками, явно привнесенными из центральных частей жилы, где все минералы обычно имеют больший размер.

В общем случае размер редкометальных минералов, так же как и породообразующих, возрастает с удалением от залебандов и приближением к центру жилы. Это можно хорошо видеть на примере сподумена, размер кристаллов которого, особенно в мощных кварц-клеветандит-сподуменовых зонах, всегда увеличивается в направлении к центру жилы (рис. 3).



Рис. 3. Увеличение размера кристаллов сподумена по мере удаления от лежащего бока (зарисовка Ю. П. Никитиной и Н. А. Солодова):
1 — кварц; 2 — микроклин; 3 — лепидолит; 4 — берилл; 5 — сподумен; 6 — зона клеветандита; 7 — щеточка клеветандита; 8 — зона сахаровидного альбита; 9 — кварц-мусковитовая оторочка; 10 — мусковит

Объяснить такую закономерность с точки зрения кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава-раствора довольно просто. Крупный размер минералов обусловлен высоким содержанием ми-

нерализаторов, которые обычно накапливаются либо в центре жилы, либо у висячего бока, вследствие чего именно в этих местах и наблюдаются крупнозернистые зоны (рис. 3). Вполне очевидно, что минерализаторы одинаково будут способствовать росту крупных кристаллов как порообразующих, так и редкометалльных минералов, так как они образовывались грубо одновременно.

С позиций же сторонников аллометасоматоза, корреляции в раз- мере порообразующих и редкометалльных минералов не должно было бы быть, если редкометалльные минералы действительно образовывались при замещении, вызванном дополнительным привносом растворов в жилу из магматического очага.

Таким образом, к аллометасоматическому генезису следует относить не только образование редкометалльных минералов, альбита и мусковита, но и всех других гипогенных минералов, поскольку метасоматический кварц, микроклин, гранат, турмалин, апатит и т. д. можно наблюдать почти в каждом пегматитовом теле. Процесс микроклинизации в некоторых пегматитах, по данным ряда исследователей [9, 19, 20], более распространен, чем альбитизация. Следовательно, как редкометалльные (танталит-колумбит, берилл, поллуцит, петалит и т. д.) и аксессуарные минералы (турмалин, гранат, апатит и др.), так и все порообразующие должны были накладываться на уже твердые тела. Что же в таком случае было на месте пегматита до всех этих «наложений»?

После работ В. Д. Никитина [12—18] вряд ли кто-либо из геологов может сомневаться в существовании процессов собирательной перекристаллизации в пегматитах. Особенно большое значение этот процесс имеет при формировании камерных пегматитов. Но возникает вопрос: откуда берутся порошые растворы, участвующие в перекристаллизации, т. е. поступают ли они дополнительно из магматического очага или заимствуются из того же пегматитового расплава-раствора, из которого формируется пегматит, частично пополняясь новыми порциями за счет поступления их из еще не затвердевшей жидкой части системы? Иными словами, каков же характер перекристаллизации: сингенетический или эпигенетический?

Все факты закономерностей внутреннего строения пегматитов [25—27] свидетельствуют о сингенетической перекристаллизации. Так, разнообразные апографические, пегматоидные, блоковые и прочие структуры, рассматриваемые В. Д. Никитиным как результат перекристаллизации, имеют определенное положение в пегматитовых телах, чего не может быть в случае дополнительного привноса порошых растворов из магматического очага, ибо растворы циркулируют по трещинам, и, следовательно, чаще мы должны были наблюдать петельчатые полосчатые и прочие текстуры, но не зональное строение. Кроме того, корни жил, через которые прошло большее количество растворов, должны быть более крупнозернистыми, чем верхи жил. Однако мы, как правило, наблюдаем обратную картину. Маловероятно также, чтобы порошые растворы поступали в жилы за сотни метров и даже километров, не рассеиваясь во вмещающих породах.

Таким образом, перекристаллизация, как и автometасоматоз, может иметь место с самого начала процесса кристаллизационной дифференциации и одновременно с последней, т. е. внутри пегматита еще продолжается затвердевание расплава-раствора, а во внешних уже твердых зонах идет собирательная перекристаллизация.

Подводя итог сказанному, можно сделать вывод, что идея аллометасоматического генезиса и эпигенетической перекристаллизации не объясняет закономерности распределения метасоматических металлов по парагенетическим типам пегматитов в пегматитовых телах, а также в отдельных зонах.

Паоборот, гипотеза о возникновении редкометальной минерализации в процессе кристаллизационной дифференциации обогащенной редкими элементами пегматитового расплава-раствора, осложненной явлениями реакционного автометасоматоза и сингенетической перекристаллизации, удачно согласует закономерности пространственной локализации минералов с фактами их частично метасоматического образования. На основе этой гипотезы геологами открыты и разведаны в пегматитах многочисленные месторождения редких элементов. Нет сомнения, что с ее помощью будут выявлены новые месторождения сподумена, лепидолита, поллуцита, танталита и других ценных минералов, свойственных в основном пегматитам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Тр. САИГИМС. вып. 1, 1961.
2. Беус А. А., Северов Э. А., Ситни А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.
3. Власов К. А. Значение формы гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 41, 1943, № 9.
4. Власов К. А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 36, 1946, № 3.
5. Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
6. Власов К. А. О генезисе гранитных пегматитов. Тр. Междунар. геол. конгр., XXII сес., Проблема 6. Изд-во «Недра», 1964.
7. Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литневых пегматитов. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 6, 1955.
8. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. «Геохимия рудных месторождений», 1960, № 1.
9. Гинзбург А. И., Волженкова А. Я., Полкунов В. Ф. О некоторых особенностях сподуменовых пегматитов, залегающих в карбонатных породах «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.
10. Дымков Ю. М. Морфология выделений поллуцита и их генезис. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 5, 1953.
11. Мелентьев Г. Б., Филиппова Ю. И. О концентрации и рассеянии бериллия в альбитизированных и грейзенизированных пегматитах одного из районов Восточной Сибири. В кн.: «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». М. Изд-во «Наука», 1966.
12. Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 78, вып. 3, 1949.
13. Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, ч. 27, вып. 2, 1952.
14. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ ч. 30, вып. 2, 1953.
15. Никитин В. Д. Особенности редкометальной минерализации в пегматитовых жилах. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 86, 1957, № 1.
16. Никитин В. Д. Строение и генезис письменных гранитов в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, вып. 2, 1958.
17. Никитин В. Д. Условия формирования редкометальных слюдоносных пегматитов. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1960.
18. Никитин В. Д., Садовский Ю. А., Филиппов В. А. Природа ниоботанталовой минерализации в редкометальных пегматитах. Зап. ЛГИ, ч. 35, вып. 2, 1959.
19. Родионов Г. Г. О так называемых апографических пегматитах. Тр. Ин-та по проект. и науч.-исслед. работам в слюдяной пром., вып. 1(3), 1954.
20. Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых жил. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та асбестоцементных изделий, вып. 5, 1956.
21. Солодов Н. А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо зональных гранитных пегматитах. «Геохимия», 1959, № 4.
22. Солодов Н. А. К геохимии редкометальных гранитных пегматитов. «Геохимия», 1959, № 7.
23. Солодов Н. А. Главные промышленные типы редкометальных пегматитов. Тр. Ин-та минер., геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 5, 1961.

24. Солодов Н. А. Распределение таллия в минералах по мощности зонального пегматита. «Геохимия», 1962, № 7.
25. Солодов Н. А. Альбитовые пегматиты и их генезис. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 12, 1962.
26. Солодов Н. А. Зональность редкометальных гранитных пегматитов. Тр. Ин-та минер., геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 3, 1962.
27. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
28. Солодов Н. А., Филиппова Ю. И. Зональность пегматитовых пучков и причины ее возникновения. В кн.: «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». М. Изд-во «Наука», 1965.
29. Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1. Изд-во АН СССР, 1940.
30. Cameron E. N., Larrabee D. M., Mc Naira H., Page J. J.; a. Shainin V. E. Pegmatite investigation 1942—1945, New England. Geol. Surv., Profess. Paper, 1954, № 255, p. 352.
31. Hess E. L. The natural history of the pegmatites. Engng. and Mining, J., 1925, 120, p. 289—298.
32. Landes K. K. Origin and classification of pegmatites.—Amer. Min., 1933, 18, p. 33—57, 95—103.
33. Schaller W. T. The Genesis of lithium pegmatites. Amer. Sci., 5th set., 1925, 10, p. 269—279.
34. Schaller W. T. Mineral replacement in pegmatites. Amer. Min., 1927, 12, p. 59—63.

Всесоюзный институт минерального сырья

Ф. П. Турчинский

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ С ХРУСТАЛЕНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ НА ОДНОМ ИЗ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Изучение геолого-структурных закономерностей размещения пегматитов с хрусталеносной минерализацией имеет как теоретическое, так и практическое значение. Однако, несмотря на многочисленные исследования, проведенные в этом направлении, данный вопрос освещен еще очень слабо.

Нами сделана попытка показать особенности размещения пегматитов в зависимости от геолого-структурной обстановки на примере одного из пегматитовых полей Центрального Казахстана, генетически и пространственно связанного с Каибским гранитным массивом.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Каибский гранитный интрузив является крупнейшим в системе интрузивного пояса юго-восточной части Бетпак-Далы. Пространственно интрузивный пояс совпадает с Бурунтавским антиклинорием и согласно с ним простирается в северо-западном направлении. Каибский интрузив размещается в области межформационного несогласия между сильно дислоцированными кембрийско-протерозойскими толщами нижнего структурного этажа и менее дислоцированными силурийско-карбонными — верхнего этажа. Структурно интрузив приурочен к поперечному перегибу антиклинория.

В плане этот интрузив имеет неправильное ромбовидное очертание. ломаные или извилистые контуры с общим северо-восточным и северо-западным простираением контактов. С юго-востока, юго-запада и запада он контактирует с толщами метаморфических, осадочных и вулканогенных пород кембрия и протерозоя. Последние собраны в изоклинальные, нередко опрокинутые складки и разбиты крупными раз-

ломами преимущественно северо-западного простираения. С северо-востока интрузив обрамлен осадочно-вулканогенными отложениями ордовика, а с северо-запада и севера граничит с гранитоидами нижнекаледонского интрузива, который разбит на ряд крупных блоков. Эти блоки заметно растащены в северо-восточном и юго-восточном направлениях и вместе с мелкими ксенолитами как бы впаены в граниты Каибского интрузива.

Каибский гранитный интрузив имеет сложное, многофазное строение. Сложен он крупнозернистыми лейкократовыми слабопорфировидными гранитами главной интрузивной фазы. Их прорывают граниты фазы дополнительных интрузий, в которых выделяются четыре генерации (в порядке внедрения): 1) лейкократовые порфировидные с мелкозернистой основной массой; 2) лейкократовые порфировидные с тонкозернистой основной массой; 3) биотитовые порфировидные с мелкозернистой основной массой; 4) биотитовые резко порфировидные с тонкозернистой основной массой. Граниты фазы дополнительных интрузий распространены в основном в северо-восточной части интрузива и слагают главным образом штоки. С ними связано редкометальное орудование района [7].

Породы жильной фазы Каибского интрузива формировались в два этапа. В первый этап образовались четыре генерации гранитов: мелкозернистые, тонкозернистые, мелко-, тонкозернистые и аплитовидные (в порядке внедрения). Мелкозернистые и тонкозернистые граниты слагают преимущественно пластовые дайки в основном в северо-восточной части интрузива. С ними генетически и парагенетически связаны все пегматиты интрузива.

Мелко-, тонкозернистые и аплитовидные граниты залегают в виде крутопадающих тел главным образом в центральной и южной частях интрузива.

Жильные породы второго этапа представлены дайками кислого и средне-основного состава. К первым относятся: гранит-порфиры и фельзиты; ко вторым — сиенит-порфириты, микродиориты, диорит-порфиры, спессартиты, диабазы, диабазовые порфириты; кроме того, отмечаются дайки габбро-порфиритов и габбро-диабазов.

В заключительный момент формирования жильных пород второго этапа образуются низкотемпературные жилы с бедной сульфидной полиметаллической минерализацией, а также кварцевые и кварц-флюоритовые жилы. Процессы гибридизма в интрузиве развиты очень слабо. Эндоконтактные изменения вмещающих пород выражены в их ороговиковании. Мощность ореола последнего в породах кембрия и протерозоя (в раме интрузива) изменяется от десятков до первых сотен метров, а в породах ордовика (в кровле интрузива) измеряется первыми километрами.

По структурной позиции и форме Каибский интрузив является межформационным сильно уплощенным лакколитом. Глубина формирования интрузива составляет не более 2 км. Время образования его — пермо-карбоновое.

ПЕГМАТИТЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ В СТРУКТУРАХ ПОЛЯ

В пределах Каибского гранитного интрузива пегматиты залегают в северо-восточной, южной и крайней западной его частях, где образуют самостоятельные пегматитовые поля. Наиболее крупным среди них является северо-восточное пегматитовое поле, насчитывающее более 6000 пегматитовых тел.

М. В. Кулаков все пегматиты поля по составу главных породообразующих минералов подразделяет на три типа: 1) кварц-полевошпатовые (микроклина 50—75%, кварца 25—50%); 2) полевошпато-квар-

цевые (микроклина 10—50%, кварца 50—90%); 3) кварцевые (микроклина 0—50%, кварца 50—100%). Пегматиты первого типа, как наиболее разнообразные по внутреннему строению, делятся на три группы: а) незональные; б) концентрически-зональные; в) неравномерно-зональные.

Продуктивные пегматиты чаще встречаются среди пегматитов концентрически-зонального и полевошпато-кварцевого типов. Они имеют близкую к изометричной форму, значительный объем, отличаются зональностью, наличием полости, сводовых трещин над ней и кварцклевеландитового замещающего комплекса в центральной части пегматитового тела. Эти особенности пегматитов входят в число основных поисковых признаков для нахождения в них кварцфлюоритовой минерализации.

В пределах поля пегматиты размещены весьма неравномерно: в одних случаях их насчитывается до 150 шт. на 1 км², в других — лишь единицы. Однако в неравномерности размещения устанавливается определенная закономерность, обусловленная рядом факторов, среди которых ведущим является структурный. Его роль проявляется на всех этапах развития не только пегматитового поля, но и всего интрузива.

Общая юго-восточная ориентировка развивающейся камеры интрузива и северо-восточное, поперечное к нему, простираие магмоподводящих каналов обусловили соответственно северо-восточное (вдоль каналов) и юго-восточное (в сторону от каналов) направления потоков интродуцирующей в камеру магмы. Эти направления определили ориентировку прототектонических структур в интрузиве.

В твердую фазу этим двум направлениям было подчинено подавляющее количество крутопадающих систем прототектонической трещиноватости (системы *Q* и *S*). Широкое развитие пологих трещин (система *L*) в гранитах главной фазы в общем определено локалитетобразной формой интрузива. Пологоволнистый характер залегания этих трещин (в крупном плане) соответствует интрорельефу кровли интрузива.

Пологозалегающие системы трещин подчеркивают внутреннюю «пликативную» структуру интрузива, особенно на тех участках, где они контролируют граниты первых двух генераций первого этапа жильной фазы. Так, в пределах пегматитового поля отмечается несколько крупных структур: Юго-Западный (*A*), Северо-Восточный (*B*) и Восточный (*Г*) купола и прогиб (*B*) между ними (см. рисунок).

Наиболее отчетливо проявлен Юго-Западный купол. В плане он имеет овальную форму с субмеридиональным простираием длинной оси (15°) и пологое падение крыльев (от 2 до 18°). Северо-Восточный купол выражен значительно хуже Юго-Западного. Это обусловлено тем, что граниты главной фазы сильно деформированы и интродуцированы многочисленными крупными штоками и пластовыми залежами гранитов фазы дополнительных интрузий, которые и затушевали «пликативную» структуру. О ее размерах и строении можно судить по залеганию отдельных пластовых залежей гранитов фазы дополнительных интрузий и общей конфигурации северного контакта интрузива, который полуовалом вдается в его кровлю.

Восточные купола по сравнению с предыдущей структурой имеют меньшие размеры, но выражены лучше. Структуры распознаются по серии пластовых залежей, вытянутых цепочкой по дугам, обращенным выпуклостью к юго-западу. Среднее простираие осей структур — СВ 40°, падение крыльев варьирует от 3 до 12°.

Между Юго-Западным и Северо-Восточным куполами в прогибе интрузива отмечаются две «пликативные» структуры низшего порядка, плавно переходящие одна в другую. Среднее простираие их осей — от субмеридионального до субширотного, падение крыльев варьирует от 2 до 10°. Не исключено, что данные структуры генетически связаны

с образованием прогиба, подобно тому как в слоистых осадочных толщах мелкие складки осложняют более крупную синклимальную или антиклинальную структуру в их ядрах.



Схема размещения пегматитов в пределах структур второго и третьего порядков на северо-восточном пегматитовом поле Каибского интрузива:

1 — ордовик: конгломераты, песчаники, сланцы, кварцевые порфиры и их туфы, роговики; 2 — кембрий; метаморфические, осадочные и вулканогенные породы; 3 — пермо-карбоновые граниты Каибского интрузива (а) и их пегматиты (б); 4 — верхнекаледонские меланократовые граниты, гранодиориты, граносиениты; 5 — среднекаледонские габбро-диориты; 6 — линии средних простираций штоковых зон и их номера; 7 — линии средних залеганий пологих структур; 8 — номера тектонических блоков; 9 — индексы крупных «пликативных» структур

Юго-Западный и Северо-Восточный купола отвечают наиболее приподнятым частям кровли интрузива, т. е. сводовой части Каибской антиклинали, в пределах которой локализован интрузив. В общем плане этот свод вырисовывается как главная «пликативная» структура интрузива или «главный купол». Форма его эллипсовидная с северо-восточным простираем длиной оси (35°). Пространственно купол совпадает с положением магмоподводящих каналов, что указывает на единую природу их образования.

«Пликативные» структуры интрузива расчленены разновозрастными разрывами. Наиболее ранние дизъюнктивы, соответствующие времени внедрения гранитов фазы дополнительных интрузий, контролируют многочисленные штоки этих гранитов. Штоки образуют линейно вытянутые цепевидные зоны, из которых пять наиболее крупных отмечаются в пределах «главного купола», три имеют северо-восточное простираем, т. е. согласное с простираем купола, а две другие

ориентированы поперечно к куполу, совпадая с его общим прогибом. Зоны северо-восточного простираения образованы серией кулис.

Тектонические блоки по вертикали расслоены пологозалегающими трещинами системы *Z*, многие из них контролируют пластовые дайки гранитов первого этапа жильной фазы.

Более мелкими дизъюнктивными структурами пегматитового поля являются крутопадающие разломы отрыва северо-западного простираения. Они контролируют жилы и дайки мелко- и тонкозернистых гранитов третьей и четвертой генерацией первого этапа жильной фазы. Дайки концентрируются в группы, в которых их насчитывается иногда до нескольких десятков. Наиболее широко дайки распространены в юго-западной части пегматитового поля, где они прорывают граниты предшествующих фаз, но вне вышеупомянутых штоковых зон. По-видимому, последние по отношению к дайкам выполняли роль структурного «барьера».

Разрывные структуры, возникшие во второй этап жильной фазы, мы не характеризуем, так как они являются постпегматитовыми. Что касается мелкой прототектонической трещиноватости в гранитах главной фазы интрузива, то она довольно отчетливо прослеживается по трем основным направлениям, из которых северо-восточное и северо-западное отвечают крутопадающим системам трещин (*Q* и *S*), а третье — пологозалегающим трещинам системы *L*. Роль этих систем в локализации пегматитов очень велика. Это видно хотя бы из того, что все пегматиты, залегающие в гранитах главной фазы и фазы дополнительных интрузий, подчинены трещинному контролю.

Таким образом, основное тело интрузива и его «главный купол» вырисовываются как структуры первого порядка. Юго-Западный и Северо-Восточный купола, а также прогиб между ними и крупные дизъюнктивы, контролирующие штоки, относятся к структурам второго порядка. Тектонические блоки и заключенные в них более мелкие «пликативные» структуры представляют собой структуры третьего и четвертого порядка, причем к последним относятся отдельные пластовые дайки пегматитоносных интрузий, контролируемых крупными трещинами системы *L*. Системы мелкой прототектонической трещиноватости относятся к структурам пятого порядка.

В пределах вышеуказанных типов структур пегматитовые тела концентрируются: а) близ штоковых зон, их пересечений или сопряжений (структуры второго и третьего порядка); б) в прогибах между купольными структурами второго порядка и в сводовых частях «пликативных» структур третьего порядка; в) в перегибах (положительных и отрицательных) отдельных пластовых залежей материнских гранитов (структуры четвертого порядка); г) по системам мелкой прототектонической трещиноватости (структуры пятого порядка). Не исключена возможность наличия «экранирующих» структур (второго и третьего порядка), роль которых, как считает В. А. Кокшаров, могут выполнять пластовые залежи гранитов фазы дополнительных интрузий.

Существование каждого в отдельности типа вышеуказанных структур оказалось недостаточным для появления пегматитов в пределах поля. Необходимы были дополнительные условия.

Действительно, геолого-структурная обстановка пегматитового поля и степень насыщенности его гранитами фазы дополнительных интрузий, жильных интрузий первого этапа и пегматитами заметно меняется в направлении от северного и северо-восточного контакта интрузива к юго-западу, т. е. к его центру (см. рисунок). Так, северо-восточные и восточные купольные структуры и включенные в них тектонические блоки характеризуются высокой степенью деформации

гранитов главной интрузивной фазы. Последние прорваны многочисленными телами гранитов фазы дополнительных интрузий, т. е. непегматитовыми гранитами.

Наличие многочисленных тел гранитов этой фазы свидетельствует о высокой мобильности данной части пегматитового поля в период их внедрения. Распределение интрузий по густой сети разломов обусловило возникновение сложного структурного «каркаса», явившегося барьером для последующего проникновения пегматитовых гранитов жильной фазы. Последние совместно с гранитами фазы дополнительных интрузий образуют небольшие штоки. Все это отрицательно отразилось на характере и масштабах развития пегматитов. Они локализованы главным образом вблизи штоков материнских гранитов или около пересечений и сопряжений штоковых зон. Однако продуктивные пегматиты здесь встречаются редко. Они обнаруживаются в основном во внутренних частях тектонических блоков в связи с немногочисленными телами материнских гранитов, залегающих в области «пликативных» структур третьего и четвертого порядка. Так, повышенное количество продуктивных пегматитов отмечается в осевых частях северо-восточных и восточных купольных структур, где они локализованы преимущественно вдоль систем прототектонической трещиноватости, развитой в гранитах главной интрузивной фазы.

Для северной и северо-восточной приконтактных частей пегматитового поля характерны полевошпато-кварцевые и кварцевые типы пегматитов. Это обусловлено широким развитием пегматитовых гранитов второй генерации первого этапа жильной фазы, менее распространенных в других частях поля. Несмотря на широкое развитие пегматитов, в количественном отношении они значительно уступают пегматитам центральной части поля, пространственно совпадающей с прогибом «главного купола». Ореол максимального скопления их протягивается 5-километровой полосой согласно с прогибом в северо-западном направлении на расстоянии 15 км. Скопление пегматитовых тел настолько велико, что местами на 1 км² их приходится до 150. Такое обилие пегматитов объясняется наиболее благоприятной для их локализации геолого-структурной обстановкой, т. е. эта часть поля менее мобильна, чем предыдущая, так как она несколько удалена от северо-восточного контакта. Здесь слабее развит структурный «каркас» из гранитов фазы дополнительных интрузий, что способствовало свободному проникновению пегматитовых гранитов в области прогиба. В свою очередь, распределение этих гранитов по многочисленным пологим и крутопадающим системам прототектонической трещиноватости свидетельствует о растяжении пород области прогиба в коровой части интрузива. Наконец, в прогибе наиболее широко развиты «пликативные» и дизъюнктивные структуры от третьего до пятого порядка, являющиеся непосредственными локализаторами пегматитов.

В отличие от приконтактной части интрузива среди пегматитовых гранитов преобладает их первая генерация и соответствующий им кварц-полевошпатовый текстурно-парагенетический тип пегматитов. Эти граниты образуют в основном пластовые залежи пологоволнистого залегания.

Прогиб пегматитового поля включает преобладающее количество продуктивных пегматитов. Концентрируются они близ штоковых зон и в сводовых частях или на перегибах «пликативных» структур третьего и четвертого порядка, где контролируются системами мелкой прототектонической трещиноватости.

Таким образом, геолого-структурная обстановка северной и северо-восточной частей пегматитового поля отвечает условиям, необходимым для локализации пегматитов.

Иной характер и масштабы проявления пегматитов отмечаются в области развития Юго-Западной купольной структуры. По сравнению с соседними частями поля она более удалена от границ интрузива и особенно от его наиболее мобильного северо-восточного контакта. Структура характеризуется спокойным залеганием крыльев. Степень ее деформации незначительна, за исключением северо-восточного крыла, осложненного двумя штоковыми зонами, которые затухают на значительном расстоянии от ее свода. Пологие трещины, хотя и благоприятны для пегматитоносных гранитов первой генерации первого этапа жильной фазы, но пегматитов почти не содержат. В этой связи обращает на себя внимание миароловый характер структур гранитов, где крупные (0,5—1,5 см) миаролы несут черты микропегматитов: содержат кристаллы микроклина, кварца и флюорита. Образование подобных структур вызвано рассеиванием в материнской магме ее летучих компонентов, которые не могли мигрировать во вмещающие граниты и образовывать там пегматитовые концентрации. Действительно, с появлением пегматитов в телах материнских гранитов и вблизи них миароловые структуры обычно не образуются.

В Юго-Западной купольной структуре пегматитов очень мало. Локализованы они в основном в пластовых залежах материнских гранитов и редко встречаются среди гранитов главной фазы, где контролируются системами прототектонической трещиноватости.

В характеризуемом пегматитовом поле развиты три структурных типа пегматитов: сингенетические, субсингенетические и эпигенетические [1, 2, 3, 4, 5, 6]. Преобладающими из них являются последние два. Максимальные скопления субсингенетических и эпигенетических пегматитов обычно наблюдаются на перегибах «пликативных» структур третьего и четвертого порядка, т. е. на участках повышенной открытой трещиноватости.

Форма пегматитовых тел разнообразная: шлировая, линзовидная и пластовая для сингенетических пегматитов и типично жильная для эпигенетических. Она зависит от того, какие системы прототектонической трещиноватости их контролируют и в каком сочетании находятся эти трещины.

Продуктивные пегматиты встречаются в основном среди субсингенетических и эпигенетических пегматитов. Форма тел их геометрически приближается к прямоугольникам, ромбам, трапециям, имеющим прямые или ломаные контакты. Пегматитовые тела упрощенной формы практически бесперспективны. Установлено, что среди продуктивных пегматитов более распространены те из них, которые имеют объем камеры в 40—60 м³. В этом случае они подобны камерным пегматитам [5], но несут полезную минеральную нагрузку при условии, что их «вызревание» происходило в спокойной тектонической обстановке, т. е. без нарушения стенок камеры, особенно в их гидротермальную фазу становления.

ВЫВОДЫ

1. Из трех пегматитовых полей Каибского гранитного интрузива северо-восточное является наиболее крупным, насчитывающим несколько тысяч пегматитовых тел.

2. Насыщенность поля пегматитами обусловлена обильным внедрением пегматитоносных генераций гранитов первого этапа жильной фазы в связи с интенсивной деформацией гранитов главной фазы.

3. Неравномерное размещение гранитов первого этапа жильной фазы и их пегматитов в структурах поля объясняется неодинаковой степенью деформации гранитов главной интрузивной фазы, масштабами и пространственным взаимоотношением тектонических структур.

Наиболее благоприятным для скопления пегматитов является прогиб, заключенный между куполами второго порядка, осложненный «пликативными» структурами третьего и четвертого порядка.

4. Подавляющее количество пегматитов, в том числе и продуктивных, встречается среди субгенетических и эпигенетических, большая часть которых распределяется в гранитах главной интрузивной фазы.

5. Непосредственными локализаторами субгенетических и эпигенетических пегматитов являются системы открытой мелкой прототектонической трещиноватости, приуроченной преимущественно к перегибам «пликативных» структур третьего и четвертого порядка.

6. Форма тел продуктивных пегматитов приближается к прямоугольной, ромбовидной и трапецевидной, часто с ломаными и реже с прямыми контактами.

7. Подавляющее количество продуктивных пегматитов имеет объем камер 40—60 м³.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабасев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Тр. САИГИМС, вып. 1, 1960.
2. Власов К. Л. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
3. Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценке. «Разведка недр». 1952, № 1.
4. Ермаков Н. П. Генетические обоснования классификации месторождений пьезооптического кристаллосырья. Тр. ВНИИСИМС, т. II, вып. 1, 1968.
5. Ермаков Н. П. Происхождение пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИСИМС, т. I, вып. 1, 1957.
6. Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силикаты и кварцолиты Казахстана. Минералогия и генезис пегматитов. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1960.
7. Ивенсен Ю. П. Структурно-морфологические типы пегматитовых жил и условия их образования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3.

Всесоюзный научно-исследовательский институт синтеза минерального сырья

Я. Н. Соколов, А. В. Осинский

ХРУСТАЛЕНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ТЕЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Широкое развитие процессов пегматитообразования в гранитных интрузивах Северного Тянь-Шаня отмечается многими исследователями [1, 2, 3, 7, 12]. Среди разнообразных пегматитовых тел наиболее распространены хрусталеносные пегматиты и близкие им по составу хрусталеносные кварц-полевошпатовые жилы и жильные скарново-полевошпатово-кварцевые тела. В Северной (каледонской) структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня они встречаются главным образом в гранитах силурийско-девонского возраста и «наложенных» на эту зону верхнепалеозойских гранитах, а в Средней, или Чаткало-Нарынской, варисской зоне, — в гранитах верхнепалеозойского возраста, связанных с предпермской фазой тектогенеза.

Строение интрузивных комплексов силурийско-девонского возраста Северной зоны Тянь-Шаня определяется проявлением трех крупных интрузивных фаз (четвертая — фаза малых интрузий — состоит из серии самостоятельных мелких инъекций) [7]. Состав пород интрузивного комплекса закономерно изменяется от наиболее основно-

го для первой интрузивной фазы до наиболее кислого или щелочного — для третьей интрузивной фазы. Малые интрузии сложены пестрыми по составу породами. Близки по строению и составу этим комплексам и верхнепалеозойские интрузивные комплексы Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны.

Во всех известных случаях хрусталеносные пегматиты и кварц-полевошпатовые жилы пространственно связаны с поздней фазой интрузивных комплексов, представленной гранитами. Граниты этой фазы образуют или крупные купольные тела в антиклинальных структурах, или различные по форме трещинные интрузивы, хонолитовые тела и штоки малых и средних размеров.

Несмотря на различия в возрасте указанных гранитов, те из них, которые содержат значительные количества хрусталеносных пегматитов, весьма сходны по условиям образования, внешнему облику и петрохимическому составу. Как правило, образованные этими гранитами интрузивы формировались в гипабиссальных условиях. Граниты-лейкократовые, чаще порфировидные, состоят в основном из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Из темноцветных минералов в незначительных количествах присутствует биотит, реже — роговая обманка, из акцессорных — ортит, сфен, апатит, рутил, анатаз, ильменит и флюорит. По химическому составу граниты характеризуются повышенным содержанием кремнезема и нередко щелочей с преобладанием калия над натрием.

Среди гранитоидов, содержащих кварц-полевошпатовые жильные тела, выделяются также породы несколько повышенной основности, возникшие в результате ассимиляции гранитной магмой известняков. Это граниты с повышенным содержанием плагиоклазов, кальция и магния и пониженным содержанием кремнезема и щелочей, а также адамеллиты и гранодиориты.

Намечается следующий генетический ряд пегматитов и кварц-полевошпатовых жильных тел.

Пегматиты кристаллизации: а) шширообразные сингенетичные с вмещающими их гранитами пегматиты, образованные из обогащенных легколетучими остаточных расплавов и растворов, обособившихся на месте кристаллизующейся гранитной магмы; б) жильные пегматиты и аплит-пегматиты, эпигенетичные по отношению к гранитам, образованные в трещинах из перемещенного, обогащенного легколетучими расплавами.

Пегматиты перекристаллизации: жилообразные и неправильной формы тела, образовавшиеся в результате перекристаллизации аплитов и гранитов под воздействием высокотемпературных газовых растворов.

Кварц-полевошпатовые и скарново-кварц-полевошпатовые метасоматические тела: жилообразные, линзообразные и неправильной формы тела, приуроченные к крутопадающим зонам трещиноватости; образовались в результате метасоматической переработки гранитов под воздействием газовых и гидротермальных растворов.

Принципиальная схема размещения пегматитов и кварц-полевошпатовых тел в интрузиях и их главные особенности приведены на рис. 1 и в таблице.

Шширообразные хрусталеносные пегматиты. Образование их в гранитах тесно связано с начальными этапами затвердевания гранитной магмы, что, по-видимому, обусловлено интенсивным выделением из гранитной магмы в эти периоды легколетучих и преимущественным скоплением их в верхней и приконтактной зонах магматического резервуара, под экраном кровли и коры плутона, обычно выработанной зоной мелко- и среднезернистых лейкократовых гранитов, а

Особенности размещения, строения, морфологии и генезиса хрусталеносных пегматитов и кварц полевошпатовых тел северной части Тянь-Шаня

Особенности размещения, строения и генезиса	Генетические типы хрустальных образований	Пегматиты кристаллизации		Пегматиты перекристаллизации	Метасоматические кварц-полевошпатовые тела	
	Широообразные пегматиты	Жильные пегматиты и аплит-пегматиты			Кварц-полевошпатовые, скарново-полевошпато-кварцевые жильные тела	
Характер размещения		Преимущественно в апикальных и эндоконтактных зонах гипабиссальных гранитных интрузивов силурийско-девонского и верхнепалеозойского возраста, характеризующихся пологими сводами				
		Часто также во вмещающих породах зоны экзоконтакта			В крутопадающих зонах повышенной трещиноватости, главным образом в верхних частях таких зон	
Вмещающие породы		Главным образом лейкократовые биотитовые порфириовидные граниты нередко с повышенным содержанием щелочей и кремнезема				
		Наиболее благоприятны граниты относительно слабоми трещиноватые с крупной матлацевидной отдельностью	Обычно граниты с развитыми крутопадающими трещинами	Чаше дайки и жилы аплитов, реже — гранит	Приконтактные контаминированные породы-граниты с повышенным содержанием Са и пониженным содержанием щелочей, гранодиориты.	
Основные породообразующие минералы		Калиевый полевой шпат, кварц, кислый плагиоклаз, биотит			Калиевый полевой шпат, кварц, актинолит, альбит-олигоклаз. В скарново-полевошпато-кварцевых породах, кроме того, гранат, пироксен, полевые шпаты, кварц.	
Морфология тел		В большинстве случаев близкие к изометрическим, грушевидные, линзовидные и другие формы	Плитообразные, линзовидные, четковидные жильные тела	Тела неправильной формы	Тела с формой, близкой к сферической, линзы, тела неправильных форм, жильные зоны гнипа штокверков	

Особенности размещения, строения и генезиса	Генетические типы хрусталеносных образований	Пегматиты кристаллизации		Пегматиты перекристаллизации	Метасоматические кварц-полевошпатовые тела Кварц-полевошпатовые, скварново-полевошпато-кварцевые жильные тела
		Шлирообразные пегматиты	Жильные пегматиты и аплит-пегматиты		
Строение тел		Симметрично и асимметрично-зональные, чаще с внутренней зоной блокового пегматита, реже — с кварцевым ядром (осью)		Незональные и зональные с крупнозернистой полевошпатовой и кварц-полевошпатовой породой иногда с кварцевыми обособлениями во внутренних частях	Симметрично-зональные с внутренней зоной шестоватого кварца
Количество полостей		Преимущественно однополостные	Хрусталеносные полости не типичны		Одно- и многополостные
Положение полостей		В центральных зонах пегматитовых тел — главным образом в пегматите блоковой структуры и в нижней части кварцевого ядра и под ним	Иногда небольшие полости в центральных зонах пегматоидной и блоковой структуры, в кварцевой осевой	Иногда плохо развитые мелкие занорыши в крупнозернистой кварц-полевошпатовой породе, в кварцевых обособлениях	Преимущественно в центральных частях внутренней кварцевой зоны, реже — в полевошпатовой и кварц-полевошпатовой зонах
Наиболее распространенные минералы полостей		Кварц сотовый, морюн, дымчатый, бесцветный амелит, микроклин, альбит, серицит, хлорит, кальцит, олюорит	Полевой шпат, кварц сотовый, морюн, дымчатый, бесцветный	Полевой шпат, кварц белый, дымчатый и бесцветный	Кварц дымчатый и бесцветный, гематит, серицит, актинолит, кальцит, хлорит
Генетические типы полостей		1. Остаточные полости обычно с интенсивно проявленными процессами автометасоматоза в прилегающих к полостям частях пегматита	1. Остаточные полости со слабо проявленными процессами автометасоматоза	Полости растворения и перекристаллизации гранитов	Полости растворения при метасоматической переработке вмещающих пород

	2. Полости растворения и метасоматической переработки пегматита восходящими послеприфузивными растворами 3. Полости смешанного типа	2. Реже — полости растворения и метасоматической переработки пегматита восходящими послеприфузивными растворами		
Взаимоотношения с вмещающими гранитами и их жильными дериватами	Часто постепенные контакты с гранитами. Секутся жилами и дайками аплитов, высокотемпературными кварцевыми жилами, лампрофирами	Резкие контакты с вмещающими гранитами и другими породами. Секутся относительно более поздними жилами, дают апофизы кварцевого состава, секутся лампрофирами	Развиваются по аплитам, гранитам	Захватывают при своем образовании как шширообразные и жильные пегматиты, так и дайки и жилы аплитов
Генетические особенности тел	Образованы из остаточных расплавов-растворов, богатых легколетучими, на местной начальной локализации непосредственно под фронтом кристаллизации гранитной магмы	Образованы из перемещенных по трещинам остаточных расплавов-растворов, обогащенных летучими	Образованы в результате перекристаллизации и частичного метасоматоза аплитов, аплитовидных гранитов, реже — гранитов под влиянием газовых растворов, отщепленных от пегматитового расплава	Образованы в результате Na—Ca — K- метасоматоза гранитонидных пород восходящими пневматолитовыми и гидротермальными послеприфузивными растворами

также под выступами боковых пород (рис. 1). Изучение Кенкольского, Майдантальского, Калбинского, Суссамырского и некоторых других пегматитоносных интрузивов показало, что в более глубоких и значительно удаленных от контактов зонах гранитных интрузивов, в равнозернистых гранитах более поздних периодов затвердевания гранитной магмы, количество пегматитов снижается. Снижается также и степень хрусталеносности последних в связи с уменьшением в них величины хрусталеносных полостей. Относительно развиты здесь бесполостные или бескамерные (по Н. П. Ермакову) пегматиты.



Рис. 1. Принципиальная схема размещения хрусталеносных пегматитов и кварц-полевошпатовых тел в интрузивах гранитоидов северной части Тянь-Шаня:
1 — осадочные и метаморфические породы; 2 — кварцевые диориты, гранодиориты и другие породы первой и второй фаз интрузивных комплексов; 3 — лейкократовые граниты третьей фазы интрузивных комплексов; 4 — мелко- и среднезернистые приконтактные граниты начального этапа затвердевания гранитного интрузива; 5 — скарны; 6 — шширообразные пегматиты; 7 — жильные пегматиты; 8 — жилы аплита и мелкозернистого гранита; 9 — дайки лампрофиров; 10 — гидротермально измененные граниты крутопадающих зон повышенной трещиноватости; 11 — кварц-полевошпатовые тела; а) олигоклаз-андезиновые; б) кварц-микроклиновые; в) скарново-полевошпато-кварцевые; 12 — типы контактов: а) постепенные; б) интрузивные; в) тектонические (сбросы)

Сингенетичность хрусталеносных шширообразующих пегматитов с вмещающими их гранитами определяется рядом факторов, главнейшими из которых являются:

1. Сходство минерального состава пегматитов и гранитов и, в том числе, аксессуарных минералов.
2. Постепенные взаимопереходы между пегматитами и гранитами через зоны ортотектитовой и графической структур без каких-либо следов перекристаллизации гранитов.
3. Отсутствие связи залегания пегматитов с какими-либо трещинами, за исключением апофиз, отходящих от некоторых шширообразных тел по небольшим трещинам, возникшим в период формирования пегматитового тела (субгенетические пегматиты, по классификации К. Л. Бабаева).
4. Подчиненность размещения шширообразных пегматитов линейным структурам кристаллизации (становления) гранитного массива, в частности зонам «послойного» затвердевания магматического очага, и общей ориентировке шшировых тел мелкозернистых фацциальных разновидностей гранитов, согласованность в размещении шширообразных пегматитов с общим направлением сводовых контракционных трещин, отражающих внешние конфигурации гранитных массивов.
5. Наблюдаемые случаи сечения пегматитов дайками аплитов, производных той же гранитной магмы.
6. Сечение пегматитов высокотемпературными кварцевыми жилами и дайками лампрофиров.

Для пегматитов северной части Тянь-Шаня характерны небольшие размеры, а иногда и значительные скопления их в пределах отдельных пегматитовых полей. Кристаллы кварца из этих пегматитовых тел содержат большое количество внутри- и послеминерализационных дефектов.

По мнению авторов, подобные особенности являются следствием беспокойных тектонических условий становления (затвердевания) гранитных массивов описываемой территории, главным образом в период формирования присводовых частей интрузивов, когда образовывалась основная масса пегматитов.

Интенсивные тектонические напряжения и вызываемые ими деформации в затвердевших зонах плутонов определяли возникновение многочисленных, но мелких разобщенных очажков расплава, насыщенного легколетучими. Возникновение контракционных трещин в гранитах вместе с продолжающимися тектоническими деформациями часто нарушали спокойный процесс кристаллизации пегматитообразующих растворов и приводили к инъекциям его по трещинам. В этих условиях нарушался и нормальный рост кристаллов кварца в остаточных полостях.

Широкое развитие крупных хрусталеносных шширообразных пегматитов с кондиционными кристаллами кварца могло происходить в тех случаях, когда гранитные интрузивы формировались в условиях умеренных тектонических напряжений, что обеспечивало образование по фронту кристаллизации достаточно крупных «ловушек» для скопления легколетучих и возникновения очагов пегматитового расплава.

В общем следует отметить, что при оценке перспектив той или иной складчатой зоны на хрусталеносные шширообразные пегматиты прежде всего необходимо установить характер тектонической активности этих зон, особенно в период становления гранитных плутонов. Следует полагать, что гранитные интрузивы, синхронные главным фазам складчатости, формировавшиеся при интенсивных тектонических напряжениях, в целом являются менее перспективными на хрусталеносные пегматиты, чем гранитные массивы интрузивных комплексов более поздних тектоно-магматических фаз, и в том числе граниты, «наложенные» на складчатые зоны более ранней консолидации.

На интенсивность пегматитообразования влияет степень ассимиляции вмещающих пород гранитной магмой и характер контаминации последней. Установлено [1], что пегматиты более развиты в интрузивах, контаминированных алюмосиликатным материалом, и менее — в интрузивах с карбонатной контаминацией. В этом отношении весьма показателен Сусингенский однофазовый гранитный интрузив, прорывающий известняки карбона и имеющий довольно мощную периферическую зону контаминированных пород — адамеллиты, гранодиориты, тоналиты [4]. Несмотря на целый ряд благоприятных факторов, казалось бы определяющих возможность обнаружения в нем большого количества пегматитов, а именно гранитный состав большей части интрузива, пологий свод и пологие контакты с вмещающими породами, неглубокий эрозионный срез и др., пегматиты развиты в интрузиве очень слабо и не содержат крупных хрусталеносных полостей. В то же время Кенкольский позднекаледонский гранитный интрузив в Киргизском хребте, прорывающий значительной своей частью силикатные породы, содержит большое количество хрусталеносных пегматитов. Характерно, что и другие гранитные интрузивы с большим количеством крупных хрусталеносных пегматитов, известные, например, в Казахстане и на Украине, также прорывают главным образом алюмосиликатные породы и не имеют следов карбонатной контаминации.

Таким образом, на примере гранитных интрузивов северной части Тянь-Шаня устанавливается зависимость масштаба образования хрусталеносных пегматитов от состава пород, вмещающих этот интрузив, и особенно от степени ассимиляции магмой известняков. Этот вывод согласуется с утверждением К. Л. Бабаева [3], что «... ассимиляция известняков препятствует пегматитовой специализации магмы». Объяснение этому мы находим, по-видимому, в повышенной основности гра-

нитной магмы при ассимиляции ею известняков и соответственно в уменьшении возможности образования в ней богатых кремнеземом и щелочами пегматитообразующих расплавов.

Широкообразные хрусталеносные пегматиты северной части Тянь-Шаня в большинстве своем относятся к миароловым образованиям. Они характеризуются постепенными контактами с гранитами, полной или неполной симметричной зональностью и наличием в центральной зоне остаточной хрусталеносной полости (рис. 2, в—ж).

Отношение объема, занимаемого полостью, к объему пегматитового тела в различных телах неодинаково и варьирует в широких пределах. Более крупные полости встречаются в пегматитах, в которых развиты преимущественно зоны пегматоидной и блоковой структуры.

Во всех случаях кристаллы кварца и полевого шпата остаточных полостей являются продолжениями кристаллических индивидов этих минералов той структурной зоны, которая ограничивает хрусталеносную полость. Рост внешних зон кристаллов кварца в таких полостях происходил в результате резко проявленного пневматолитового и гидротермального метасоматоза и связанного с ним выщелачивания пегматита главным образом в области, окружающей нижнюю часть хрусталеносной полости [12]. Метасоматической переработке подвергались преимущественно зоны пегматита мелкозернистой структуры (аплита и графического пегматита) с образованием за счет первичных полевых шпатов альбита (клевеландита) и серицита, а в остаточных полостях — кристаллов прозрачного кварца, флюорита, кальцита и других минералов.

Пегматитовые жилы часто бывают обнажены в крутых скалистых склонах и трещинных зонах, которые могут рассматриваться как пути проникновения термальных растворов; вблизи эти тела не отмечаются. Поступление некоторого количества таких растворов, по-видимому, допустимо лишь за счет проникновения их по порам гранитов.

Таким образом, фиксируемая локализация явлений метасоматоза вблизи остаточных полостей позволяет предполагать, что последний протекал главным образом благодаря деятельности остаточных от собственно пегматитового процесса растворов. Это положение подтверждается и результатами химических анализов водных вытяжек из кварца зоны блокового пегматита и из кварцевого ядра. Анализы показали, что пегматитообразующие растворы были обогащены натрием и в меньшей мере — калием и кальцием в составе главным образом хлоридов [9].

Эти данные вполне согласуются с существенно натриевой спецификой последующих метасоматических изменений первичных минералов пегматитов. Важным следует считать и факт наибольшего развития такого метасоматоза в пегматитах с остаточными полостями и непосредственно вокруг этих полостей. Сказанное дает основание предполагать, что полости после образования пегматитов заполнялись остаточными растворами. Судя по существенно газовому составу включений в более ранних и существенно жидкому составу — в более поздних кристаллах кварца и в других минералах друзового выполнения [9, 11], данные растворы, имея химический состав, близкий к ранее отмеченному, трансформировались во времени из газовых в водно-жидкие.

Эти наблюдения и предположения соответствуют идеям [2, 3, 5, 6, 11], согласно которым образование занорышевых или камерных (по Н. П. Ермакову) пегматитов происходило из остаточных расплавов, наиболее сильно обогащенных легколетучими. В рассматриваемых нами случаях последние, по-видимому, были представлены главным образом парами воды и согласно анализам газового состава включений раст-

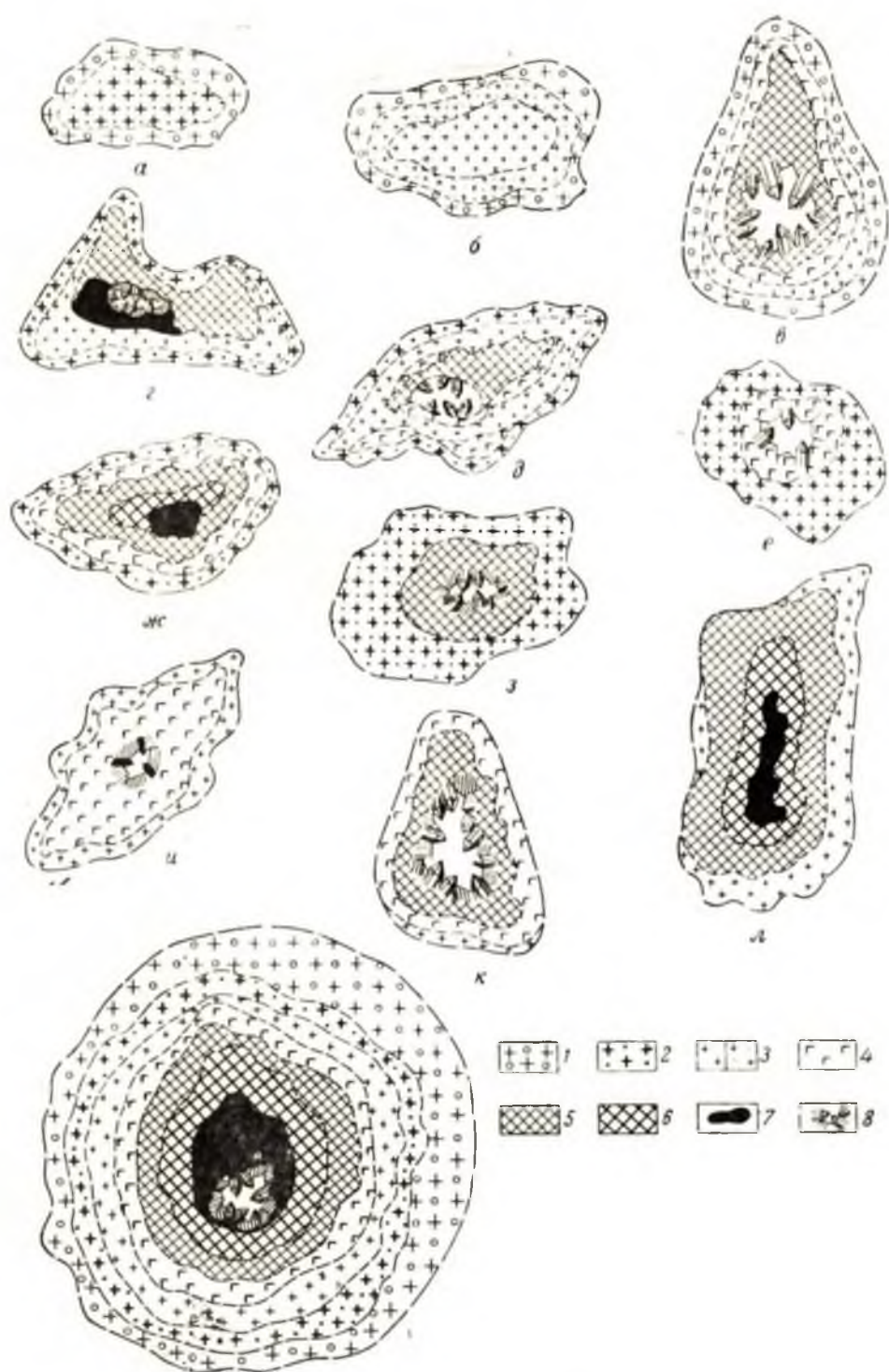


Рис. 2. Структурные типы широкообразных пегматитов хрусталеносных полей и зон в гранитных интрузивах северной части Тянь-Шаня:

Неполнзональные пегматиты: а, б, в, — пегматиты с внешней зоной ортотектитовой структуры; г, д, е, ж, з — пегматиты с внешней зоной мелкозернистого гранита, сильно обогащенного биотитом; и—к — пегматиты с внешней аллитовой зоной; л — пегматит с внешней зоной графической структуры. м — принципиальная схема строения полнозонального пегматитового тела. 1 — пегматит ортотектитовой структуры; 2 — мелкозернистый гранит, сильно обогащенный биотитом; 3 — аллит; 4 — пегматит графической структуры; 5 — пегматит пегматонидной структуры; 6 — пегматит блоковой структуры; 7 — массивный кварц; 8 — полости с кристаллами кварца, полевых шпатов, флюорита, кальцита и других минералов

воров в пегматитах Майдантала [9] — углекислым газом, метаном, аргоном, гелием и азотом.

После кристаллизации расплава с полным количеством алюмосиликатных компонентов происходило частичное выполнение кварцем и полевыми шпатами первоначально занимаемого расплавом объема с образованием остаточной полости. Очевидно, следует допустить возможность увеличения объема полости за счет частичного выхода из очага пегматитообразующего расплава по трещинам.

Таким образом, изучение тяньшанских миароловых пегматитов позволяет сделать вывод, что в конце их формирования (при кристаллизации друзового выполнения остаточных полостей) в результате деятельности остаточных газовых и термальных водных растворов может происходить натриевый метасоматоз и растворение первичных минералов пегматита.

По данным химического анализа водных вытяжек из кварца пегматитов Кенкольского и Майдантальского гранитных массивов, остаточные растворы содержат Ca, Ba, Li, Sr, F, HCO_3 и другие компоненты, что и определило образование в полостях отдельных пегматитов, кроме кристаллов кварца и альбита, нередко крупных кристаллов исландского шпата (Кенкольский массив), прозрачного барита (Майдантальский массив), флюорита и других минералов [9, 11].

Нами описаны наиболее распространенные в северной части Тяньшаня хрусталеносные пегматиты, образование которых по типу замкнутых систем не вызывает сомнений. Тем не менее ряд примеров показывает, что в отдельных случаях такие пегматиты претерпевали значительные изменения под воздействием более поздних пневматолитовых и гидротермальных растворов, проникавших в области скопления пегматитов по крутопадающим трещинным зонам. Весьма характерными в этом отношении являются зоны повышенной трещиноватости, прослеживаемые в областях скопления широкообразных хрусталеносных пегматитов (Майдантальский и некоторые другие интрузивы). С этими зонами пространственно и генетически связаны многочисленные кварц-полевошпатовые хрусталеносные жилы, образованные в результате сложного Na-Ca-K-метасоматоза, обусловившего растворение и интенсивную десиликацию гранитов и сегрегацию высвобождавшегося кремнезема. Ведущими процессами при этом были: плагиоклазизация и калишпатизация гранитов, образование серицита, актинолита и нередко карбонатов, а в приконтактовых зонах с известняковыми породами — также скарнирование гранитоидов.

Аналогичной метасоматической переработке подвергались и широкообразные пегматиты. В остаточных хрусталеносных полостях эти пегматиты увеличивались размеры кристаллов кварца, а за счет кремнезема, высвобождавшегося при метасоматозе, зарождались новые. Скопление растворов в трещиноватых блоках под экраном кварцевых ядер в первоначально бесполостных пегматитах приводило к явлениям местного растворения, перекристаллизации полевых шпатов и кварца и к образованию вторичных хрусталеносных полостей. Кристаллы кварца в таких полостях, как и в полостях кварц-полевошпатовых тел, обычно менее дефектны, чем кристаллы из остаточных полостей пегматитов, что объясняется относительно более стабильными физико-химическими условиями их кристаллизации. Таким образом, широкообразные пегматиты в природе встречаются как с первичными, так и вторичными хрусталеносными полостями.

Жильные пегматиты развиты преимущественно в тех же периферических зонах гранитных plutонов, что и широкообразные пегматиты. Наибольшие скопления их обнаруживаются в трещиноватых гранитоидах коры plutонов и в экзоконтактных зонах последних (см. рис. 1).

Для жильных пегматитов характерна четко выраженная приуроченность их к контракционным и тектоническим трещинам, резкие контакты с гранитами, сходство минерального состава и структур пегматитов с минеральным составом и структурами шширообразных пегматитов и сечение их дайками аплитов и лампрофиров. Все это позволяет предполагать, что жильные пегматиты, так же как и шширообразные, сформировались в результате кристаллизации пегматитового расплава, инъецированного по трещинам.

Пегматиты этой группы, как правило, не содержат хрусталеносных полостей, что можно объяснить потерей пегматитовым расплавом при его перемещении значительной части летучих компонентов. Лишь в центральных зонах некоторых из них (в раздувах) встречаются небольшие остаточные полости с кристаллами полевых шпатов и замутненными, чаще плохо развитыми кристаллами кварца (рис. 3).

На рис. 3 видно, что естественным продолжением некоторых пегматитовых жил являются жилы массивного высокотемпературного безрудного кварца, соответствующие кварцевым обособлениям центральной зоны пегматитов. Многочисленны также случаи перехода шширообразных пегматитов в жильные и последних в жилы аплитов. Все эти взаимопереходы указывают на генетическое родство и близость во времени формирования шширообразных и жильных пегматитов, жил аплитов и аплитопегматитов и определенной группы высокотемпературных безрудных кварцевых жил.

Пегматиты перекристаллизации. К данной группе пегматитов относятся многочисленные щелочнополевошпато-кварцевые, чаще существенно микроклиновые тела, развивающиеся главным образом по аплитам и аплитовидным мелкозернистым гранитам. Реже они образуются непосредственно в крупнозернистых гранитах. Области их распространения совпадают с зонами локализации шширообразных и жильных пегматитов, но они обычно развиваются в локальных блоках мелкой трещиноватости.

При общем сходстве минерального состава и структур полевошпато-кварцевых образований с шширообразными и жильными пегматитами отмечается и их своеобразие. Для большинства пегматитов перекристаллизации графическая структура и хрусталеносные полости не типичны. Чаще они сложены агрегатом порфиروبластических кристаллов кварца и полевого шпата (главным образом микроклина), нередко содержащих реликты вмещающей породы или отдельные корродированные зерна минералов этой породы. Выделяются также зональные

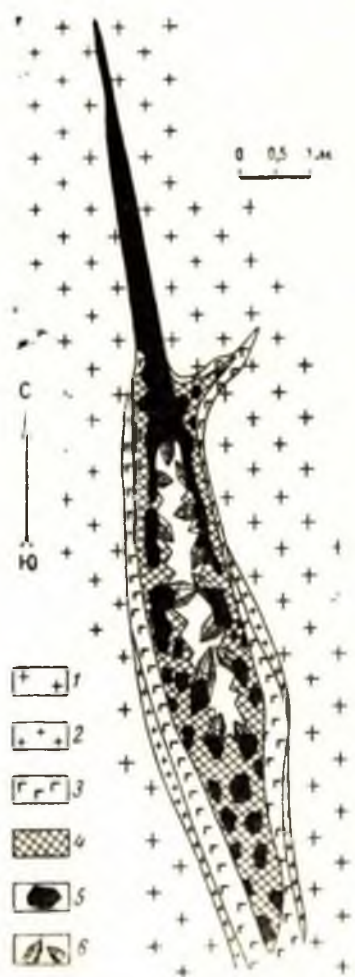


Рис. 3. Хрусталеносная пегматитовая жила, переходящая в кварцевую жилу (Суссамирский интрузив, Киргизский хребет):

1 — гранит; 2 — аплит; 3 — пегматит графической структуры; 4 — полевой шпат; 5 — массивный кварц; 6 — кристаллы кварца

тела с внешней зоной кварц-полевошпатового состава типа ортотектита, которая постепенно сменяется агрегатом крупнокристаллического полевого шпата (преимущественно микроклина) нередко с порфиروбластическими ограненными кристаллами кварца. Лишь в некоторых телах выделяется центральная кварцевая зона с мелкими занорышами, выполненными друзами дымчатых кристаллов кварца.

Как нами установлено, в зернах, содержащихся в пегматитах перекристаллизации и кристаллах кварца, отмечаются газовые и существенно-газовые первичные и мнимовторичные включения. Подобный состав включений и общее ограниченное развитие пегматитов перекристаллизации при тесной пространственной связи их с широкообразными и жильными пегматитами дает возможность предполагать, что данные тела возникли в результате активного воздействия на граниты и аплиты газовых растворов, обогащенных калием, отделившихся от пегматитового расплава.

Кварц-полевошпатовые тела. Хрусталеносные кварц-полевошпатовые тела известны в ряде гранитных массивов Северного Тянь-Шаня. Они представляют собой зональные метасоматические образования. Внешние зоны подобных тел сложены калиевым полевым шпатом, внутренние — кварцем. К этой же генетической группе мы относим кварц-полевошпатовые хрусталеносные тела, пространственно и генетически связанные с апогранитными пироксен-гранатовыми скарнами. Подобные образования выделяются нами как скарново-полевошпато-кварцевые хрусталеносные тела.

Кварц-полевошпатовые хрусталеносные тела, так же как и хрусталеносные пегматиты, связаны обычно с гранитами главной интрузивной фазы. В отличие от пегматитов они имеют четкую приуроченность к крутопадающим зонам повышенной мелкой трещиноватости контракционного и тектонического происхождения, имеющим иногда значительную протяженность — сотни, реже тысячи метров. Направление этих зон в большинстве случаев совпадает с направлением наиболее развитых в гранитах трещин отдельности. Образование хрусталеносных кварц-полевошпатовых тел в таких зонах связано с интенсивной метасоматической переработкой гранитов в узлах наибольшей концентрации трещин. Особенно широко и ярко этот процесс проявляется в гранитондах Майдантальского и Сусингенского интрузивов. При этом в зонах трещиноватости Майдантальского интрузива четко фиксируется вертикальная зональность в размещении полевошпатовых, кварц-полевошпатовых, а также скарново-полевошпато-кварцевых метасоматитов.

В верхних и средних частях этих зон вблизи карбонатной кровли интрузивов располагаются тела плагиоклаз-пироксенового состава. Непосредственно по ним, а также по гранитам развиты крупные тела пироксен-гранатовых скарнов и связанных с ними скарново-полевошпато-кварцевых тел. Ниже, в интервале 500—800 м от кровли интрузива, залегают хрусталеносные кварц-полевошпатовые тела, образующиеся как по гранитам, так и по плагиоклаз-пироксеновым метасоматитам, расположенным ниже зоны скарнирования. В более глубоких частях зоны наблюдаются крупные блоки микроклинитов, в которых кварцевые обособления, аналогичные кварцевым ядрам в кварц-полевошпатовых телах, отсутствуют.

Для большинства кварц-полевошпатовых тел общими чертами являются ясно выраженная симметричная зональность и существенно кварц-микроклиновый состав. Среди этой группы кварц-полевошпатовых пород выделяются тела, по форме близкие к сферическим и линзовидным, а также тела неправильных очертаний типа штокверков. Наиболее распространены тела, имеющие форму, близкую к сферической. Они часто изолированы друг от друга, тогда как тела более

сложной морфологии обычно соединяются между собой прожилками или зонами измененных гранитов. В совокупности кварц-полевошпатовые тела, приурочиваясь к зонам повышенной мелкой трещиноватости в гранитах, образуют хорошо выраженные хрусталеносные жильные зоны.

Строение наиболее крупных и более хрусталеносных кварц-полевошпатовых тел, образовавшихся непосредственно по гранитам, характеризуется следующими особенностями. Внешняя зона их представлена измененным гранитом, в котором плагиоклазы интенсивно серицитизированы, калиевые шпаты пелитизированы и в значительной степени замещены кварцем, биотит и роговая обманка хлоритизированы. Степень подобного изменения породообразующих минералов гранитов усиливается в направлении от периферии зоны внутрь кварц-полевошпатового тела. Следующая, обычно наиболее мощная зона, образована мелко- и крупнозернистой породой, сложенной калиевым полевым шпатом. В этой породе встречаются реликты замещаемых калиевым полевым шпатом породообразующих минералов гранитов. Во многих телах калиевый полевой шпат внутренней части зоны сильно альбитизирован, в результате нередко выделяются зоны почти сплошного альбита. Полевошпатовая зона сменяется зоной кварца мелкозернистой, крупнозернистой и шестоватой структуры с приуроченными к ней хрусталеносными полостями.

На границе кварцевой и полевошпатовой зон наблюдаются отчетливые следы замещения полевых шпатов кварцем, а в некоторых телах и крупнокристаллическим пироксеном, а также актинолитом с образованием промежуточной зоны актинолитового или полевошпат-пироксен-актинолитового состава.

В случае образования кварц-полевошпатовых тел по плагиоклаз-пироксеновым метасоматитам они имеют то же строение, но в полевошпатовой зоне сохраняются реликты этой породы с пироксеном, почти полностью замещенным актинолитом и кальцитом.

В кварц-полевошпатовых телах сильно проявлены наложенные процессы альбитизации, серицитизации и хлоритизации. Эти процессы развивались и во вмещающих гранитах, в результате чего в последних образовались самостоятельные зональные кварц-альбитовые тела, а также блоки и зоны серицит-хлоритового состава с новообразованным кварцем и карбонатами. В кварц-полевошпатовых телах эти процессы развивались главным образом в полевошпатовой зоне под экраном кварцевого ядра, где образовывались своеобразные кварц-серицитовые «подушки».

Особенности строения хрусталеносных скарново-полевошпато-кварцевых тел показывают, что формирование этих тел было связано с процессом образования пироксен-гранатовых эндоскарнов в зонах повышенной трещиноватости гранитоидов, вблизи контактов последних с карбонатными породами. Скарны возникали в несколько стадий за счет гранитоидов и полевошпатовых зон формирующихся хрусталеносных тел. В полнозональных телах внешняя их зона представлена околоскарновой актинолит-полевошпатовой (олигоклазовой или олигоклаз-андезиновой) породой, образованной за счет гранитоидов или более ранней метасоматической породы плагиоклаз-пироксенового состава. Далее (внутри тел) идет мощная зона раннего мелкозернистого пироксен-гранатового скарна с изотропным гранатомgrossуляр-андрадитового ряда. Этот скарн почти всегда несет следы интенсивной и неоднократной перекристаллизации. Затем выделяются полевошпатовая (кальцишпатовая) или кварц-полевошпатовая породы, замещающие ранний кварц. Центральная зона нередко (с включением полевых шпатов, актинолита и иногда граната) сложена шестоватым кварцем (рис. 4). Во многих жилах в полевошпатовой и кварц-полевошпатовой зонах

вблизи контакта их с кварцевой зоной фиксируются четкие следы интенсивного выщелачивания полевого шпата и замещение его шестоватым кварцем, что определяло разрастание кварцевой зоны.

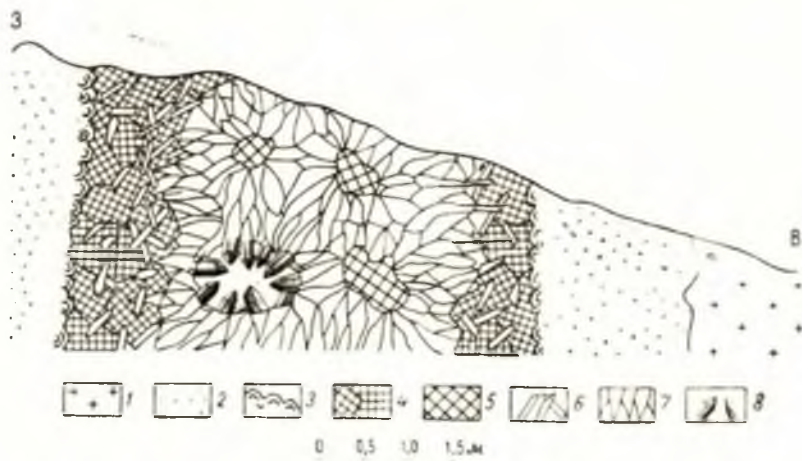


Рис. 4. Скарново-полевошпато-кварцевое тело (Сусингенский интрузив):

- 1 — гранодиорит; 2 — гранатовый скарн; 3 — друза кристаллов граната;
4 — полевой шпат мелкозернистый; 5 — полевой шпат крупнозернистый;
6 — зерна и кристаллы белого кварца; 7 — крупношестоватый кварц; 8 — кристаллы кварца

В наиболее сложно построенных телах формирование полевошпатовой и кварц-полевошпатовой зон неоднократно прерывалось процессом альбитизации полевых шпатов и замещением их крупнозернистым зонально-анизотропным гранатом. В результате этого в описываемых телах образовались дополнительные скарновые (гранатовые) зоны различной мощности со следами последующего замещения их полевым шпатом и кварцем, что сопровождалось выделением гематита.

Общий ход формирования скарново-полевошпатовых тел в конечные стадии характеризовался постепенным затуханием процессов скарнообразования и калишпатизации и усилением процессов альбитизации. В некоторых скарново-полевошпато-кварцевых телах заключительная стадия этого процесса имела резко выраженный наложенный характер. Процесс сопровождался растворением кварца и полевых шпатов на участках их дробления, серицитизацией и хлоритизацией полевошпатовых зон и вмещающих гранитоидов, новообразованием кварца и карбонатов.

Многие жильные тела скарново-полевошпато-кварцевых жильных зон характеризуются неполной зональностью; встречаются жилы, соответствующие по составу какой-либо одной минеральной зоне, которые метасоматически развивались как по гранитоидам, так и по зональным телам относительно ранних стадий образования. Формирование таких жильных тел связано с возникновением внутриминерализационных трещин и синхронным развитием отдельных стадий общего сложного метасоматического процесса.

Хрусталеносные полости в кварц-полевошпатовых и скарново-полевошпато-кварцевых телах приурочиваются к внутренней центральной зоне кварцевого и реже кварц-полевошпатового состава. В крупных телах встречаются полости размером до 2—3 м³.

Кристаллы горного хрусталя структурно и генетически тесно связаны с жильным кварцем и являются продолжением шестоватых индивидов последнего. Внешние зоны кристаллов и многие кристаллы нового зарождения являются продуктами более поздней кристаллизации

за счет кварца, высвобождавшегося в связи с наложением на жильные тела и граниты процессов выщелачивания, альбитизации, серицитизации и хлоритизации. Характерными включениями в кристаллах горного хрусталя ранней генерации являются гранаты и особенно актинолит, в кристаллах поздней генерации — серицит, кальцит и гематит.

Широкое распространение и наибольший практический интерес имеют обелисковидные кристаллы кварца (первая генерация), образование которых, согласно проведенным нами термометрическим исследованиям включений растворов, происходило при температуре 460—280°C из газовых, а затем из гидротермальных растворов (Майдантальский интрузив). Для кристаллов из Сусингенских скарново-полевошпатовых тел этот интервал соответствует 600—360°C. Причем, судя по большому содержанию во включениях твердой фазы (до 60—70% главным образом галита и сильвина ?) и гомогенизации их в жидкую фазу, кристаллизация шла из растворов, пересыщенных хлоридами щелочей. Температурный интервал образования призматической генерации кварца определяется в 100—360°C. Кристаллизация протекала из гидротермальных растворов.

Установлено, что кристаллы кварца, образованные из газовых и гидротермальных растворов с небольшой концентрацией солей, менее дефектны, чем те из них, которые образовались из сильно концентрированных растворов.

Характер позиции размещения, а также морфологические и структурные особенности кварц-полевошпатовых и скарново-полевошпато-кварцевых тел позволяют предполагать, что формирование их шло в мелкотрещиноватых и пористых средах при слабом движении и даже определенном застое растворов [10]. Движение газов и жидкостей в подобных средах приводит к образованию локальных участков увлажнения или промачивания пород, в пределах которых создаются благоприятные условия для развития процессов диффузионного метасоматоза и образования зональных тел нередко с формами, близкими к сферической, и составом, мало отличающимся от состава вмещающей среды. При интенсивной трещиноватости в условиях экранирования растворов в породе возникают крупные сложной морфологии блоки увлажнения и, следовательно, крупные метасоматические тела разнообразных форм. Этим можно объяснить то многообразие форм и размеров хрусталеносных кварц-полевошпатовых тел, которое мы наблюдаем в зонах повышенной трещиноватости в гранитах.

Образование кварц-полевошпатовых и скарново-полевошпато-кварцевых тел преимущественно в верхних частях указанных зон связано с замедлением движения восходящих метаморфизирующих растворов, так как лишь в этих условиях могли достаточно полно проявиться отмеченные выше процессы — промачивание пород, диффузионный метасоматоз и возможный биметасоматоз — и затруднялся вынос компонентов, перешедших в раствор. Это замедление движения растворов, очевидно, было вызвано постепенным затуханием трещиноватости в верхних частях зон и экранированием растворов карбонатными породами кровли.

При наличии условий сквозного прохода растворов, т. е. при достаточном развитии крупных разрывных нарушений, особенно тех, которые выходили в надинтрузивные зоны, образование крупных метасоматических тел едва ли было возможным.

Как уже указывалось, на заключительной стадии формирования кварц-полевошпатовых тел интенсивно развивался процесс альбитизации, протекавший как в самих кварц-полевошпатовых телах, так и во вмещающих гранитах. На этот процесс, кроме фиксируемого новообразования альбита и сопутствующих ему минералов (серицита, хлори-

та, кальцита), указывают и результаты анализов водных вытяжек из различных зон кварц-полевошпатовых тел.

Изучение условий залегания, строения и особенностей генезиса хрусталеносных пегматитов и кварц-полевошпатовых тел северной части Тянь-Шаня позволяют сделать некоторые общие выводы.

Хрусталеносные широкообразные и жильные пегматиты, аплит-пегматиты, пегматиты перекристаллизации, а также хрусталеносные кварц-полевошпатовые и скарново-полевошпато-кварцевые тела представляют единый генетический ряд сходных по составу безрудных щелочно-полевошпато-кварцевых образований, формирование которых связано со становлением гранитных массивов.

Наиболее продуктивные гранитные интрузивы формировались в условиях малых глубин. Они отвечают поздним интрузивным фазам в истории формирования интрузивных комплексов средних и поздних этапов развития складчатых поясов. Граниты характеризуются лейкократовым обликом и повышенным содержанием щелочей и кремнезема.

Кварц-полевошпатовые и скарново-полевошпато-кварцевые хрусталеносные тела являются более поздними, чем пегматиты. Основное количество их размещается в верхних областях интрузивов, но обычно в пределах верхних же частей крутопадающих, уходящих на значительную глубину зон повышенной мелкой трещиноватости. Образование их связано с метасоматической переработкой и частичным растворением гранитоидов восходящими, скапливающимися в этих зонах под экраном кровли плутонов газовыми и гидротермальными растворами. Наблюдаемые случаи тесной пространственной связи кварц-полевошпатовых тел с пегматитами и гранитами, близость их химического и минерального состава позволяют утверждать, что эти растворы являлись производными остаточного очага гранитной магмы.

Хрусталеносные пегматиты и кварц-полевошпатовые тела могут быть отнесены к безрудным позднеинтрузивным и послеинтрузивным образованиям, связанным с поздними интрузивными фазами силурийско-девонского и верхнепалеозойских магматических комплексов, предшествующими фазам малых интрузий [8].

Интенсивные проявления тектонических деформаций в гранитных плутонах, особенно в породах начальных стадий их затвердевания, не способствовали образованию крупных хрусталеносных широкообразных пегматитов, а повышение основности гранитной магмы в связи с ассимиляцией ею известняков препятствовало образованию хрусталеносных пегматитов. В то же время наличие в гранитных интрузивах приконтактной зоны пород с карбонатной контаминацией, по-видимому, способствовало образованию в них хрусталеносных кварц-полевошпатовых и скарново-полевошпато-кварцевых тел.

Общая эволюция послеинтрузивных растворов во времени шла в направлении смены физического их состояния от газового к водно-жидкому с последовательным и неоднократным изменением их состава от существенно натриевого к кальциевому и затем — к калиевому. Процесс метасоматоза сопровождался выщелачиванием пород, переотложением, сегрегацией и частичным выносом компонентов, определившим образование в центральных зонах тел крупных полостей с большим количеством кристаллов горного хрусталя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. Н. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1950.
2. Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Ташкент, Тр. САИГИМС, вып. 1, 1960.

3. Бабаев К. Л. Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии. В сб.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., Изд-во АН СССР, 1960.
4. Баталов А. Б. Асимметричная зональность в гранодиоритах Верхне-угамского массива. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 4 (29), 1957.
5. Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. В сб.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., Изд-во АН СССР, 1960.
6. Коптев - Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 4.
7. Королев В. Т., Носырев И. В., Туровский С. Д. Палеозойские интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня. В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 2 (магматизм и оруденение). Фрунзе, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1962.
8. Носырев И. В., Туровский С. Д. Закономерности формирования интрузивного комплекса как основной геологической единицы палеозойской интрузивной деятельности в Северном Тянь-Шане. В сб.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 2, Фрунзе, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1962.
9. Польшковский В. С. Об условиях формирования хрусталеносных пегматитов в Западном Тянь-Шане (на примере Майдантала). Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., 1965.
10. Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, т. II, 1963.
11. Соколов Я. Н., Осинский А. В., Кошинец А. С. Пегматиты Кенкольского гранитного массива. В сб.: «Слюда и пьезооптическое сырье». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 108, 1964.
12. Туровский С. Д. О классификации месторождений полезных ископаемых, связанных с гранитоидами Северного Тянь-Шаня. В сб.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 2 (магматизм и оруденение). Фрунзе, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1962.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт

А. С. Аврашов, Н. Н. Цыганов

ПЕТРОХИМИЯ КОРОСТЕНСКИХ РАПАКИВИ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В настоящее время известно значительное число работ, где с той или иной степенью детальности рассматривается химизм рапакиви и рапакививидных гранитов в целом, но изменчивость химизма этих пород в пределах одного интрузивного тела не изучалась. Предлагаемая работа является результатом такого исследования юго-западной части сложного Коростенского плутона.

Строение и петрографическое описание пород плутона подробно изложены в работах В. С. Соболева [7], И. Л. Личака [4], Ю. И. Половинкиной [6] и др., поэтому здесь мы приводим только самые необходимые сведения по этим вопросам.

По данным работ указанных исследователей, а также геофизических работ В. М. Егорова, В. Б. Сологуба Коростенский плутон представляет собой плоское, значительной протяженности, сравнительно небольшой вертикальной мощности тело, сформировавшееся в гипабиссальных условиях в результате неоднократного внедрения магмы по региональным разломам фундамента и распространения ее по межформационным поверхностям верхнего структурного яруса Украинского кристаллического щита. Плутон является дискордантным телом по отношению к вмещающим его метаморфическим и магматическим породам раннего докембрия и терригенно-эффузивным породам овручской толщи и может рассматриваться как посторогенный интрузив протерозойского возраста [6].

В состав Коростенского плутона входят следующие породы, перечисленные в порядке их образования: 1) оливиновые габбро-нориты и лабрадориты с весьма небольшим количеством габбро-монцитов; 2) рапакиви и рапакививидные граниты; 3) крупно- и среднезернистые биотитовые граниты; 4) гранофировые граниты, гранит-порфиры, микрограниты и аплиты. Очень небольшое распространение имеют монцитониты и щелочные сиениты.

В общих чертах строение интрузива характеризуется тем, что основные породы составляют центральную часть интрузивного тела, гранитоиды окаймляют их. Юго-западная часть плутона, являющаяся непосредственным объектом изучения, сложена главным образом рапакиви, рапакививидными гранитами и габбро-лабрадоритовыми породами. С юга и с запада рапакиви и рапакививидные граниты, окаймляющие основные породы, контактируют с гнейсо-гранитами и мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами древнего кристаллического основания. Контакты их всегда резкие, интрузивные.

В рапакиви и рапакививидных гранитах в непосредственной близости от контактов наблюдаются ксенолиты гнейсо-гранитов и серых средне- и мелкозернистых биотитовых гранитов. В последних, в непосредственной близости от контакта, содержатся порфиروبласты калиевого полевого шпата. На востоке характер контактов с основными породами также резкий, интрузивный. В районе восточного контакта среди рапакиви и рапакививидных гранитов наблюдается большое число ксенолитов основных пород разнообразного размера. Среди гранитоидов здесь развиты контаминированные разности, обогащенные мафическими минералами. В зоне контакта распространены габбро-монцитониты, непосредственно контактирующие с гранитами.

Основные породы исследованного района представлены габбро-норитами с небольшими участками нормального и оливинового габбро, норитами и лабрадоритами. Все эти разновидности связаны постепенными переходами. Развитые в контактовой зоне габбро-монцитониты отличаются от других габбро широким, но неравномерным развитием калиевого полевого шпата, чаще ксеноморфного. Кроме того, как установлено В. С. Соболевым [7], эти породы по сравнению с другими основными породами характеризуются большей железистостью феррических минералов и меньшей основностью плагиоклазов. Иногда содержание кварца в них достигает 10%.

Среди гранитов юго-западной части Коростенского плутона, так же как и в пределах всего плутона в целом, широко распространены рапакививидные биотит-амфиболовые граниты. В этих гранитах наблюдаются отдельные участки, сложенные рапакиви. Переходы между обеими разновидностями, как было установлено еще В. С. Соболевым [7], постепенные, и различия между теми и другими обусловлены только некоторыми особенностями структуры.

Рапакиви и рапакививидные граниты, называемые коростенскими гранитами, представляют собой крупно-, среднезернистую порфировидную овоидную породу серо-зеленого, красно-бурого, черно-зеленого цвета. По величине зерна выделяются крупно-, средне- и мелкоовоидные разновидности, по минеральному составу — биотит-амфиболовые и реже — пироксен-амфиболовые породы. Величина зерна и распределение минералов в породе довольно непостоянны. Между всеми перечисленными гранитами наблюдаются постепенные переходы. Распределение их также весьма неравномерное, в связи с чем величина участков, сложенных отдельными разновидностями гранитов, имеет различные размеры. Более уверенно можно сказать о том, что мелкоовоидные граниты приурочены к контактам с основными породами. Наиболее широко развиты средне- и крупноовоидные граниты.

Рапакиви и рапакививидные граниты состоят из порфировидных выделений калиевого полевого шпата и среднезернистой основной массы. Вокруг фенокристаллов почти всегда наблюдается плагиоклазовая оторочка, сплошная или состоящая из отдельных зерен. Иногда плагиоклазовая оторочка заходит внутрь зерен. Рапакиви отличаются от рапакививидных гранитов количественным соотношением овоидов и основной массы. Если в рапакиви овоиды, по данным В. С. Соболева [7], составляют до $1/3$ всей массы породы, а в отдельных небольших участках основная масса остается только в промежутках между овоидами, то в рапакививидных гранитах часто наблюдаются лишь единичные порфировидные выделения. Распределены овоиды в породе неравномерно.

Калиевый полевой шпат, образующий овоиды, представлен микроклин-пертитом. Он обычно содержит включения плагиоклаза и кварца. Иногда наблюдаются включения биотита и роговой обманки. Величина овоидов весьма непостоянна, преобладают размеры их 1—3 см.

Неравномернозернистая основная масса (зерна от 1—5 мм до 1 см) состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, амфибола, биотита, моноклинного пироксена, оливина. Акцессорные минералы представлены флюоритом, цирконом, апатитом, ортитом, сфеном, отмечаются рудные минералы. Изменения выражаются в пелитизации калиевого полевого шпата, развитии хлорита, карбоната, серпентина, серицита. Калиевый полевой шпат также представлен микроклин-пертитом. Довольно часто микроклин в значительной степени альбитизирован. Наблюдаются вростки кварца и плагиоклаза. Местами количество калиевого полевого шпата основной массы и овоидов увеличивается, в результате чего образуются небольшие участки, соответствующие по минеральному составу граносиениту.

Плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом и олигоклазом, причем в гранитах с большим содержанием амфибола и пироксена основность плагиоклаза возрастает. Кварц образует относительно крупные самостоятельные зерна и мелкие вростки. Из фемических минералов главными являются амфиболы и биотит. Оливин и пироксен содержатся в очень небольших количествах. Амфиболы представлены обыкновенной зеленой роговой обманкой и небольшим количеством бесцветного грюнерита. Содержание биотита непостоянно. Пироксены сохраняются в виде мелких реликтов и представлены диопсид-геденбергитом. Оливин встречается значительно реже и обычно наблюдается в виде мелких реликтовых зерен, представлен он фаялитом [7].

Структура пород гипидиоморфная, пойкилитовая, микропегматитовая. Калиевый полевой шпат в них составляет 40—60%, кварц 20—30%, плагиоклаз от 8—10 до 20%, фемические минералы от 2 до 10%.

Миароловые пегматиты залегают среди коростенских рапакиви и рапакививидных гранитов, образуя мощную полосу, протягивающуюся в юго-западной части плутона вдоль восточного контакта гранитов с основными породами и выклинивающуюся к северу и юго-востоку (рис. 1). Полоса пород неоднородна. В ее пределах выделяются участки, насыщенные пегматитами, и небольшие участки, лишенные пегматитовых тел.

С целью изучения изменчивости рапакиви и рапакививидных гранитов в пределах одного интрузивного массива пробы отбирались в интервале от восточного контакта гранитов с основными породами до западного контакта с докембрийскими гнейсо-гранитами, а ряд проб — из вмещающих пород на разном удалении от контакта (см. рис. 1). Кроме того, учитывались результаты анализов, приведенные в опубликованной литературе и имеющиеся в материалах экспедиции. Пробы брали из неизмененных пород весом не менее 500 г каждая по скважинам, пробуренным вкрест простирання тела (см. рис. 1).

Химическими анализами охарактеризованы: основные породы из района контакта с коростенскими гранитами и находящиеся на удалении от контакта (вне сферы влияния гранитов); коростенские гра-

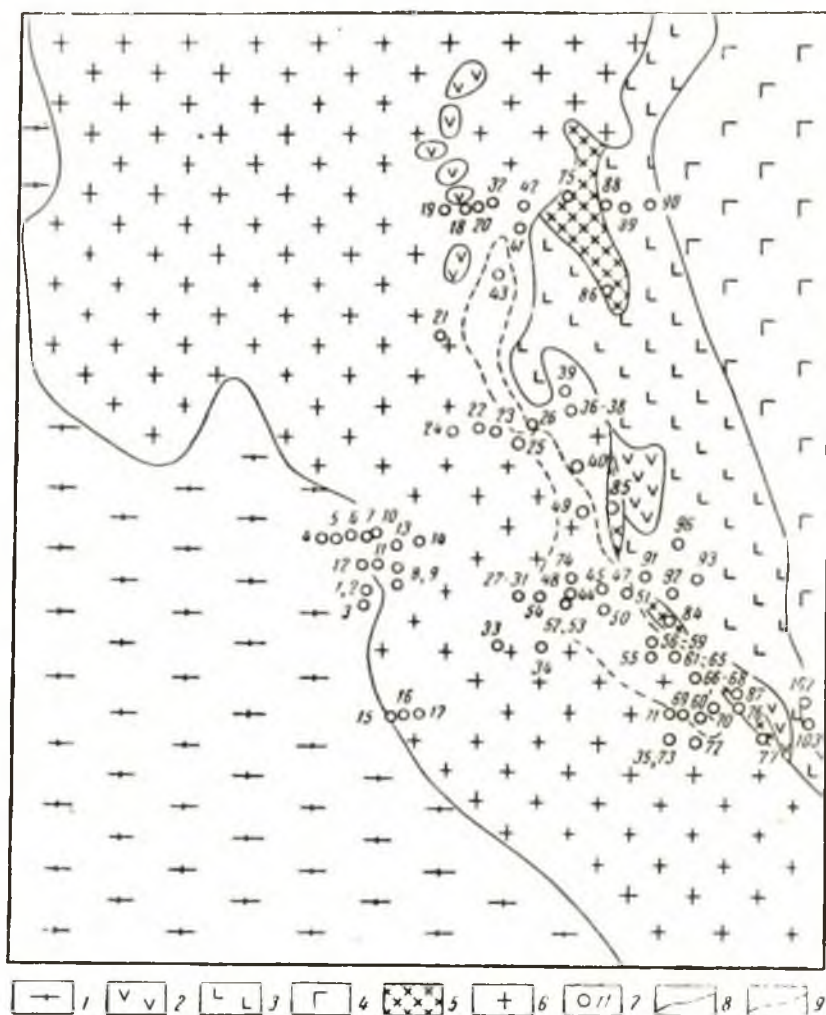


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-западной части Коростенского плутона:

1 — гнейсо-граниты и мелкозернистые граниты рамы; 2 — габбро-лабрадориты; 3 — габбро-нориты; 4 — лабрадориты; 5 — габбро-монзониты; 6 — рапакиви и рапакививидные граниты; 7 — места отбора проб; 8 — границы распространения пород; 9 — границы распространения пегматитов

ниты области восточного контакта (в пределах поля развития миароловых пегматитов, а также к северу и югу от него), центральной части тела гранитов и района западного контакта; гнейсо-граниты и мелкозернистые биотитовые граниты рамы плутона.

Для сопоставления особенностей химизма всех рассматриваемых пород составлена петрохимическая диаграмма по методу А. Н. Заварицкого [2, 3]. Для сравнения сиалической части рапакиви и рапакививидных гранитов с экспериментальными диаграммами альбит-ортоклаз-кварц-вода [10] эти граниты были нанесены на диаграмму $ab-or-Q$.

На петрохимической диаграмме (рис. 2) видно, что фигуративные точки всех рапакиви и рапакививидных гранитов составляют один рой неправильной формы изометричного облика и занимают небольшой объем в тетраэдре проекций. В целом, в пределах роя фигуратив-

ные точки химических составов гранитов, слагающих разные части плутона, распределены незакономерно. Это позволяет сделать вывод, что граниты района западного контакта, центральной части интрузива, восточного контакта (южные и северные участки), продуктивные граниты центральных участков восточного контакта, вмещающие миароловые пегматиты, обладают в основном одинаковыми особенностями химизма; близкой щелочностью, кислотностью, содержанием фемических компонентов. Вместе с тем в пределах общего роя по направлению к западному контакту с гнейсо-гранитами и древними гранитами рамы отмечается некоторое увеличение кислотности. Наиболее отчетливо эта тенденция выражена для гранитов, слагающих район западного контакта. На плоскости проекций *SAB* эти граниты приурочены преимущественно к верхней части роя, а граниты, слагающие северную часть восточного контакта, на плоскости проекций *CSB* — к левой части роя, что свидетельствует об увеличенном содержании кальциевого компонента полевых шпатов.

Фигуративные точки, представляющие участки с повышенным содержанием калиевого полевого шпата (граносиениты), показывают более щелочной состав этих пород. Они располагаются вне общего роя, ближе к вершине *A* тетраэдра проекций, что свидетельствует о резком отклонении их химического состава от такового нормальных гранитов.

Величина *n* и *m'* рапакиви и рапакививидных гранитов повсеместно одного порядка, т. е. эти граниты повсюду обладают приблизительно одинаковым соотношением щелочей, причем *K* преобладает над *Na*, и малым содержанием *Mg* в фемической части. Величина параметра *j* также всюду одного порядка (60—80) и свидетельствует о весьма высокой железистости; в пределах южного и северного участков восточного контакта *j'*, как правило, выше, чем в других частях интрузива.

Таким образом, главные особенности химизма рапакиви выдерживаются с большим постоянством [7, 8].

Сопоставление коростенских рапакиви и рапакививидных гранитов со средними составами рапакиви из Восточной Феноскандии показывает, что украинские граниты отличаются более основным характером (параметр *b* гранитов Коростенского плутона чаще равен 6, тогда как у скандинавских рапакиви 4). От среднего рапакиви, по I. Sederholm, они отличаются также большей щелочностью. Кальциевая составляющая полевых шпатов как у коростенских, так и у скандинавских рапакиви одного порядка.

Из рапакиви Выборгского массива, исследованного Д. А. Великовским [1], только выборгит по химизму схож с коростенскими гранитами, тогда как порфиоровидный рапакиви с мелкозернистой основной массой и трахитоидный рапакиви отличаются меньшей щелочностью и большей кальциевой составляющей полевых шпатов. По сравнению с двумя последними породами коростенские граниты характеризуются также меньшим содержанием *Mg* в фемической части (у трахитоидного рапакиви и порфиоровидного рапакиви Выборгского массива *m'* соответственно, составляет 22,6 и 22).

Фигуративная точка докембрийского гранита, по Р. Дэли, в тетраэдре проекций располагается ближе к вершине *A*, чем фигуративные точки коростенских гранитов. Помимо этого, докембрийский гранит имеет повышенное содержание *Mg*. Таким образом, рапакиви и рапакививидные граниты Коростенского плутона в целом отличаются от рапакиви Восточной Скандинавии и «мирового» докембрийского гранита, по Р. Дэли, большей щелочностью, повышенным содержанием меланократовых компонентов, часто меньшей величиной кальциевой составляющей полевых шпатов.

Коростенские рапакиви и восточно-скандинавские граниты обладают также высокой железистостью одного порядка, но отношение *K* к

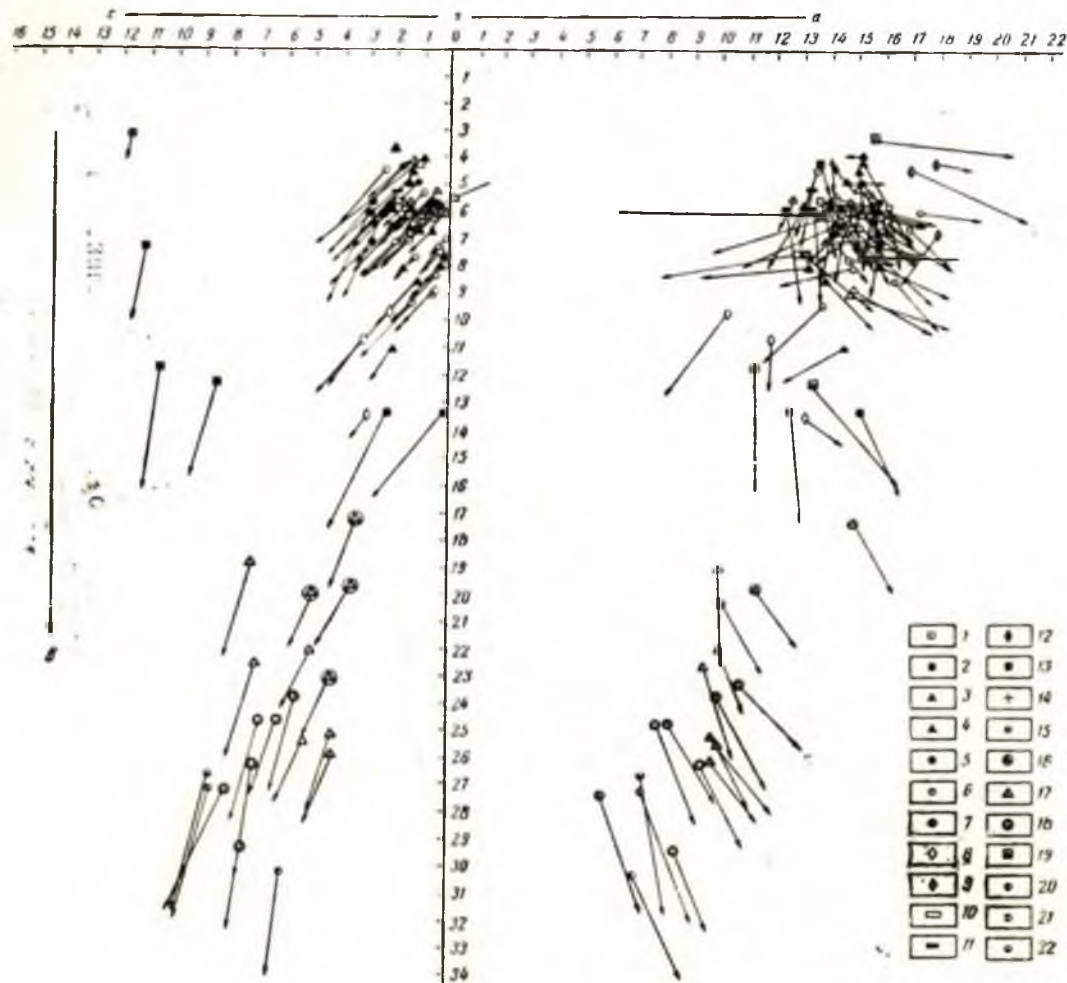


Рис. 2. Диаграмма химических составов изверженных пород юго-западной части Коростенского плутона:

1 — мелкозернистые биотитовые граниты; 2 — гнейсо-граниты; граниты непродуктивных участков; 3 — западного контакта; 4 — центральной части массива; 5 — восточного контакта (северное крыло); 6 — граниты восточного контакта (центральная часть), область развития мнароловых пегматитовых пегматитов; 7 — непродуктивные граниты; восточного контакта (южное крыло); 8 — контактированные граниты в контакте с габбро; 9 — сиенитизированные граниты; Выборгский массив; 10 — выборгит; 11 — порфировидный рапакиви с мелкозернистой основной массой; 12 — трахитонидный рапакиви; 13 — рапакиви, по J. Sederholm; 14 — рапакиви Восточной Фенно-скандии [8]; 15 — докембрийский гранит, по Р. О. Дзели; 16 — габбро-монциты из зоны контакта; 17 — габбро-нориты из зоны контакта с гранитами; 18 — габбро-нориты вне зоны контакта; 19 — лабрадориты; 20 — габбро, по Р. О. Дзели; 21 — платобазальт, по Р. О. Дзели; 22 — оливковый норит, по Р. О. Дзели

Na в первых меньше, чем во вторых. Если у коростенских гранитов параметр n равен 45—50, то у среднего рапакиви, по Т. G. Sahama, составляет 43,9, а по I. Sederholm 36,3, и у рапакиви, слагающих Выборгский массив, по данным Д. А. Великославинского [1], 43—41.

По сравнению с древними мелкозернистыми гранитами и гнейсогранитами рамы рапакиви и рапакививидные граниты отличаются большей щелочностью.

Основные породы (габбро-нориты, габбро-монцониты), слагающие Коростенский плутон, расположены ближе к вершине B тетраэдра проекций. Они образуют уплощенный рой, вытянутый по направлению к вершинам S и A . В пределах роя отмечается дифференциация в расположении фигуративных точек различных типов пород. Так, габбро-монцониты, представляющие собой измененные под воздействием интрузии коростенских гранитов породы (спорадическое развитие местами довольно значительных количеств калиевого полевого шпата и кварца), составляют верхнюю часть роя. Они характеризуются наименьшей величиной кальциевой составляющей полевых шпатов среди основных пород.

Вместе с тем габбро-монцониты являются более основными породами, чем контаминированные граниты. Если параметр b последних изменяется в пределах 9,5—13,5, то у габбро-монцонитов величина b изменяется от 17 до 22. Величины щелочности у них — одного порядка ($a = 10$ —13). Уменьшение щелочности в контаминированных гранитах обусловлено значительным уменьшением содержания калиевого полевого шпата (до 30%).

Нижнюю и среднюю части роя основных пород составляют габбро-нориты, причем породы, слагающие район контакта с гранитами, показывают несколько более щелочные и кислые составы. Помимо того, габбро-нориты из района контакта отличаются меньшим содержанием Mg, большей железистостью, значительно меньшим преобладанием Na над K и пониженной кальциевой составляющей полевых шпатов. В целом, все габбро-нориты имеют более щелочной и обычно более кислый состав, чем плато-базальты, габбро и оливиновые нориты, по Р. Дэли. По сравнению с этими «средне-мировыми» типами пород коростенские габбро характеризуются большей железистостью (j' порядка 60—46, чаще 50, против $j' = 32$ —42) и меньшим содержанием Mg ($m' = 22$ —35 против $m' 38$ —39 и доходящего до 50).

Таким образом, нормальные и контаминированные граниты коростенского типа, а также нормальные и измененные под воздействием гранитов габбро-нориты образуют две группы, между которыми нет пород переходных составов. Граниты и габбро-нориты имеют ряд общих особенностей: 1) повышенную щелочность по сравнению со «средне-мировыми» типами пород и средними составами рапакиви; 2) повышенную железистость и более низкое содержание Mg. Эти данные подтверждают представления В. С. Соболева [7], Д. А. Великославинского [1] и А. А. Полканова [5] для массивов Балтийского щита об образовании магмы рапакиви в результате длительной кристаллизационной дифференциации основной магмы, предварительно ассимилировавшей на глубине генерированные селективные гранитные выплавки, в результате чего исходная основная магма обогатилась кремнекислотой, щелочами и железом.

Отсутствие неизмененных интрузивных пород переходного состава в зоне контакта основных пород с коростенскими гранитами и наличие непосредственных интрузивных контактов между габбро и гранитами свидетельствует о том, что контаминация основной магмы кислыми вмещающими породами и кристаллизационная дифференциация происходили не на месте залегания плутона. Причем кристаллизационная дифференциация контаминированной основной магмы протекала дли-

тельное время в относительно спокойных условиях и дошла непосредственно до гранитов, так как в пределах Коростенского плутона неизвестны фазы внедрения интрузивных пород промежуточного состава.

Фигуративные точки лабрадоритов юго-западной части Коростенского плутона приурочены не к какой-либо одной области тетраэдра протекций. Они расположены в различных частях, как в области средних, так и в области кислых составов. Это свидетельствует о том, что лабрадориты отличаются значительным непостоянством состава и соотношения компонентов. Однако все они характеризуются весьма большой кальциевой составляющей полевых шпатов. Параметр s лабрадоритов изменяется в пределах значений 8,5—11,5. Такое непостоянство состава и соотношений компонентов в одной породе нехарактерно для равновесной кристаллизации из расплава, где состав продуктов кристаллизации постоянен или изменяется закономерно.

Для сопоставления сиалической части составов рапакиви и рапаквивидных гранитов, занимающих различные положения в пределах юго-западной части Коростенского плутона, и сравнения их с экспериментальными диаграммами [10] результаты анализов гранитов были нанесены на безводное основание системы калиевый полевой шпат — альбит — кварц (рис. 3).

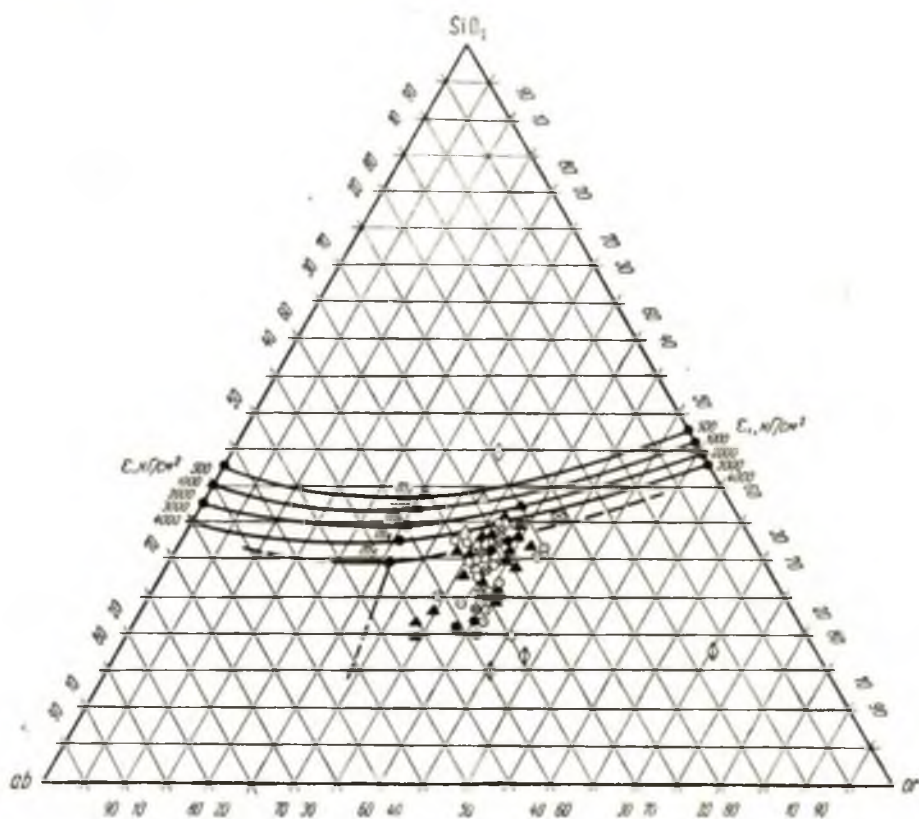


Рис. 3. Основание тетраэдра системы $ab-or-SiO_2-H_2O$: m — «тройной» минимум для различных давлений H_2O ; 44_1 — границы поля полевых шпатов и SiO_2 для разных давлений H_2O . Обозначения фигуративных точек гранитов те же, что и на рис. 2

В результате оказалось, что за исключением заметно контаминированных разностей и граносиенитов, граниты независимо от их положения в массиве занимают одну область диаграммы, причем размещены они очень компактно. Составляющие одну группу фигуративные

точки исследованных гранитов расположены незакономерно, за исключением гранитов, слагающих район западного контакта. Последние приурочены к той части роя, которая наиболее близка к полю кристаллизации кварца. Фигуративные точки средних составов рапакиви, по T. G. Sahama и I. Sederholm (1945), располагаются ближе к полю кристаллизации кварца и температурным минимумам, чем почти все составы коростенских гранитов.

Так как исследованные нами граниты характеризуются одинаковым, весьма устойчивым фаціальным обликом, то можно считать, что все они формировались в одном интервале глубин и давлений.

Таким образом, положение, которое занимают на диаграмме $ab-or-SiO_2$ рапакиви и рапакививидные граниты Коростенского плутона, свидетельствует о том, что кристаллизовались они при еще более высоких температурах и, возможно, из более сухой магмы, чем рапакиви Фенноскандии и тем более обычные граниты [9]. Наблюдаемые во всех гранитах миаролитовые структуры, альбитизация, выщелачивание и т. п. обусловлены, очевидно, наложенными процессами.

Одинаковое положение на диаграмме фигуративных точек гранитов, слагающих участки массивов, вмещающие хрусталеносные пегматиты и не несущие последних, свидетельствует о том, что все рассматриваемые граниты кристаллизовались в одном интервале температур из магмы одинакового состава, одинаковой щелочности и в равной мере насыщенной летучими компонентами. Поэтому нет оснований предполагать, что из расплава, обусловившего кристаллизацию гранитов, непосредственно вмещающих хрусталеносные пегматиты, могло отделяться больше летучих компонентов при критических явлениях или в больших количествах могли формироваться остаточные расплавы, обладающие повышенной или даже непрерывной растворимостью с летучими, и потому значительно обогащенные последними, чем из расплавов, обусловивших кристаллизацию непродуктивных гранитов. Отсюда следует, что те и другие расплавы должны вести себя одинаково в отношении возможности формирования пегматитов, и хрусталеносные пегматиты не являются продуктами тех порций расплава, кристаллизация которых привела к формированию гранитов, непосредственно вмещающих эти пегматиты, вне зависимости от способа образования последних.

Единственным фактором в данных условиях, который мог привести к формированию порций расплава аналогичного состава с повышенным содержанием растворенных летучих, является неравномерное распределение в пределах гранитного тела фтора и лития, причем этими элементами должны быть первично (следует учесть, что здесь весьма вероятен более поздний наложенный процесс) значительно обогащены все граниты, слагающие площадь развития хрусталеносных пегматитов.

ВЫВОДЫ

1. В пределах юго-западной части сложного Коростенского плутона рапакиви и рапакививидные граниты, слагающие разные части гранитного тела, петрохимически одинаковы.

2. Рапакиви и рапакививидные граниты Коростенского плутона отличаются от других платформенных рапакиви и докембрийских гранитов большей щелочностью, повышенным содержанием темноцветных компонентов (только от рапакиви — меньшим отношением K/Na).

3. Основные породы, входящие в состав Коростенского плутона, по сравнению со средними «мировыми» составами пород этого типа имеют повышенную щелочность, железистость и кислотность, меньшее содержание Mg . Это еще раз подтверждает взгляды В. С. Соболева о

формировании химизма основной магмы, родоначальной для кислых и основных пород, слагающих плутон, в результате ассимиляции ею на глубине большого количества селективных выплавов состава кварц — полевые шпаты.

4. Хрусталеносные пегматиты не сингенетичны с вмещающими их гранитами, и закономерности их размещения не определяются изменчивостью состава петрогенных элементов гранитов в пределах юго-западной части Коростенского плутона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 3, 1953.
2. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
3. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
4. Личак И. Л. Геолого-петрографический очерк района пьезокварцевых месторождений Волини. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
5. Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 5, 1955.
6. Половинкина Ю. И. Докембрийский магматизм Украинского кристаллического массива. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2, ВСЕГЕИ, 1958.
7. Соболев В. С. Петрология Восточной части сложного Коростенского плутона. Уч. зап. ЛГУ, т. VI, сер. геол., вып. 5, 1947.
8. Sahama T. G. On the chemistry of the East Fennoscandian rapakivi granites. Bulletin de la Commission geologique de Finlande, 136, pp. 15—64, 1945.
9. Savolainen A. The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. Bulletin de la Commission geologique de Finlande, N 204, 1962.
10. Tuttle O. F. and Bowen, N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. America Mem. 74, 1958.

Экспедиция Всесоюзного шестого производственного объединения
Министерства геологии СССР

В. Т. Клочков, Ю. Г. Сорокин

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛЫНСКИХ ПЕГМАТИТОВ И НОВЫЕ МЕТОДЫ ИХ ПОИСКОВ

ТИПЫ И СТРОЕНИЕ ВОЛЫНСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Волынские хрусталеносные пегматиты генетически связаны с рапакививидными гранитами коростенского интрузивного комплекса Украинского кристаллического массива. По форме и условиям образования эти пегматиты можно разделить на две группы.

В первую группу входят пегматиты неправильной или изометричной формы, залегающие внутри материнского гранитного массива. В общих классификациях они относятся к шлировым, остаточным или фаціальным пегматитам, тесно связанным с вмещающими их пегматоидными гранитами. В этой группе выделяются следующие типы пегматитов.

Тип 1. Пегматитовые шлиры и шлировидные пегматитовые проявления. К ним относятся: а) нечетко ограниченные пегматитовые тела или участки в гранитах с преобладающими пойкилографическими структурами и миаролитовыми текстурами, переходящими местами в графические и пегматоидные структуры; б) вполне обособленные, хотя и с нерезкими границами, тела — шлиры с простой зональностью.

Тип 2. Камерные (занорышевые) пегматитовые тела. Они включают: а) широкообразные зональные камерные тела с занорышами ос-

таточного типа, размеры этих тел небольшие — до 5 м по наибольшему удлинению; б) пегматитовые тела сложной неправильной формы и различной величины со слабо выраженной зональностью, содержащие сравнительно небольшие занорыши; в) пегматитовые тела слегка удлиненной или близкой к изометричной формы, полнодифференцированные, с крупными обособлениями кварца и полевого шпата, с большой камерой-занорышем и с отчетливыми проявлениями интенсивных процессов растворения и перекристаллизации. Это типичные камерные тела, размеры их 10—50 м в поперечнике.

Тип 3. Жилообразные пегматитовые тела, являющиеся иногда апофизами камерных пегматитов. Все они отличаются неправильной формой и сравнительно небольшими размерами (несколько метров в длину). Занорыши большей частью встречаются в раздувах этих жил.

Ко второй группе относятся пегматиты жильной формы. Они залегают преимущественно вне материнского гранитного массива. В общих классификациях эти пегматиты принадлежат к инъекционным или выжатым телам. В отличие от пегматитов первой группы они образовались из перемещенного материала.

Пегматитовые жилы. Это небольшие тела с четкими контактами, с более или менее правильной жильной формой. Встречаются они редко. На минеральном составе жил, залегающих вне гранитного массива, сказывается влияние вмещающих пород не гранитного состава. Жилы содержат мелкие полости с кристаллами мориона.

Среди перечисленных типов наибольший интерес представляют камерные пегматиты с наиболее развитой формой гранитных пегматитов коростенского интрузивного комплекса. В их строении отмечается резкая вертикальная асимметричность, обусловленная положением кварцевого ядра, занорыша и области выщелачивания.

Занорышевая область характеризуется наличием крупных кристаллов мориона свободного роста. Вне занорышей иногда встречаются метакристаллы, отличающиеся весьма низким качеством. Занорышевые полости вначале возникли как остаточные, затем были разработаны и видоизменены (причем наиболее крупные в большей степени) процессами растворения и перекристаллизации. Поэтому выделяемые А. И. Захарченко [3] два типа полостей — остаточные и полости растворения — следует рассматривать как крайние формы, между которыми существуют еще и промежуточные. Что касается типа трещинных полостей, то на Волыни нет достаточных оснований для его выделения. Трещины всегда в той или иной мере оказывали влияние на форму образующихся и развивающихся камер, но эта роль их второстепенна.

Как правило, в занорышах с очень крупными кристаллами мелких кристаллов почти не наблюдается. Это объясняется тем, что крупные кристаллы образуются путем собирательной перекристаллизации, сопровождающейся растворением и выносом кремнезема из окружающей среды под воздействием минералообразующих растворов. Вокруг занорыша, особенно в нижней полусфере его влияния, наблюдается отчетливо выраженный ореол преобразования пород.

Исследования Л. А. Приказчикова [4, 5] и др. показали, что породы вблизи занорыша, и особенно под ним, имеют пористый брекчиевидный облик, обеднены кремнеземом, сильно альбитизированы и серицитизированы. Они имеют существенно полевошпатовый состав и более низкий, чем обычно, объемный вес. Дефицит кремнезема в этих породах составляет в среднем около 350 кг на 1 м³. Наблюдаются каверны растворения в головках кристаллов кварца в занорыше и изъеденность граней кристаллов топаза. Мелкие кристаллы мориона и других минералов в результате растворения приобретают вид сосулек и пористых тел причудливой формы.

Область изменения пород, окружающих занорыши, распространяется и за пределы пегматитового тела — во вмещающие граниты. Зоны выщелоченных пород часто имеют неправильную форму. Отдельные участки их в виде рукавов или лент протягиваются иногда от пегматитового тела на расстояние до 10 м. Рассматривать их как пути восходящих (проходящих) растворов, образовавших пегматиты, нельзя по той причине, что они являются лишь ответвлениями от пегматитовых тел, развивающимися по тектонически слабым направлениям и возникающими под влиянием этих тел, а не наоборот. Изменений вмещающих пород уже на некотором расстоянии от пегматитовых тел не наблюдается.

Другой существенной особенностью волынских камерных пегматитов является наличие в них и вокруг них системы радиальных и концентрических трещин. В больших хорошо дифференцированных частях структурные зоны тел изометричной формы с занорышами эти трещины выражены лучше, чем в мелких. Структурным центром системы трещин служит занорышевая область.

Внизу, под пегматитовыми телами, концентрические трещины обычно образуют чашеобразное или воронкообразное замыкание.

Трещины радиального направления, связанные с концентрическими, выражены менее ясно и имеют характер трещин разрыва.

Наличие системы радиально-концентрических трещин в волынских камерных пегматитах позволяет предполагать существование в них в период их формирования радиально направленных сил.

Ю. А. Долгов [1] происхождение трещин в пегматитах связывает с многократным нарушением температурной эволюции в результате адиабатического охлаждения с последующим возвращением температуры к эволюционному уровню. То же отмечается для давления и плотности растворов. Таким образом, основной причиной возникновения системы радиально-концентрических трещин в камерных пегматитах и во вмещающих их гранитах следует считать резкие изменения термодинамических условий в формирующемся пегматитовом теле.

Появление радиально направленных сил при образовании пегматитов путем перекристаллизации твердых пород непонятно. Если же рассматривать пегматиты как продукт кристаллизации остаточных выделений магмы, то существование таких сил в поздних очагах кристаллизации, в пегматитовых камерах, является естественным и закономерным, поскольку она происходила в термодинамических условиях, отличающихся от средних для данной части интрузии гранитов.

ХАРАКТЕР РАЗМЕЩЕНИЯ ВОЛЫНСКИХ ПЕГМАТИТОВ В СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В размещении волынских топазо-морионовых пегматитов отмечаются следующие особенности.

При обширности пегматитового поля, распространяющегося на тысячи квадратных километров в Коростенском плутоне, площадь, занимаемая камерной разновидностью этих пегматитов, мала и ограничена небольшой частью эндоконтактной зоны гранитов, где наблюдается наибольшая концентрация пегматитов и полнее выражен камерный тип. Это свидетельствует о специфичности условий, при которых мог образоваться этот тип пегматитов.

Главным элементом структуры, контролирующим размещение камерных пегматитов на Волыни, является контакт кислых пород с основными. Установлено, что та часть его, у которой расположены типичные камерные пегматиты, имеет падение под основные породы и представляет собой тектонически ослабленную зону. В этой зоне граниты

уходят на большую глубину. Такое заключение подтверждается геофизическими данными и результатами глубокого структурного бурения.

Второй существенной особенностью размещения волынских камерных пегматитов является беспорядочное расположение отдельных тел в пределах зоны их концентрации. Детальное изучение этих пегматитов позволило обнаружить слабо выраженную тенденцию к образованию цепочек, ориентированных вдоль и поперек линии контакта, и тесных групп пегматитовых тел. Это дает основание для расширения детальных поисковых работ при обнаружении близко расположенных пегматитовых тел.

Третья особенность в размещении камерных пегматитов на Волыни обусловлена последующими тектоническими нарушениями субширотного направления, в результате которых эндоконтактовая зона концентрации пегматитов приобрела ступенчато-блоковую структуру. Отдельные блоки ее, обладая разными относительными уровнями эрозионного среза, обнаруживают различие в характере пегматитовых проявлений. Особенно большое значение в строении зоны имеет сложный субширотный центральный (Теренецкий) разлом, по которому эндоконтактовая зона концентрации пегматитов разделена на две части — северную и южную, различающиеся по характеру пегматитов и особенностям их размещения.

Исходным моментом в образовании волынских топазо-морионовых пегматитов был процесс обособления остаточных выделений гранитной магмы, которые эволюционировали от расплава, обогащенного летучими компонентами, к флюидному, а затем и к гидротермальному раствору. Некоторая часть этих выделений осталась в рассеянном состоянии в гранитной магме, обусловив пегматоидный характер возникших из нее гранитов и образование многочисленных мелких пегматоидных проявлений. Другая часть их обособлялась в скоплениях разной величины, преимущественно в более высоких частях интрузии. Эти пегматитообразующие подвижные выделения магмы стремились в области меньших давлений и, следовательно, не только вверх, но и в боковые интрузии, а также в тектонически слабые зоны формирующегося гранитного массива, где в магматической стадии происходило их накопление. Такие тектонически ослабленные зоны располагались в областях старых тектонических швов, подновляющихся последующими движениями растяжения, особенно на границах физически разнородных геологических тел.

Концентрация пегматитообразующих выделений магмы происходила также под горизонтальными и наклонными экранами. Такими экранами служили как породы кровли (габбро-лабрадориты и кварцито-песчаники), так и эндоконтакт гранитной интрузии, в котором кристаллизация произошла раньше. Многие исследователи, в частности Н. П. Ермаков [2], влиянию экранов придают большое значение.

В образовании эндоконтактовой зоны концентрации пегматитов камерного типа экранирование, по-видимому, действительно играло немаловажную роль. К этому выводу можно прийти, рассматривая всю совокупность имеющихся фактов и, в частности, новые данные о существенном различии в строении разных частей эндоконтактовой зоны концентрации пегматитов. В той части зоны, где контакт по конфигурации простой, наклонен под основные породы и по нему граниты уходят на большую глубину, наблюдается наибольшая концентрация камерных пегматитов. Там, где контакт сложный и изрезанный, мощность массива гранитов невелика, концентрация пегматитов меньшая; они как бы рассеяны на большой площади и представлены главным образом мелкими телами шпировидного типа со значительным количеством жильных форм.

Обилие пегматитов разных форм в эндоконтактовой зоне гранитов, в то время как в породах кровли присутствуют лишь редкие мелкие пегматиты жильной формы, свидетельствует о тесной связи формирования пегматитов и массива и объясняется экранированием пегматитовобразующих выделений магмы.

Важным следствием экранирования нужно считать и застойный характер обособленных пегматитообразующих выделений магмы, создавшийся благодаря незначительной миграции их за пределы интрузии и слабому затухающему притоку новых выделений с глубины.

О НОВЫХ МЕТОДАХ ПОИСКОВ ВОЛЫНСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Методика поисков пегматитовых тел верхнего горизонта, затронутых эрозией и связанных с ними россыпью мориона, была разработана для условий Волыни давно и достаточно детально. Эти поиски ведутся по методу прослеживания механических ореолов рассеяния пегматитовых минералов на погребенной под рыхлыми отложениями древней эрозионной поверхности. Более актуальными сейчас являются вопросы методики поисков пегматитовых тел, не выходящих на эрозионную поверхность и залегающих на большой глубине.

Для решения задачи поисков пегматитов, залегающих на глубинах десятков метров и более, используются два пути: 1) увеличение радиуса действия поисковых скважин (или других выработок) путем применения различных видов каротажа и подземного радиоволнового и пьезоэлектрического просвечивания; 2) увеличение эффективного радиуса объектов за счет выявления и использования различных околопегматитовых изменений вмещающих пород.

Геофизические работы, проведенные в последние годы на волынских пегматитах, доказали практическую возможность обнаруживать пегматитовые тела, залегающие между «пустыми» скважинами, методом радиоволнового просвечивания межскважинных пространств и пьезоэлектрическим методом.

По данным А. Д. Петровского, пегматитовые тела, сами по себе не являются экранами для радиоволн, но наличие в них повышенной трещиноватости и связанной с ней обводненности делает области залегания пегматитовых тел слабыми экранами, которые могут быть использованы при поисках этих тел методом радиоволнового просвечивания.

Пьезоэлектрический метод, предложенный Н. М. Нейштадтом, применяется для поисков пегматитовых тел как в наземных, так и в подземных условиях.

Достижимое геофизическими методами увеличение радиуса поискового действия скважин позволяет уменьшить плотность поисковой сети, что при высокой стоимости бурения, по сравнению со стоимостью геофизических работ, обеспечивает значительное повышение экономической эффективности поисков.

Геологический путь повышения эффективности поисков для обнаружения пегматитов заключается в использовании околопегматитовых ореолов и зон различных изменений вмещающих гранитов. В настоящее время выявлены и изучаются следующие околопегматитовые ореолы и зоны изменений.

Литохимические ореолы, выражаются в аномалиях содержания фтора, иттрия, иттербия и других элементов. Эти аномалии проявляются также и в изменениях минерального состава вмещающих гранитов, залегающих около пегматитов, и распространяются на 2 м и более (до 10 м) от пегматитовых тел.

Гидрохимические ореолы. Из них обнаружен только один радоновый ореол, распространяющийся в виде шлейфа по направлению потока подземных вод от пегматитовых тел на 200 м.

Зоны гидротермально-метасоматических изменений. Вмещающие околосегматитовые тела граниты обычно изменены: пелитизированы и сидерооксидированы, что довольно легко определяется по изменению цвета пород; перекристаллизированы, замещены и выщелачены. Кроме того, Н. П. Ермаков выделил еще один вид изменений — гидротермальное «пропаривание» окружающих пегматитовое тело пород. По данным Н. И. Мязь, «пропаривание» с максимальным звучанием (растрескивание газовой-жидких включений в кварце при нагревании) в интервалах температур 500—600°C распространяется на 10—40 м от пегматитовых тел.

Радиально-концентрические системы трещин в гранитах около пегматитовых тел. Аномалии гамма-активности, магнитной восприимчивости, плотности и упругости гранитов околосегматитовых тел.

Выявленные ореолы и зоны изменений имеют в основном неправильную форму и слабо проявляются, поэтому, чтобы получить для поисков более надежные данные, целесообразно использовать одновременно несколько ореолов и зон изменений.

Проведенные исследования волынских пегматитов позволяют сделать вывод о том, что наиболее важный в научном и практическом отношении тип камерных пегматитов Волыни обладает рядом свойств, использование которых может существенно повысить эффективность геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долгов Ю. А. Термодинамические особенности минералообразования в камерных пегматитах. Докл. на съезде Всесоюз. минер. об-ва, ЛГИ, 1964.
2. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 2, 1957.
3. Захарченко А. И., Труфанов В. Н. Хрусталеносные полости пегматитов Акжайляу (Казахстан), их минералогия и особенности образования. Тр. ВСЕГЕИ, науч. сер., т. 108, 1964.
4. Ключков В. Т., Приказчиков Л. А. Новые данные о геологическом строении юго-восточной части Коростенского плутона. Тр. ВНИИП, т. 1, 1963.
5. Приказчиков Л. А. Процессы перекристаллизации и замещения в топазо-морионовых пегматитах Волыни. Автореф. дисс. Львовск. гос. ун-т, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

Геологоразведочная экспедиция при Министерстве
цветной металлургии СССР, Главтитанредмет

А. С. Таланцев

ГЕНЕЗИС ДРУЗОВЫХ ПОЛОСТЕЙ В ПЕГМАТИТАХ УРАЛА

Друзовые полости в гранитных пегматитах Урала представлены двумя отчетливо различающимися между собой типами — мурзинским и кочкарским. Полости мурзинского типа обычно располагаются в центрах раздувов микроклиновых пегматитов — среди блокового микроклина. Встречаются они в районе Мурзинской гранитной интрузии в Ильменогорском пегматитовом поле и в единичных случаях зафиксированы в зонах экзоконтактов Увильдинской, Кочкарской и Джабык-Карагайской гранитных интрузий. Полости кочкарского типа

располагаются под горизонтальными участками и седловидными перегибами кварцевых ядер микроклин-альбитовых и микроклин-мусковитовых пегматитов. Распространены они локально только в пределах экзоконтактовых зон Кочкарской гранитной интрузии.

ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС ПОЛОСТЕЙ МУРЗИНСКОГО ТИПА

Морфология пегматитовых тел, содержащих полости мурзинского типа, довольно разнообразна. Они представлены то линзами, то жилами с раздувами и пережимами. Дифференциация вещества хорошо проявлена лишь в раздувах жил, где обычно наблюдаются: а) аплитовая оторочка; б) кварц-микроклиновая графическая зона; в) зона блокового микроклина. Среди мономинеральных выделений микроклина блоковой зоны обнаруживаются либо кварцевые ядра, либо друзовые полости. Они как бы взаимозаменяют друг друга; при этом нередки случаи, когда из двух соседних раздувов жилы один содержит в своем центре полость, а второй — кварцевое ядро.

Общезвестный метод поисков друзовых полостей заключается в выявлении пегматитов по секущим кварцевым прожилкам, обнаруживаемым в непосредственной близости от этих полостей. Прожилки обычно ориентированы по нормали к зальбандам пегматита, пересекают все его зоны и выходят во вмещающие породы. В друзовых полостях на их выходах нередко наблюдаются гребешки мориона (рис. 1, а). в зальбандах — мусковит и альбит. Около раздувов жил, не имеющих полостей, подобных явлений не обнаруживается. Тесная взаимосвязь друзовых полостей и секущих кварцевых прожилков устанавливается повсеместно, тогда как около кварцевых ядер такие прожилки почти не встречаются.

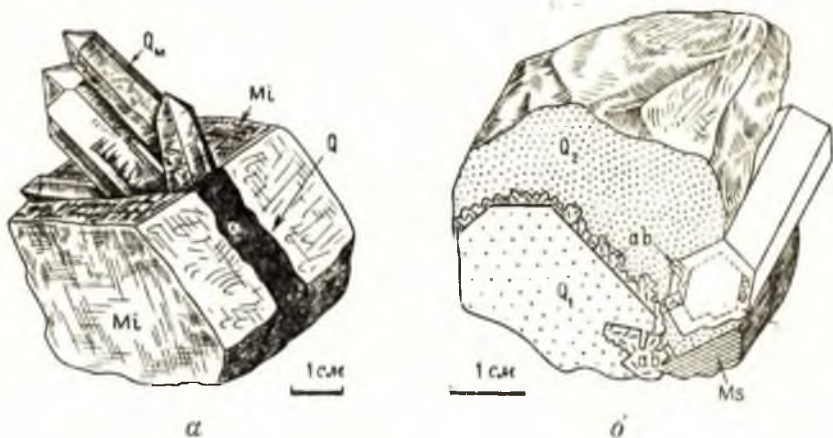


Рис. 1:

а — морионовый гребешок на выходе секущей кварцевой жилки в друзовую полость (Q — жилка кварца, Qm — кристаллы мориона; Mi — микроклин. Mi' — грань кристалла микроклина (вверху), выходящая в друзовую полость); б — альбитовая присыпка на кристаллах кварца, захваченных кварцевым ядром (ah — альбит, Q₁ — ранний кристалл кварца, обрисованный альбитом, Q₂ — кварцевое ядро)

Изучение нескольких десятков друзовых полостей мурзинского типа показало, что строение их довольно однообразное: стенки сложены крупными кристаллами микроклина, который в нижних частях полостей разъедается мелкозернистой альбитовой массой. Из микроклина и альбита в полость разрастаются сноповидные агрегаты мусковита и клевеландита, кристаллы мориона, турмалина, топаза и

других минералов. В процессе образования полостей можно выделить пять стадий, последовательно сменяющихся во времени:

I. Стадия завершения формирования блокового микроклина. На определенном уровне кристаллизации микроклина на гранях его кристаллов, еще продолжающих свой рост, появляются зародыши кварца, а иногда и мусковита. В некоторых случаях отмечается даже два или несколько таких зародышей. Часть их довольно быстро захватывается растущим микроклином и консервируется в нем, но некоторые, опережая микроклин в своем росте и постепенно увеличиваясь в размерах, образуют корневые части выходящих в полость кристаллов мориона. Поверхность их соприкосновения с микроклином имеет хорошо выраженный индукционный характер.

II. Стадия альбитизации микроклина. Вслед за выделением блокового микроклина начинается коррозия его мелкозернистым альбитом. Этот процесс достаточно интенсивно проходит в нижних частях кристаллизационных камер и практически не затрагивает верхние. Замещение микроклина идет по трещинам спайности, стыкам его кристаллических индивидов и их поверхности. Кварц и мусковит при этом совершенно инертны по отношению к альбиту. Нередко по фронту альбитизации микроклина обнаруживаются метакристаллы тантало-ниобатов.

III. Стадия свободной кристаллизации альбита (клевеландита) почти всегда проявлена очень четко. Альбитизация микроклина не бывает полной: обычно остаются небольшие реликты, по которым легко восстановить первоначальные контуры замещенного кристалла. В эту же стадию происходит кристаллизация ранних генераций турмалина (шерла), завершается кристаллизация мориона. В некоторых полостях конечный момент этой стадии фиксируется появлением на ранее образованных минералах тонкой альбитовой присыпки.

IV. Стадия кристаллизации мусковита происходит в основном после кристаллизации альбита. В этот период завершается кристаллизация крупных друзовых сростков мусковита на висячих стенках полостей. В нижних частях в это время выделяются разночешуйчатые агрегаты слюды; при этом нередко образуются гнезда позднего цветного и полихромного турмалина. На морионе появляется слабодымчатая внешняя оболочка. Начинается кристаллизация топаза.

V. В стадию образования клиновидного гидромусковита последний в виде розеток и фестонов обычно нарастает на мусковит IV стадии. Иногда гидромусковит нарастает также на кристаллы топаза. Образование глинисто-гидрослюдистой массы, обычно выполняющей полость, происходит в завершающую стадию.

При охлаждении пегматита на границе физически разнородных масс — кварца и микроклина — возникает микротрещиноватость. Поступающие в трещины остаточные [1] или привнесенные извне [3] растворы вызывают замещение как микроклина, так и кварца. Следовательно, идиоморфизм минералов по отношению к кварцу — результат их метасоматического развития.

Замещение микроклина альбитом не подлежит сомнению. Что касается кристаллов различных минералов, ассоциирующих с кварцем, то их образование путем метасоматического замещения кварца маловероятно. Кварцевое ядро нельзя считать изотропной средой, особенно вдоль трещин по периферии. В связи с этим возникает вопрос, как могут развиваться в нем пучки игольчатых кристаллов апатита, двойники танталита без каких-либо признаков воздействия на их кристаллизацию той среды, в которой они развились? II — второе. Когда метасоматически растущий в микроклине кристалл тантало-ниобатов встречается на пути своего роста зерно кварца, последнее огибается растущими гранями кристалла. Кварц в процессе альбитизации микроклина, как правило, до-

вольно инертен. Поэтому непонятно, каким образом на расстоянии порядка одного-двух десятков сантиметров в периферических частях кварцевых ядер возникают безукоризненные по своему идиоморфизму кристаллы тех же тантало-ниобатов.

Характер кристаллизации альбита показан на рисунке 1,б. Образец взят в одном из пегматитовых тел в районе Джабык-Карагайской гранитной интрузии, из контакта кварцевого ядра с существенно альбитовой его каймой. В нем хорошо видны две генерации альбита. Альбит более поздней генерации отчетливо ксеноморфен по отношению к кварцу, который он окаймляет, и резко идиоморфен к кварцу ядра. Очевидно, эта генерация представляет собой присыпку альбита на кварце. Иными словами, минералообразование в образце идентично III стадии образования друзовых полостей.

Аналогичная по генезису присыпка тонкокристаллических слюд обнаружена на кристаллах клеветандита и турмалина в периферии кварцевых ядер одного из пегматитовых тел в районе Кочкарской интрузии (рис. 2). Подобный характер распределения минералов может



Рис. 2. Пегматитовое тело в районе Джабык-Карагайской гранитной интрузии (зарисовка стенки канавы):

1 — аплитовая оторочка пегматита; 2 — зона графической структуры с окварцеванием и мусковитизацией; 3 — блоковый микроклин; 4 — мелкозернистый альбит; 5 — мелкозернистая масса из альбита, слюды и розового турмалина; 6 — крупнолистоватый мусковит, замещающийся циннвальдитом; 7 — мелкочешуйчатая поздняя слюда; 8 — она же в сноповидных агрегатах длиннопризматических кристаллов; 9 — пучки крупнопластинчатого клеветандита; 10 — роостерит; 11 — кварцевое ядро

быть объяснен только свободной их кристаллизацией до образования кварцевого ядра в заполненной расплавом-раствором камере: крупные минеральные индивиды кристаллизуются на верхней ее стенке, а мелкие, зарождающиеся непосредственно в расплаве-растворе, опускаются на дно камеры, не достигая крупных размеров.

Таким образом, минералообразование на стенках друзовых полостей и по периферии кварцевых ядер идентично. Участки пегматитов, содержащие друзовые полости, отличаются от участков с кварцевыми ядрами в центре лишь наличием кварцевых прожилков, секущих все зоны пегматитов от зальбандов до стенок полостей.

Выше уже упоминалось, что в пегматитах района Увильдинской интрузии кварцевые прожилки как бы соединяют друзовые полости с участками развития метакристаллов альбита во вмещающих породах. В районе Мурзинской и Джабык-Карагайской интрузий на выходах таких прожилков во вмещающие породы и в зальбандах их отмечается, однако, мусковит. На рис. 3 приведена зарисовка выработки,

вскрывшей друзовую полость в пегматите из района Джабык-Карагайской интрузии. Полная выемка массы выполнения полости и кварцевого прожилка показала, что их объемы равны. Состав мусковитов

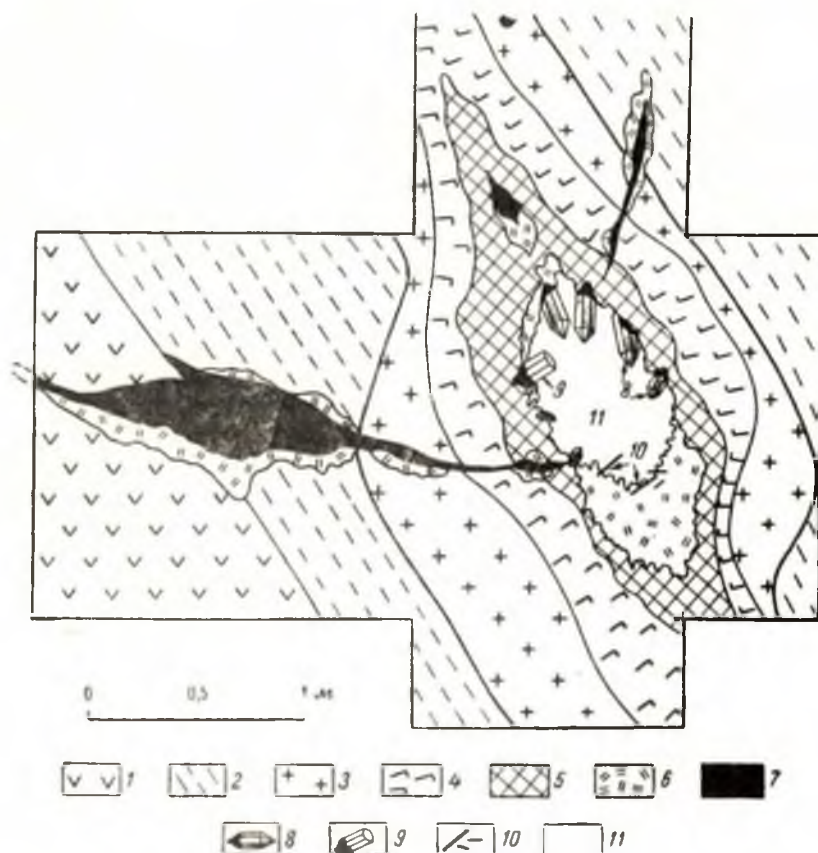


Рис. 3. Друзовая полость мурзинского типа (зарисовка стенки выработки района Джабык-Карагайской интрузии):

- 1 — амфиболовый сланец; 2 — кварц-биотит-полевошпатовый сланец; 3 — аплитовая оторочка пегматита; 4 — зона графической структуры с мусковитизацией; 5 — блоковый микроклин; 6 — тонкозернистая смесь мусковита и альбита; 7 — кварц; 8 — кристаллы мориона; 9 — редкий алюмосиликат; 10 — турмалин; 11 — глинисто-гидрослюдастая масса выполнения полости

полости и зальбандов прожилка оказался идентичным. Как в полости, так и в прожилке обнаружен турмалин. Все это позволяет предполагать, что формирование полости и прожилка — единый процесс.

Таким образом, можно наметить следующий механизм формирования полостей мурзинского типа. При проявлении тектонических процессов замкнутость ряда остаточных кристаллизационных камер пегматитовых тел могла нарушиться. Если бы внутреннее давление в камере, заполненной расплавом-раствором, превысило давление во вмещающих породах, то для восстановления равновесия остаточный расплав-раствор должен был, по крайней мере, частично выйти за ее пределы. Началось бы взаимодействие вмещающих пород с остаточным расплавом-раствором с образованием альбита и мусковита, а по трещинам породы — кварца. Однако, к моменту наступления равновесия остаточный расплав-раствор оказывается почти полностью израсходованным. Остаток его, сохраняющийся в полости, в дальнейшем при понижении температуры образует массу выполнения:

Друзовые полости кочкарского типа развиваются в сравнительно полого залегающих телах микроклин-альбитовых и микроклин-мусковитовых пегматитов под горизонтальными участками кварцевых ядер. Ниже их обычно располагается шток альбит-кварц-слюдяного грейзена. По своему характеру друзовые полости кочкарского типа близки к полостям волюнского типа [5, 6] и имеют ряд особенностей, не свойственных мурзинскому типу. Существенное их отличие состоит в том, что полости кочкарского типа формируются за пределами материнского гранитного массива, в секущих метаморфических породах тел пегматитов. Кроме того, в кристаллах кварца из этих полостей не обнаруживается сотовой осевой части, что указывает на формирование их при более низких температурах. Размеры полостей описываемого типа не превышают $1,2 \text{ м}^3$.

Повсеместная приуроченность друзовых полостей кочкарского типа к куполообразным перегибам и горизонтальным участкам кварцевых ядер позволяет предполагать, что при их формировании ядра были своеобразными экранами, создавшими условия для возникновения остаточных кристаллизационных камер. В центре у верхней стенки камеры обычно формируется один, реже несколько наиболее крупных зональных кристаллов кварца. Внутренняя, осевая, часть их слабо дымчатая, часто опалесцирующая, иногда с многочисленными газово-жидкими включениями; внешняя представлена темно-дымчатым кварцем, реже цитрином или морионом. Поверхность кристаллов обычно покрыта рубашкой бесцветного кварца толщиной не более $0,5\text{--}1 \text{ см}$.

Полости выполнены в основном крупно- или среднечешуйчатым агрегатом клиновидных кристаллов светло-зеленого гидромусковита (с содержанием H_2O порядка $8\text{--}11\%$). Лишь в центральных частях полостей отмечаются желваки микрокристаллической смеси гидрослюда и глинистых минералов, а иногда — радиально-лучистые скопления литиофорита. На верхней стенке полости располагается $80\text{--}95\%$ кристаллов кварца. Все прочие минералы концентрируются в ее нижней части, нарастая на околосредовой грейзен. Состав и количество их в разных полостях различны. Наиболее распространены кристаллы турмалина, имеющие черный, голубовато-серый, зеленый или коричнево-фиолетовый цвет. Иногда встречаются полихромные разности. По краям полостей внутрь их разрастаются идиоморфные по отношению ко всем минералам сноповидные агрегаты клевеландита (рис. 4). Неотъемлемой составной частью любой полости кочкарского типа является околосредовой грейзен. В нижней стенке полостей он представлен пористой массой радиально-лучистых агрегатов призматических кристалликов светло-зеленого мусковита.

Основываясь на вышеизложенном, можно предположить следующий механизм образования полостей кочкарского типа. При относительно спокойной тектонической обстановке остаточные (существенно гидротермальные) растворы после формирования кварцевых ядер могли концентрироваться под их горизонтальными частями и куполообразными перегибами. В этих условиях на определенной стадии процесса должно наступить равновесие между кварцем и присутствующими в растворе соединениями, содержащими в своем составе кремнезем. После этого дальнейшее выделение SiO_2 в твердую фазу должно уже проходить, очевидно, очень медленно. Скорость процесса определяется количеством уходящих из системы компонентов, удерживающих кремнезем в растворенном состоянии, и степенью охлаждения системы.

На образование слюд и альбита должны расходоваться только минерализаторы — натрий, редкие щелочи, фтор, хлор, вода, поскольку прочие компоненты (алюминий, кремний) имелись в достаточ-

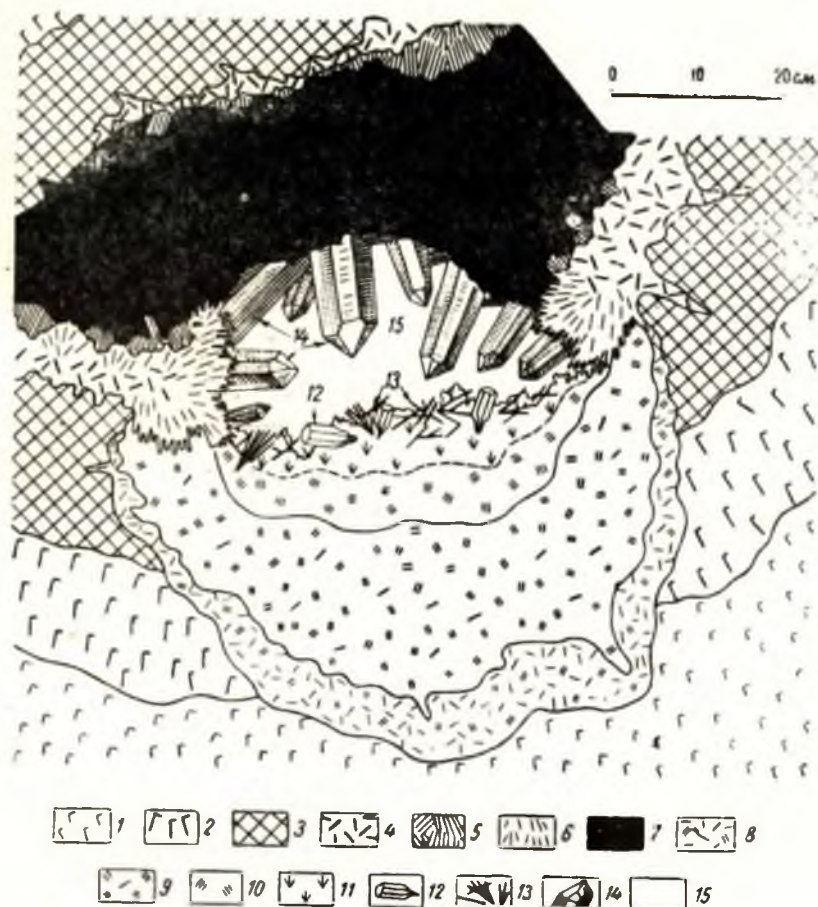


Рис. 4. Друзовая полость кочкарского типа (зарисовка стенки выработки района Кочкарской интрузии):

1 — мелко- и среднезернистая графическая структура; 2 — апографическая структура с альбитом и мусковитом; 3 — блоковый микроклин; 4 — зона мелкозернистого альбита; 5 — мусковит; 6 — крупнопластинчатый клеветандит; 7 — кварцевое ядро; 8 — альбито-слюдяной грейзен; 9 — существенно слюдяной грейзен с небольшим количеством альбита; 10 — зона призматических слюд; 11 — крупночешуйчатый клиновидный гидромусковит; 12 — редкий алюмосиликат; 13 — турмалин; 14 — дымчатый кварц; 15 — мелкозернистая гидрослюдистая масса выполнения полости

ном количестве в замещающемся микроклине. Освобождающийся при этом кремнезем выделялся в твердую фазу, образуя крупные прозрачные кристаллы кварца. Таким образом, процесс формирования подгнездового грейзена служил своеобразным регулятором кристаллизации кварца в полостях. Последовательность выпадения других минералов зависела от устойчивости их соединений с тем или иным элементом. Разложение соединений с активными катионами шло в следующем порядке: фосфор (с образованием апатита) — бор (появление турмалина) — фтор (кристаллизация топаза) — вода (выделение гидрослюды). Топаз иногда индуцировался даже гидрослюдами.

О ГЛУБИНАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛОСТЕЙ

При рассмотрении приведенной выше схемы формирования полостей кочкарского типа возникает вопрос: почему не все пегматитовые тела (рис. 2) содержат друзовые полости?

Ответ на этот вопрос можно найти в работе И. Д. Соболева [4]. По его данным, Кочкарская гранитная интрузия сформировалась на глубине 350—400 м, в то время как Мурзинская — на глубине 1000—1300 м. Если учесть степень эрозии массивов, то для связанных с ними пегматитовых полей глубина становления определяется 1300—1900 м в районе Кочкарской интрузии и 1700—2500 м — в районе Мурзинской. Аналогичные расчеты по региональным построениям дают наиболее вероятные глубины формирования пегматитовых полей района Увильдинской интрузии — 2100—2600 м, Джабык-Карагайской — 2400—3200 м, Челябинской — свыше 2500 м. Следовательно, пегматиты с друзовыми полостями кочкарского типа формировались на глубине 1300—1800 м, с полостями мурзинского типа — 1700—2500 м, а лишенные друзовых полостей — свыше 2500 м. Эти данные хорошо согласуются с выводами А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова [2] об образовании пегматитов хрусталеносной формации на минимальных глубинах.

Для пегматитов различных глубин устанавливаются существенные различия в развитии конечных стадий процесса их формирования. В глубинных пегматитах остаточный после кристаллизации кварцевых ядер гидротермальный раствор, содержащий ионы натрия, калия, редких щелочей, фтора, хлора, $(\text{PO}_4)^{2-}$, $(\text{CO}_3)^{2-}$ и ряд других компонентов, отжимался по мере его образования, заполняя трещины окружающих зон пегматита. Вполне вероятно, что в условиях высоких давлений взаимодействие остаточных порций раствора с окружающей средой шло достаточно интенсивно. Тем самым исключалась возможность наступления подвижного равновесия при кристаллизации кварцевых ядер, а следовательно, и появления друзовых полостей.

Необходимо учитывать, что формирование пегматитов происходило, по-видимому, в течение длительного периода. Первоначально, в момент внедрения, давление в пегматитах было равновесным по отношению к окружающей среде. Но если формирование их шло по принципу закрытой системы (такого мнения придерживаются в настоящее время многие геологи), то между пегматитовым телом и окружающей средой на определенной стадии должна возникнуть разность давлений, которая должна быть прямо пропорциональна мощности толщи, смытой с поверхности эрозией в период образования пегматита, и обратно пропорциональна глубине его залегания. Из этого следует вывод: чем меньше глубина формирования пегматитового тела, тем более вероятно возникновение появления в нем полостей мурзинского типа.

На минимальных глубинах создаются условия для закономерного обособления остаточного гидротермального раствора и сравнительно медленного его взаимодействия с окружающей массой пегматита, где и возникают крупные кристаллы кварца.

ВЫВОДЫ

1. При изучении пегматитов Урала, содержащих друзовые полости, установлено два резко различающихся между собой типа полостей — кочкарский и мурзинский. Первый из них возникает на глубинах 1300—1900 м, второй — на глубине 1800—2500 м. Пегматиты, ста-

новление которых происходило на глубинах свыше 2500 м, друзовых полостей не содержат.

2. Мурзинский тип полостей формируется за счет возникновения трещин в стенках остаточных кристаллизационных камер на заключительных стадиях формирования пегматитов. В результате перепада давлений часть пегматитообразующего расплава-раствора уходит за пределы камеры и даже пегматитового тела, создавая остаточную полость.

3. Кочкарский тип представлен полостями, формировавшимися на малых глубинах под горизонтальными частями кварцевых ядер. Кварц при этом играл роль экрана, способствующего накоплению остаточного пегматитообразующего расплава-раствора. Выделение из раствора кристаллов кварца и других минералов шло параллельно с образованием подгнездового грейзена, служившего регулятором скорости их кристаллизации.

Хорошим поисковым признаком наличия друзовых полостей этого типа является горизонтальное залегание в хрусталеносных пегматитах участков кварцевых ядер.

4. Изучение пегматитов с друзовыми полостями, а также выяснение взаимоотношения кварцевых ядер с окружающими их зонами показало, что околоскварцевые слюдяно-альбитовые зоны образуются частично путем замещения, частично за счет свободной кристаллизации альбита и слюды на стенках остаточных камер. Установлены две парагенетические ассоциации минералов, из которых первая, более ранняя, образовалась до развития кварцевых ядер, а вторая — после них, на конечных стадиях становления пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов К. А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
2. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах формирования рудных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.
3. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.
4. Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 6, М., Госгеолтехиздат, 1961.
5. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.
6. Чернышкова Л. П. Геологические особенности пегматитов Волыни, их морфология и внутреннее строение. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.

Экспедиция всесоюзного шестого производственного объединения Министерства геологии СССР

А. Н. Лукашев

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ В КЕНТСКОМ ГРАНИТНОМ МАССИВЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

В Центральном и Восточном Казахстане наиболее широко распространены варисские интрузивы, которые можно отнести к трем интрузивным комплексам [6]: среднекаменноугольному, или токраускому (гранодиориты и диориты), верхнекаменноугольному, или калдырминскому (биотитовые и лейкократовые граниты), и пермскому, или акчатаускому (аляскитовые граниты). В структурном отношении многие интрузивные тела варисского времени (Кентский и др.) приурочены к Северо-Балхашской субгеосинклинальной области вблизи ее сочлене-

ния с Чингиз-Тарбагатайской геосинклинальной зоной и контролируются глубинными зонами разломов. Кентский массив находится на восточном окончании Успенской зоны смятия на стыке трех зон глубинных разломов: близмеридиональной — Балхаш-Джилтауской, северо-восточной — Калдырма-Бохтинской и северо-западной — Бакапасской [7, 8]. Рассматриваемый массив (площадью 600—700 км²) выполняет ядро антиклинали, сложенной осадочно-вулканогенными толщами девона и низов карбона.

Кентский массив представляет собой комбинацию разновозрастных интрузивов (рис. 1). Первичную форму наиболее древнего из них (среднекаменноугольного) восстановить невозможно. На основании ориентировки длинных осей большинства ксенолитов и сопоставления с формой разновозрастных массивов можно только предполагать о вытянутости интрузива в северо-западном, близком к широтному, направлении. Среднекаменноугольный интрузив представлен различными по составу породами — от гранита до диорита — и характеризуется неоднородностью их структуры, ассимиляцией и гибридным. Сравнительно часто встречающиеся зоны милонитизации пород и другие явления свидетельствуют о неспокойной тектонической обстановке. И не случайно, что почти все рудные проявления и магнетитовое (скарновое) месторождение Кень-Тюбе приурочены к экзоконтакту среднекаменноугольного интрузива.

Верхнекаменноугольные граниты по составу, строению, взаимоотношениям между породообразующими минералами, количеству и особенностям состава аксессуаров занимают промежуточное положение между среднекаменноугольными гранодиоритами и пермскими аляскитовыми гранитами. Взаимоотношения между залежами, штоками и дайками мелкозернистых аплитовидных гранитов и крупнозернистых гранитов основной фации такие же, как и в пермском интрузиве, и будут рассмотрены ниже. Состав гранитов (биотитовые — лейкократовые) основной фации обычно колеблется. Местами встречаются меланократовые шпильки и ксенолиты, особенно на площади развития биотитовых разностей, но количество их незначительно. Вдоль контакта с верхнекаменноугольными гранитами в гранодиоритах отмечались инъекции, катаклаз, осветление и т. д., причем местами мелкие прожилки гранитов настолько многочисленны, что порода приобретает вид эруптивной брекчии. Рассматриваемый интрузив, по сравнению со среднекаменноугольным, формировался в более спокойных условиях. Об этом свидетельствует относительное постоянство состава, общее ослабление тектонической деятельности, менее ярко выраженная ассимиляция и т. д.

В пермское время в верхнекаменноугольных гранитах вдоль контакта с вмещающими толщами образовалась серия довольно крупных кулисообразных даек кислых пород, не связанных с господствующими в то время северо-восточными разломами. Эти ослабленные зоны были использованы пермской* интрузией аляскитовых гранитов, с которой и связаны все камерные пегматиты.

Форма пермского интрузива в плане серповидная; длина в осевой части достигает 25 км при максимальной ширине 7 км. Верхняя его поверхность волнистая, местами ступенчатая вследствие влияния домагматических разломов на его форму. Вмещающие породы здесь ороговикованы и как бы «припаяны» к гранитам. Боковые контакты интрузива почти вертикальные и совпадают с кольцевыми разломами, верхние — волнистые, близкие к горизонтальным.

* Абсолютный возраст гранитов определен В. Ф. Беспаловым и О. Ф. Кролем

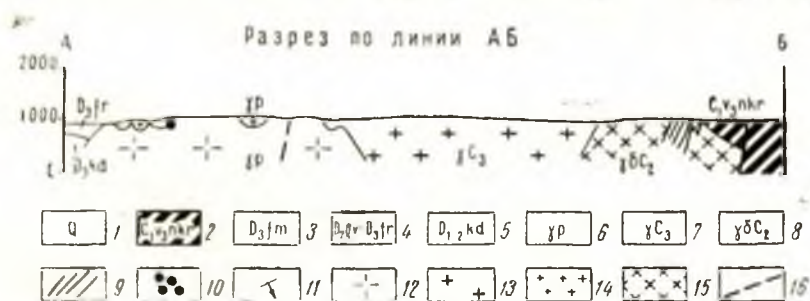
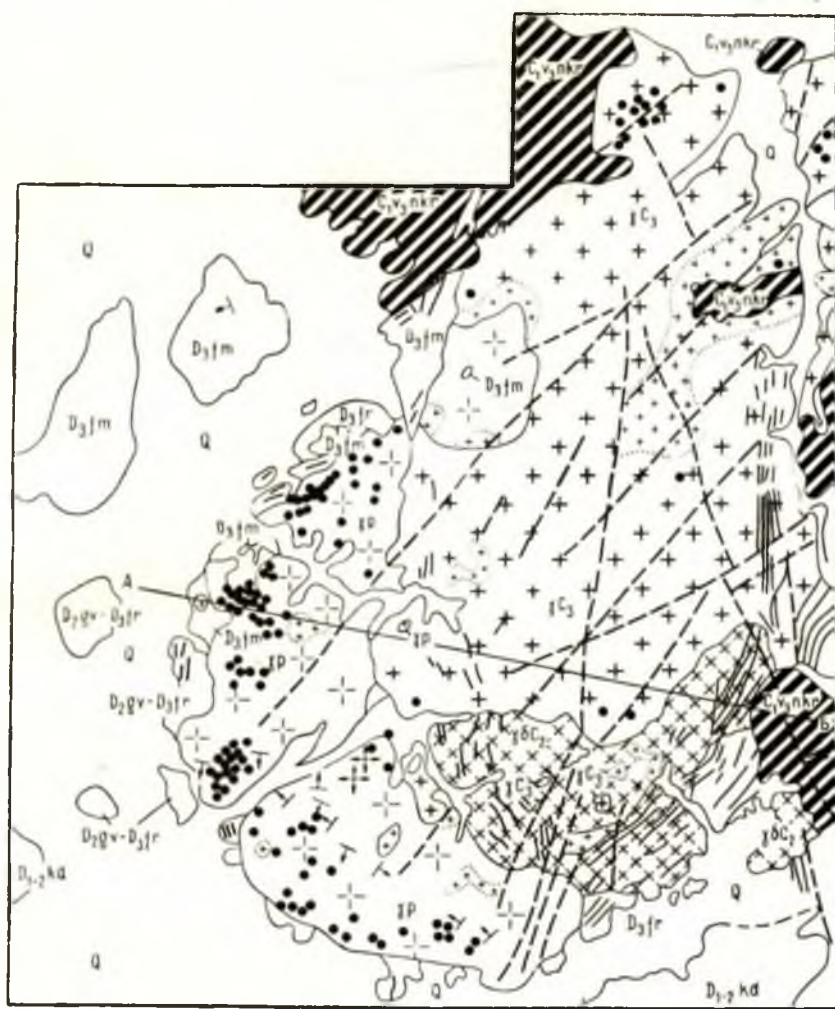


Рис. 1. Геологическая карта Кентского гранитного массива (составил А. Н. Лукашев по материалам В. Ф. Беспалова, Н. Р. Асутулаева, А. Ф. Лягоменко, И. В. Голикова-Заволжского, Б. П. Сухарева, А. А. Смирнова, А. Н. Лукашева):

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний карбон (визейский ярус, каркаралинская свита): липаритовые туфы, песчаники, конгломераты, андезитовые и андезито-дицитовые туфы и лавы; 3 — верхний девон (фаменский ярус): туфы, туфолавы, песчаники; 4 — верхний девон (живетский и франкий ярусы нерасчлененные): песчаники, алевролиты, сланцы и порфиритовые туфы; 5 — нижний и средний девон нерасчлененный (кайдаульская свита): песчаники, андезитовые порфириты, трахи-липаритовые порфиры; граниты: 6 — пермские, 7 — верхнекаменноугольные; 8 — среднекаменноугольные граниты и гранодиориты; 9 — дайки аплитов, гранит-порфиров, фельзитов; 10 — пегматиты; 11 — элементы залегания пород и пологопадающих трещин; 12 — аляскитовые граниты; 13 — биотитовые и лейкократовые граниты; 14 — мелкозернистые граниты и аплиты; 15 — гранодиориты и диориты; 16 — тектонические нарушения

Хорошо развитая в гранитах пологопадающая система трещин (L , по Клоосу) ориентирована параллельно поверхности контакта. По вблизи провесов кровли угол между этими трещинами и контактами гранитов с роговиками приближается к 90° . Современный рельеф довольно точно отображает первичные структуры (купола и прогибы). Это позволяет реконструировать кровлю гранитного массива и определить глубину эрозионного среза. В более глубоких его частях наблюдается тенденция к увеличению основности пород, что, вероятно, обусловлено дифференциацией магмы в относительно спокойной тектонической обстановке.

Во внешней части серповидного выхода аляскитовых гранитов последние контактируют с кислыми и средними эффузивами, реже с тонкопереслаивающейся толщей алевролитов, мелкозернистых песчаников и сланцев; во внутренней его части — соответственно с гранодиоритами, диоритами и лейкократовыми гранитами. Вмещающие породы вдоль контакта с аляскиотовыми гранитами изменены в различной степени. Наиболее интенсивная гидротермальная переработка пород отмечается в верхнекаменноугольных лейкократовых гранитах, где мощность зон интенсивной калишпатизации и местами альбитизации достигает нескольких десятков и даже сотен метров. Наименее изменены тонкослоистые осадочные толщи, для которых характерно лишь незначительное ороговикование и реже слабое окварцевание в зоне мощностью 1—3 м. В этих участках более интенсивные изменения, проявляющиеся иногда в гранитизации и окварцевании пород, наблюдались лишь вдоль некоторых разломов.

В гранитах и роговиках развиты одни и те же системы трещин, что, вероятно, обусловлено общей региональной деформацией, захватывающей как интрузив, так и вмещающие породы [4]. Трещин в гранитах наблюдалось больше, чем в ороговикovaných мелкозернистых песчаниках, алевролитах и сланцах, что способствовало формированию в них почти всех даек аплитов, пегматитов, грейзенов и кварц-флюоритовых жил.

В возрастном отношении выделяются домагматические, синхронные и постагматические разрывные нарушения. Последние встречаются редко и для нас интереса не представляют.

Домагматические тектонические нарушения развиты вблизи массива достаточно широко и четко фиксируются конфигурацией контакта (рис. 2). На продолжении контакта в роговиках отмечаются трещиноватые зоны, которые на более низком гипсометрическом уровне пересекаются гранитами, что явно свидетельствует о домагматическом зарождении зон. Часть разломов выполнена апофизами и дайками гранитов в роговиках, около других отмечается сильное окварцевание, иногда гранитизация пород, третьи, несмотря на контакт гранитов с роговиками, проходящий вдоль них, изменены весьма слабо. Влияние этих разломов сказалось и в последующий период, так как на их продолжении в гранитах встречались ослабленные зоны, о чем свидетельствует большое количество трещин. Кроме того, некоторые самые ранние дайки аплитов имеют либо близмеридиональное простирание, либо ориентированы в соответствии с направлением первичной слоистости роговиков.

Прототектонические трещины развиты в массиве неравномерно. Наиболее интенсивное их формирование совпадает с α - β -превращениями кварца [5]. Именно поэтому многие из них в этот период выполняются высокотемпературными образованиями (аплиты, пегматиты). Расстояние между прототектоническими трещинами часто резко меняется. Так, например, в западной части пермского интрузива обнажен горизонт гранитов с тонкоплитчатой отдельностью мощностью в несколько десятков метров, который подстилается и перекрывается

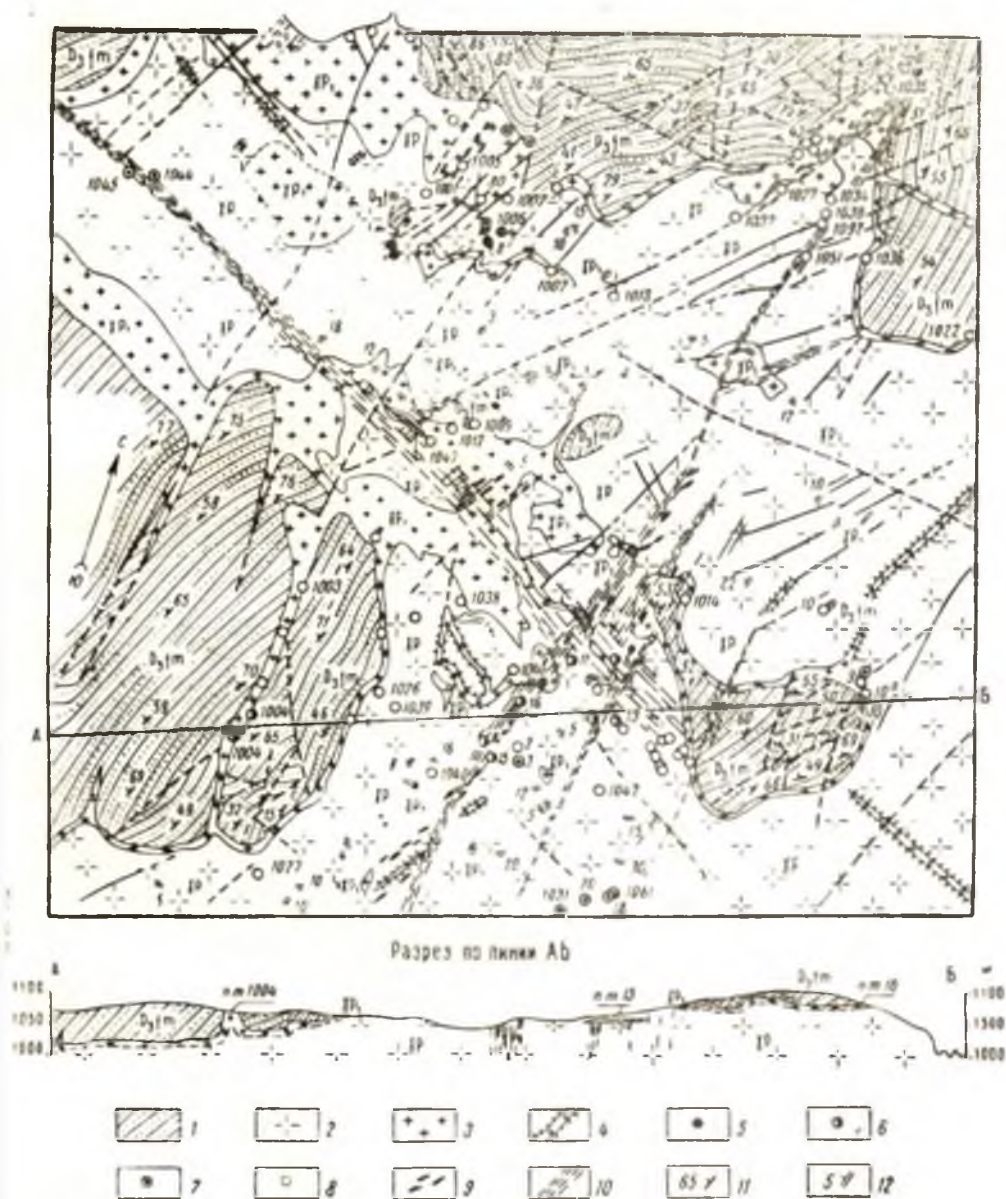


Рис. 2. Геологическая карта участка Донгол (составили А. Н. Лукашев и И. В. Щеголев):

1 — верхний девон, фаменский ярус: мелкозернистые песчаники, алевролиты и сланцы; 2 — крупно- и среднезернистые аляскинские граниты; 3 — мелкозернистые граниты; 4 — дайки аплитов; 5 — полнодифференцированные и полнотональные пегматиты; 6 — существенно кварцевые полнодифференцированные пегматиты; 7 — кварцевые грейзены; 8 — неполнодифференцированные пегматиты; 9 — кварц-флюоритовые жилы; 10 — трещинная тектоника; 11 — элементы залегания пород; 12 — элементы залегания трещин пластовой отдельности в гранитах.

Монолитными гранитами с грубоплитчатой отдельностью, причем переход от одной системы трещин к другой быстрый и резкий (рис. 3). В



Рис. 3. Характер матрацевидной отдельности: грубоплитчатая, матрацевидная — вверху, тонкоплитчатая — внизу (участок Донгол)

таких местах часто встречаются пологопадающие тела мелкозернистых гранитов. Количество прототектонических трещин в гранитах значительно увеличивается в апикальных частях массива, особенно вблизи провесов кровли, у перегибов первичных структурных элементов массива, на предполагаемом продолжении домагматических разломов, вдоль контакта между средне- и мелкозернистыми гранитами. Для прототектонических трещин характерна тесная взаимосвязь. Резкое увеличение количества трещин по одному из основных направлений (Q , L , S) вызывает аналогичные явления по двух другим направлениям. В результате образуются блоки или иногда широкие зоны сильно трещиноватых гранитов.

В дальнейшем формируются крутопадающие сильно трещиноватые зоны, совпадающие по направлению с крутопадающими прототектоническими трещинами. Сначала образовались северо-западные (ази-

мут простираения $290-310^\circ$) зоны, контролирующие размещение кварцевых грейзенов и высокотемпературных кварцевых и кварц-флюоритовых жил. О более позднем их образовании по сравнению с пегматитами свидетельствует замещение грейзеном письменного гранита. Затем сформировались северо-восточные крутопадающие трещины, vyplненные средне-низкотемпературными кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами и прожилками. Вдоль этих трещин дайки аплитов, имеющие северо-западное простираение, смещены.

О более молодом возрасте северо-восточных трещин свидетельствует и взаимное пересечение двух разновозрастных прожилков кварца. Вдоль северо-западного прожилка отмечается интенсивная альбитизация микроклина и сегрегация кварца; контакт между гранитом и кварцем расплывчатый. Пересекающий его северо-восточный прожилок, наоборот, имеет четкий прямолинейный контакт, граниты вблизи него неизменены.

В пермском интрузиве отчетливо обособляются крупно-, средне- и мелкозернистые граниты. Минеральный и химический состав тех и других почти одинаков. Первые слагают основную часть массива, вторые образуют многочисленные пологопадающие залежи, дайки и штоки.

Все многообразие развитых на массиве пегматитов обусловлено различными сочетаниями микроклин-пертита и кварца. Среди пегматитовых тел выделяются недифференцированные, слабодифференцированные и полнодифференцированные пегматиты. В случае резкого преобладания одного из основных породообразующих минералов выделяются существенно кварцевые или существенно полевошпатовые тела.

Крупные камеры-минерализаторы встречены лишь в полнодифференцированных и существенно кварцевых пегматитах. Характерной чертой

полнодифференцированных пегматитов является наличие хорошо выраженных мономинеральных полевошпатовых и кварцевых зон.

Между мелкозернистыми гранитами и пегматитами существует тесная связь. Вдоль осевой части пермского интрузива, где наблюдается перегиб куполовидных структур первого порядка, отмечается цепочка крупных тел мелкозернистых гранитов. Большинство пегматитов также приурочено к крупным куполам. Например, к северу от р. Карагаш в верхней половине купола, поперечник которого равен 2 км, выявлено свыше 20% общего количества пегматитовых тел. В центральных частях пермского интрузива обнаружено очень крупное тело мелкозернистых гранитов (см. рис. 1), к западу от него — множество крупнопадающих даек аплита. В эндоконтактной зоне количество последних резко уменьшается, но общий объем тел мелкозернистых гранитов увеличивается за счет широкого развития пологопадающих залежей и реже штоков, занимающих 20% площади. В этой зоне (участок Донгол) обнаружена масса мелких шлиров и все крупные полнодифференцированные и существенно кварцевые, с камерами-минерализаторами, пегматитовые тела.

Почти все недифференцированные пегматиты с ярко выраженным азональным строением залегают в верхних частях и на выклинивании пологозалегающих тел мелкозернистых гранитов, реже в дайках и штоках. Аналогичное положение иногда занимают слабо- и полнодифференцированные пегматиты. Хотя большинство из них залегают в среднезернистых гранитах, их связь с мелкозернистыми гранитами сомнений не вызывает.

Несмотря на тесную связь, существует отличие в распределении пегматитов и мелкозернистых гранитов. Крупные тела мелкозернистых гранитов встречаются в любой части массива, тогда как размеры, количество и степень дифференциации пегматитовых тел закономерно уменьшаются по мере удаления от контакта с породами рамы. В южной половине пермского интрузива, в отличие от северной, пегматитов мало и размеры их невелики. Вышеописанные различия в распределении рассматриваемых типов образований легко объяснить высокой подвижностью водно-силикатных пегматитообразующих растворов (или расплавов), которые накапливаются в зонах эндоконтакта.

Степень дифференциации пегматитов закономерно увеличивается в тех участках эндоконтакта, где граниты перекрыты более пластичными породами в следующей последовательности: верхнекаменноугольные граниты, диориты, эффузивы, тонкозернистые песчаники и сланцы. Наиболее благоприятные структурные ловушки создаются вдоль флексуорообразных перегибов поверхности контакта гранитов с вмещающими толщами (провесами кровли). Обязательное условие формирования в таких ловушках крупных пегматитовых тел — отсутствие в мелкозернистых песчаниках и сланцах даек гранитов и гидротермальной переработки пород вдоль тектонических зон.

Для распределения пегматитов внутри массива большое значение имеют экраны в виде монолитных блоков гранитов с грубоплитчатой отдельностью, которые резко переходят в нижележащие тонкоплитчатые граниты (см. рис. 3). К таким участкам приурочены скопления существенно кварцевых тел на участке Донгол, все крупные слабодифференцированные пегматиты участка Карагаш и др.

Приуроченность крупных иногда полнодифференцированных пегматитовых тел к благоприятным структурам при наличии экранирующих пород указывает на возможность перемещения водно-силикатных пегматитообразующих растворов или расплавов-растворов [1, 2, 3]. На Кентском массиве известны случаи выполнения различных систем прототектонических трещин (Q и S , S и L , Q и L) как

пегматитами, так и аплитами. Они характерны и для других плутонов и неоднократно описывались в литературе. Аплиты обычно выполняют одну трещину или узкую зону субпараллельных сближенных трещин, тогда как пегматиты приурочиваются к значительным по размерам блокам и зонам с резко увеличенным количеством прототектонических трещин. Так, почти все существенно кварцевые пегматитовые тела участка Донгол расположены внутри сильно трещиноватого блока гранитов, вытянутого в северо-западном направлении. Полнодифференцированные пегматитовые тела приурочены к зоне шириной 200 м (рис. 4).



Рис. 4. Схема тектонического строения участка Донгол по данным дешифрирования аэрофотоснимков (составил А. Н. Лукашев):

1 — роговики; 2 — алюкситовые граниты; 3 — трещины и разломы; 4 — пегматиты

При наличии относительно крупных блоков и зон и различных систем сближенных трещин в них создаются условия для формирования сложных по форме пегматитовых тел. Тем не менее вблизи пегматитов чаще преобладает одна из систем трещин, являющаяся обычно подводящим каналом для водно-силикатных растворов. Вдоль этих трещин на удалении от экранирующих пород встречаются мелкие пегматитовые шлиры и прожилки. Форма тел обусловлена влиянием различных систем трещин и экранирующими породами (рис. 5, 6). Вдоль подводящих каналов от основного тела отходят наиболее крупные апофизы («хвосты»). На этих участках отмечаются интенсивно измененные породы, пегматитовые шлиры и прожилки, обволакивающие иногда со всех сторон крупные глыбы гранитов. Контакт пегматитовых тел с вмещающими гранитами часто прямолинейный (рис. 7), на протяжении нескольких метров строго следует вдоль трещин. Последние не

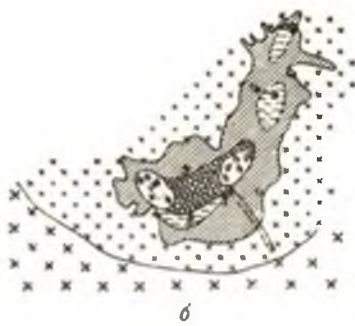
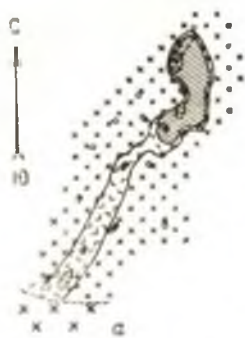




Рис. 5. Погоризонтные планы пегматитовых тел:

а — 87 м; б — 92 м; в — 102 м; г — 944 м;
д — 948 м; е — 1078 м

1 — роговики; 2 — крупнозернистый гранит; 3 — гранит-порфир; граниты: 4 — мелкозернистый; 5 — письменный; 6 — полевошпат; 7 — кварц; 8 — кристаллы кварца; 9 — флюорит; 10 — продукты выщелачивания полевошпатов: глина, слюда; 11 — трещины; 12 — нечеткие контакты; 13 — шурфы; 14 — скважины

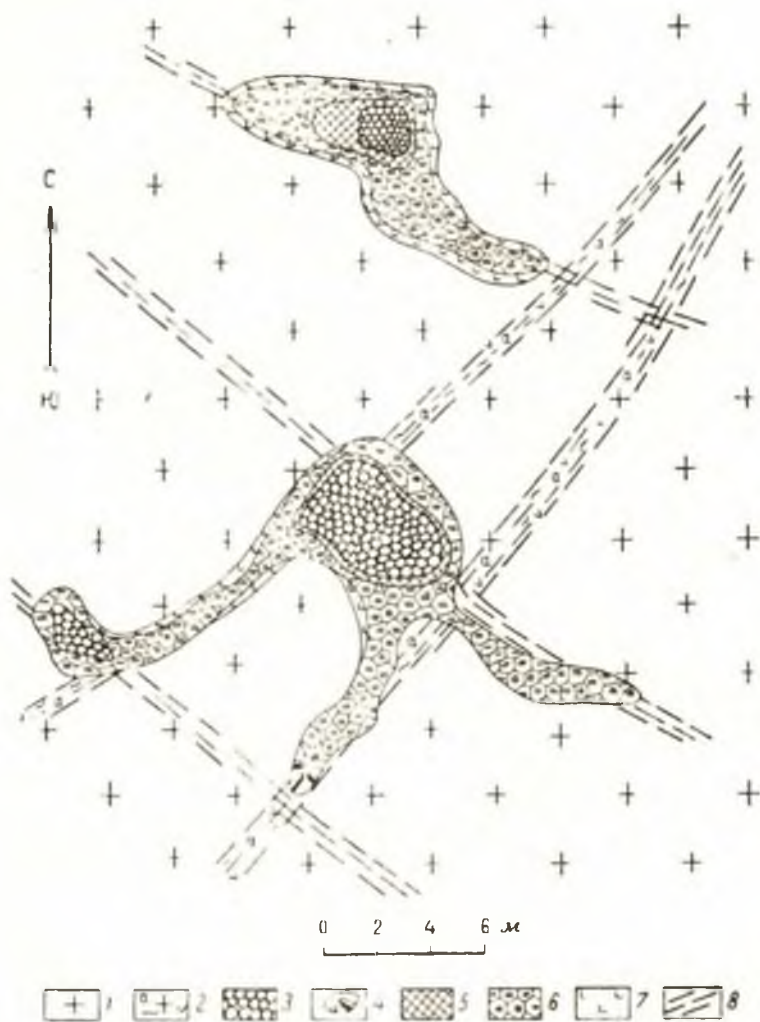


Рис. 6. План пегматитового тела (составил В. И. Ушаков и А. Н. Лукашев):

1 — крупнозернистый гранит; 2 — то же альбитизированный и десилицированный; 3 — кварцевое ядро; зоны: 4 — погребная, 5 — полевошпатовая, 6 — пегматоидная, 7 — графическая; 8 — трещины

могли образоваться позже пегматитов, так как часть их выполнена апофизами.

Пегматиты Кентского массива характеризуются неравномерным содержанием кристаллов мориона и других минералов. Объем погребных зон в одинаковых по строению и размерам пегматитовых телах колеблется в широких пределах. Образованию крупных погребов повсеместно предшествует дробление и отслаивание пород. В результате в гнезда попадают иногда глыбы гранита, впоследствии обрастающие дымчатым кварцем и флюоритом. Границы между погребной зоной и неизмененными частями пегматита обычно расплывчатые из-за интенсивной переработки пород и местами следуют вдоль трещин. На стенках трещин со стороны неизмененных пород видны иногда борозды скольжения, на их продолжении в более высоких частях ядра отмечается дробление кварца. В шурфе, пройденном в юго-западной части пегматитового тела, четко виден прямолинейный контакт погребной глинки с относительно слабо измененными гранитами, на которых видны борозды скольжения. Время образования таких трещин и погребов совпадает. Это подтверждается наличием в неизмененных полевошпатовых зонах пегматитового тела полос пелитизированного микроклина, направление которых совпадает с направлением трещин, ограничивающих погребную зону. В кварце ядра рассматриваемых пегматитов давление во включениях не превышает 1000 атм, а в кристаллах мориона 650 атм [1], что невозможно объяснить эволюционным развитием пегматита в условиях замкнутой физико-химической системы. Возможно, аметистоподобный высокотемпературный кварц, развитый в центре некоторых кристаллов, соответствует такому же по цвету кварцу ядра.



Рис. 7. Контакт пегматитового тела (белое) с мелкозернистыми гранитами (серое)

Время формирования погребных зон и кварцевых грейзенов совпадает. Известно, что самые крупные по объему камеры-минерализаторы приурочены к пегматитам участка Донгол. Здесь же широко развиты и грейзены. Распределение тел грейзенов внутри массива контролируется, как уже упоминалось, северо-западными крутопадающими зонами разломов. Вдоль одной из них расположены крупные пегматиты, в том же направлении вытянуто большинство крупных погребных зон и развиты иногда по их периферии метакристаллы рибекита. Вблизи пегматитовых тел с крупными камерами-минерализаторами обычно встречаются кварцевые грейзены. В одном из пегматитовых тел, например, кварцевый грейзен замещает письменный гранит, но не затрагивает погребную зону, что свидетельствует о ее одновременном или даже более позднем образовании. Вдоль подводящих трещин в гранитах обнаружена масса мелких гнезд, выполненных глиной, кристаллами мориона и т. п. Эти гнезда не связаны с пегматитом.

Процессы, протекающие в погребных зонах пегматитов и в кварцевых грейзенах, аналогичные. По периферии грейзенов и погребных

зон повсеместно развивается альбит. Под крупными грейзеновыми телами, так же как и под погребями, отмечаются мощные зоны выщелачивания кварца (десилицированные граниты, глина). В более высоких горизонтах, наоборот, выщелачиваются полевые шпаты и отлагается кварц (тела грейзена, кристаллы мориона). Формированию кристаллов мориона в полнодифференцированных пегматитах способствует равномерное и более полное выщелачивание мономинеральных полевошпатовых зон. Общее количество занорышей с кристаллами мориона в грейзенах во много раз больше, чем в пегматитах. Облик, наличие примесей, температура гомогенизации (300—500°C) и состав газозжидких включений в кристаллах мориона грейзенов и пегматитов одинаковы. В пегматитах кристаллы его намного крупнее, чем в грейзенах. Это объясняется небольшими размерами зерен данного минерала в грейзенах, являющихся затравками для роста кристаллов. В пегматитах основное число затравок представлено гигантокристаллическим кварцем. В тех случаях, когда в погребных зонах пегматитов затравкой служили мелкие зерна гранитов, размеры кристаллов мориона были в 10—15 раз меньше.

Кристаллы мориона в грейзеновых телах распределены более или менее равномерно, хотя наиболее крупные гнезда преобладают в нижних частях. Переход кварца от мелких зерен к крупным в грейзенах постепенный. В пегматитах же, как известно, все крупные погребя развиваются под кварцевым ядром, на контакте его с полевошпатовой зоной, что также является некоторым аргументом в пользу наложенных процессов.

После формирования погребных зон с кристаллами мориона некоторые пегматиты подвергались воздействию средне- и низкотемпературных гидротермальных растворов. Предшествующая тектоническая подготовка, связанная с образованием северо-восточных зон разломов, затронула не только пегматит, но и погребную зону. Наибольшему воздействию подвергались пегматиты в крупных разломах и вблизи их, где они иногда превращены в брекчию, сцементированную молочно-белым кварцем (рис. 8). Степень дробления кристаллов мориона в

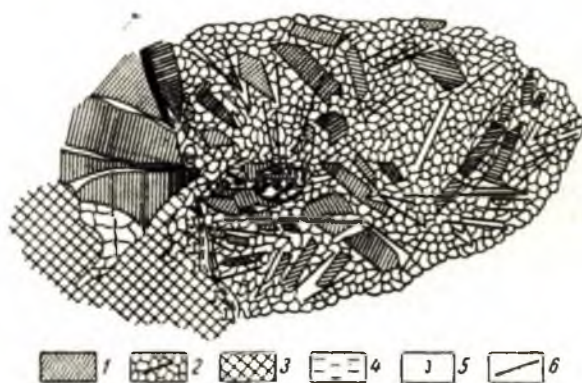


Рис. 8. Брекчия по пегматиту вблизи его пересечения с кварц-флюоритовой жиллой:
1 — темно-серый кварц пегматита; 2 — молочно-белый кварц жилы; 3 — полевой шпат; 4 — глина; 5 — жильбертит; 6 — ильменит

пегматитах по мере удаления от осевых частей рассматриваемых зон ослабевает. В этом же направлении уменьшается количество кристаллов флюорита (и рудной минерализации), связанных в основном с последними этапами гидротермальной деятельности. Количество молочно-белого кварца, развивающегося в виде оторочек на кристаллах мо-

риона и залечивающего трещины в нем, прямо пропорционально содержанию флюорита в данной погребной зоне. Рассматриваемые оторочки основного кристалла всегда отделены от последнего присыпками серицита. Температура гомогенизации (80—240°C) и состав газожидких включений (рН 6,6 и 6,8), сумма и содержание отдельных катионов и анионов в молочно-белом кварце кварц-флюоритовых жил и таком же кварце из оторочек кристаллов в пегматитах совпадают, состав и количество примесей (кремнезема и кобальта, меди и цинка, лантана, свинца и т. д.), ассоциации сопутствующих минералов (галенит и др.) одинаковы, что подтверждает наши наблюдения, основанные на структурном изучении обстановки.

ВЫВОДЫ

1. Формирование крупных пегматитовых тел с камерами-минерализаторами — весьма длительный процесс, захватывающий два или даже три основных этапа минералообразования (аплит-пегматитовый, пневматолит-гидротермальный и средне-низкотемпературный гидротермальный).

2. Наиболее благоприятным фактором в образовании крупных пегматитовых тел в Кентском гранитном массиве является сочетание широкого развития довольно мощных блоков зон гранитов, имеющих повышенную трещиноватость, с плотным экраном из пластичных пород.

3. Развивающиеся по пегматитам и близлежащим гранитам погребные зоны являются в основном наложенными в пневматолито-гидротермальный этап минерализации. Северо-западные тектонические зоны являются подводящими каналами для пневматолито-гидротермальных растворов.

4. Почти весь флюорит кристаллизовался из среднетемпературных гидротермальных растворов, использовавших северо-восточные зоны разломов как подводящие каналы.

5. Наличие мощных кварцевых зон, особенно в сочетании с полевошпатовыми, является часто основным признаком для развития крупных камер-минерализаторов в пегматитах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Л. Ш. Изменение температуры в процессе формирования флюоритоносного пегматита. Докл. АН СССР, т. 165, 1965, № 4.
2. Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, 1955, № 5.
3. Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, 1956, № 1.
4. Вольфсон Ф. И., Лукин А. И. Крупномасштабное геологическое картирование как основной метод изучения рудных полей и месторождений. В сб.: «Структура рудных полей и месторождений». М., Гостеолтехиздат, 1960.
5. Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 15, Новосибирск, 1963.
6. Монич В. К. Петрология гранитных интрузивов Баян-Аульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата. Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
7. Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 80, 1963.
8. Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений в Центральном Казахстане, Алма-Ата, 1960.

О ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЗОНАХ В ПЕГМАТИТАХ МАМСКО-ВИТИМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Кристаллы горного хрусталя встречаются в пегматитовых жилах по всей площади провинции. Однако количество хрусталеносных жил составляет всего около 1% от общего числа пегматитовых тел. Характерно, что полости с кристаллами кварца встречены только в пегматитах, в которых мусковит имеет промышленное значение, и где проявляется так называемая поздняя минерализация: альбит, зеленый мусковит, колумбит, галенит и др. Чем выше степень проявления послемагматического преобразования пегматитов, тем больше мусковита содержится в пегматитовом теле.

Интенсивные процессы послемагматического изменения пегматитов обусловлены воздействием «наложенных» гидротермальных растворов, единых для всех генетических типов пегматитов. Для процессов послемагматического этапа формирования пегматитов характерна стадийность, которая проявляется как внутри жил, так и в ореолах изменения вмещающих пород. Выделяется ранняя щелочная стадия, стадия возрастания кислотности и стадия нового повышения щелочности, слагающие в сумме «волну кислотности» послемагматических процессов [3, 4].

Для ранней щелочной стадии характерно образование парагенезиса микроклина с биотитом и апографических (грубографических) сростаний микроклина с кварцем в пегматитах первого типа и лейт-биотита в пегматитах первого и второго типов, для стадии возрастания кислотности — мусковита по биотиту, кварц-мусковитового комплекса по полевым шпатам, а затем — замещение всех минералов кварцем с образованием мономинеральных кварцевых зон и зон «позднего пегматонда», содержащих крупнокристаллический мусковит.

Стадия нового повышения щелочности характеризуется образованием зон альбитизации, позднего мусковита и зон растворения кварца с образованием кристаллов горного хрусталя.

Волнообразное изменение кислотности-щелочности подтверждается поведением ряда редких элементов-примесей в главных минералах пегматитов. Например, в калиевых минералах — микроклине и мусковите — с увеличением кислотности возрастает роль относительно менее щелочных по сравнению с калием элементов (лития и свинца), а с возрастанием щелочности увеличивается содержание более щелочных примесей (рубидия и цезия) [5]. В качестве примера приведем средние содержания лития и рубидия в мусковите различных генераций (табл. 1). Хорошо видно «волнообразное» изменение литий-рубидиево-

Таблица 1

Содержание Li и Rb в мусковите различных генераций

Генерация мусковита	Li, вес. %	Rb, вес. %	Li : Rb, атомные количества
Кварц-мусковитовый комплекс	0,0045	0,042	1,32
«Пегматондный» мусковит зон кварцевого замещения	0,0179	0,047	4,69
Мусковит из зон альбитизации	0,0150	0,126	1,47
Мусковит из хрусталеносных зон растворения	0,0081	0,231	0,43

го отношения, являющегося индикатором кислотности процессов мусковитообразования. В зеленом мусковите хрусталеносных полостей наблюдаются максимальные для района содержания рубидия и цезия. Аналогичные закономерности отмечены для биотита, граната, апатита.

Наиболее известными хрусталеносными пегматитовыми телами в пределах Мамско-Витимской слюдоносной полосы являются жилы Чуйского месторождения, Согдиондона, Малого Северного, Максими-хи. Во всех жилах перечисленных месторождений кристаллы кварца различной величины — вплоть до 50 см в длину при толщине до 30 см (обычно не более 5×2 см) — покрывают стенки полостей. Крупные полости, как правило, имеют характер зияющих трещин с отношением длины к ширине от 5:1 до 10:1. Полости малого размера часто заполнены кальцитом и мусковитом, к которым бывают приурочены выделения галенита.

Ориентировка полостей по отношению к структурным зонам пегматита бывает различной, однако преобладают секущие. Обычно хрусталеносные полости располагаются в пределах пегматоидных зон и кварцевых ядер, но при секущем положении часто выходят в апографическую и графическую структурные зоны. Случаев пересечения полостями границ пегматитового тела не наблюдалось.

Окраска кристаллов кварца — дымчатая или морионовая. Кроме того, в полостях часто встречается непрозрачный кварц белого цвета, явно более поздний по отношению к дымчатому. Он образует «чехлы» и скипетровидные наросты несовершенной огранки на призматических кристаллах дымчатого кварца.

По температуре образования, определенной методом гомогенизации газово-жидких включений, кварц полостей резко отличается от кварца более ранних генераций (табл. 2).

Таблица 2

Результаты гомогенизации газово-жидких включений в кварце

Генерация кварца	Температура гомогенизации, °С
Графические срастания с микроклином.	650—600
Апографические срастания с микроклином.	550—450
Кварц-мусковитовый комплекс.	450—350
Зоны кварцевого замещения (поздний пегматоид).	350—250
Дымчатый кварц хрусталеносных полостей.	200—170
Белый кварц хрусталеносных полостей.	160—140

Кварц из графических срастаний с микроклином, не испытавших перекристаллизации, по исследованиям Г. П. Барсанова и Э. Я. Гурьевой [1], является альфа-кварцем, образовавшимся при кристаллизации расплава. Более поздние генерации сформировались в послемагматический этап при температурах ниже точки альфа-бета перехода, а для кварца из позднего пегматоида и хрусталеносных полостей — ниже критической точки воды.

По генезису хрусталеносные полости в пегматитовых жилах Мамско-Витимской слюдоносной провинции являются типичными полостями растворения с друзами перекристаллизации [2]. Воздействие низкотемпературных гидротермальных растворов повышенной щелочности приводило к растворению материала пегматитов и перекристаллизации кварца, а также альбита, мусковита с образованием новых генераций этих минералов. Полости заполнялись кльцитом с сульфидами. В более позднее время, возможно уже в гипергенный этап, происходило

растворение карбонатного выполнения большинства полостей, ставших, таким образом, зияющими.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г. П., Гурьева Э. Я. О различии природного кварца, претерпевшего α - β превращение. Докл. АН СССР, т. 153, 1963, № 4.
2. Григорьев Д. П., Капитанов М. Д. Два типа друз минералов. Докл. АН СССР, т. 89, 1953, № 3.
3. Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.
4. Шмакин Б. М. Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах. Докл. АН СССР, т. 152, 1963, № 4.
5. Шмакин Б. М., Кириллов А. И., Рыбакова М. М.: К геохимии щелочных металлов в слюдоносных пегматитах. В сб.: «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». М., Изд-во «Наука», 1964.

Институт геохимии СО АН СССР

А. Г. Малышев

К ВОПРОСУ О РАСТВОРЕНИИ И РАСПЛАВЛЕНИИ ГРАНИТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ И СИЛЕКСИТОВ

Пегматиты гранитного плутона характеризуются исключительным разнообразием форм, строения и генезиса [4,6 и др.]. В статье рассмотрены лишь субингенетические пегматиты и полевошпато-кварцевые тела, которые формировались либо непосредственно в материнских лейкократовых гранитах, либо в блоках-ксенолитах, сложенных более ранними биотитовыми гранитами и гранодиоритами.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЛЕВОШПАТО-КВАРЦЕВЫХ ТЕЛ И ПЕГМАТИТОВ

Полевошпато-кварцевые тела имеют большие размеры (15—20 тыс. м³). Сложены они в основном крупно- и гигантокристаллическим кварцем. Зоны полевого шпата на контакте с лейкократовыми гранитами представлены микроклин-пертитом. На контакте с гранодиоритами или кварцевыми диоритами развивается биотит, апатит и сфен.

Зоны полевого шпата обнаруживаются главным образом висячем боку характеризуемых тел, где они имеют наибольшую мощность, и около глубоко вдающихся гранитных выступов и ксенолитов (рис. 1). Вдоль вертикальных контактов полевошпатовая зона часто отсутствует или прослеживается в виде небольших обособлений. Следовательно, основными чертами полевошпато-кварцевых тел являются: 1) асимметричное строение, обусловленное развитием полевошпатовых зон только в определенных местах; 2) инъекционный характер, который определяется по наличию ксенолитов и рвущих контактов; 3) преобладание кварца над полевым шпатом.

Изученные пегматитовые тела хорошо дифференцированы, четко зональны. На контакте с вмещающими породами развита аплитовая зона, ближе к центру — зона графического пегматита, полевошпатовая и кварцевое ядро. Форма этих тел штокообразная и овальная. Главны-

ми породообразующими минералами являются кварц и микроклин-пертит.

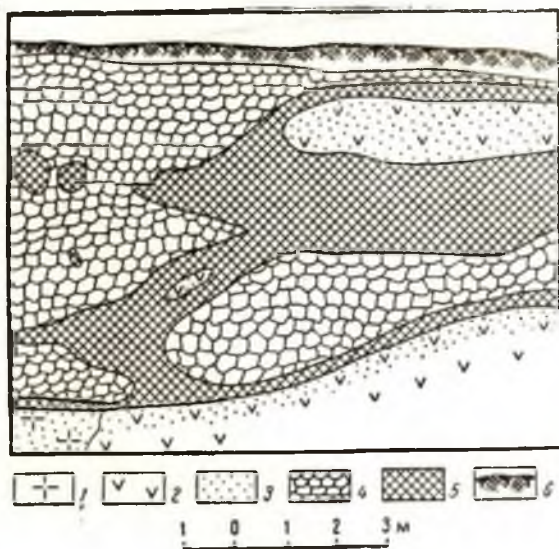


Рис. 1. Округлой формы ксенолиты внутри силексита (вертикальный разрез). Полевошпатовая зона наибольшей мощности развита по удлинению ксенолитов и под ксенолитами:

1 — мелкозернистые порфировидные граниты; 2 — гранодиориты; 3 — зоны перекристаллизации; 4 — кварц; 5 — полевошпатовые зоны и обособления; 6 — почвенно-растительный слой

Характерным для субсингенетических пегматитов является резко асимметричное строение их в вертикальном направлении. Разрез одного из таких тел приведен на рис. 2. В верхней части разреза зоны аплита и графического пегматита отсутствуют, в нижней — они имеют значительную мощность. Верхняя часть этого тела представлена пегматоидом, зернистость которого увеличивается по мере удаления от контакта с лейкократовыми гранитами. Контакт неровный, с бухтообразными заливами во вмещающие породы.

Асимметричное строение наблюдается и в пегматитовых апофизах (рис. 3, б). Для этих пегматитов также характерно своеобразное расположение зон аплита и графического пегматита около ксенолитов (рис. 3, а). Между висячим боком ксенолита и зоной графического пегматита прослеживается маломощная зона аплита. На контакте с аплитом ксенолит имеет резко угловатые очертания, а на контакте с графическим пегматитом — округлые, ровные. Выше ксенолита зона полевого шпата маломощна (10—30 см), ниже его достигает 1—1,2 м.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПРОЦЕССЫ РАСТВОРЕНИЯ И РАСПЛАВЛЕНИЯ

Закономерное развитие полевошпатовых зон в определенных участках полевошпато-кварцевых тел и особенности внутреннего строения пегматитов указывают на то, что материалом для зоны письменного гранита и полевого шпата служили и те компоненты, которые были заимствованы из вмещающих гранитоидов в результате их ассимиляции.

Усвоение чужеродного материала расплавом возможно в результате проявления в основном двух процессов: растворения и расплавления. Известно [2], что силикатный расплав представляет собой ионную

жидкость и, следовательно, способен растворять те или иные компоненты. Расплав, давший полевошпато-кварцевые и чисто кварцевые

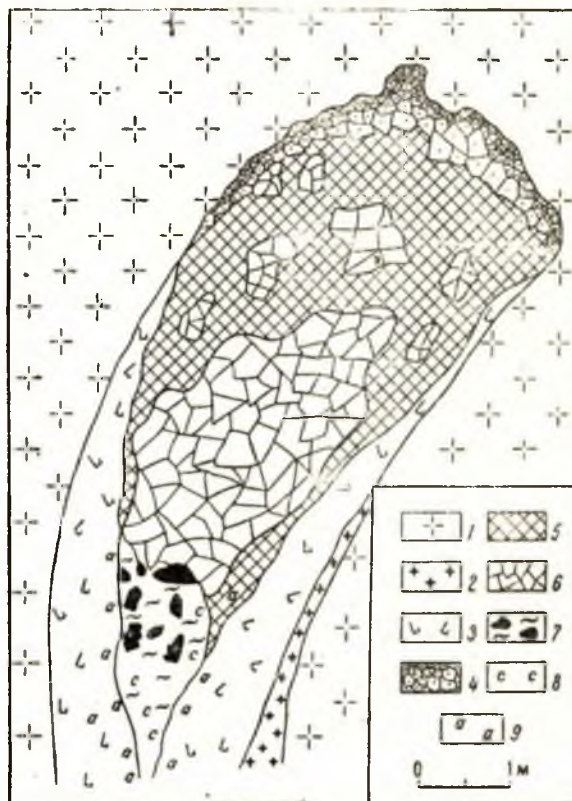


Рис. 2. Пегматитовое тело асимметричного строения (зарисовка на вертикальную плоскость):
1 — лейкократовые граниты; 2 — аплиты; 3 — графический пегматит; 4 — пегматоид; 5 — полевошпат; 6 — кварц; 7 — хрусталеносный погреб; 8 — зоны интенсивного развития гидрослюда; 9 — зоны альбитизации

тела, состоял в основном из кремнезема и легколетучих компонентов, т. е. он находился в неравновесном состоянии с вмещающими их гранитоидами.

Процесс растворения гранитоидов происходит при высоких температурах. С помощью термозвукорегистратора установлено, что максимальная температура декрепитации включений в кварце полевошпато-кварцевых тел составляет 560—610°C.

Кристаллизация пегматитового расплава при формировании пегматитовых тел осуществляется при температурах порядка 700—800°C [5, 6]. При такой температуре возможно не только растворение, но и расплавление неостывших или хорошо прогретых гранитоидов. А. Е. Ферсман [10] допускал значительное термическое воздействие расплавов на вмещающие породы, а Г. В. Эльсворт [11] считал, что образование некоторых типов пегматитов Канады происходило при участии процессов расплавления вмещающих пород пегматитовой магмой.

Теоретические и экспериментальные работы по расплавлению различных пород могут дать представление о температурах плавления и образования гранитов. Так, по данным Ж. Эллера, Т. Бернарда и Т. Лекорше (сведения заимствованы из работы С. П. Соловьева [8]), граниты кристаллизуются в пределах 610—780°C. Н. И. Хитаровым до-

казано, что они плавятся при температуре 800°C в присутствии флюсов (Na F) при давлении 800 кг/см^2 . Отсюда можно сделать вывод, что температура кристаллизации ранних зон пегматитов очень незначительно отличается от температуры плавления гранитов. Поступивший с глубины в неостывшие граниты пегматитовый расплав мог иметь температуру, превышающую температуру плавления последних.

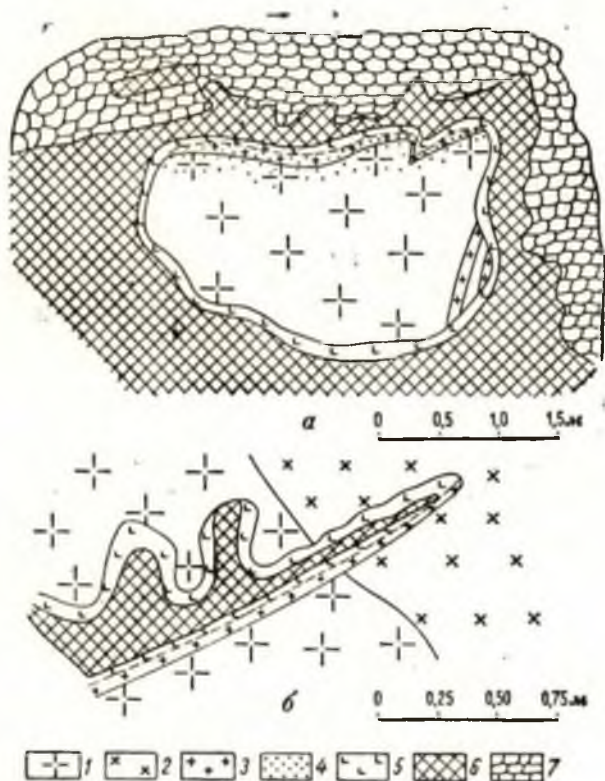


Рис. 3. Участки пегматитового тела (вертикальные разрезы):

а — ксенолит гранита с округлыми формами в местах контакта с писменным гранитом; б — апофиза асимметричного строения. 1 — лейкократовые граниты; 2 — гибридные гранодиориты; 3 — аплиты; 4 — зона интенсивной жильбертитизации; 5 — писменный гранит; 6 — полевоы шпат; 7 — кварц

Приблизительный расчет может показать, какое количество расплава необходимо для плавления гранитов. Удельная теплоемкость гранитов из расчета на 1 м^3 составляет около $740 \text{ ккал/град}^{-1} \text{ м}^3$ (при температуре гранитов $800\text{—}1000^{\circ}\text{C}$). Удельная теплоемкость жидкостей несколько больше, чем твердых тел. Для упрощения расчетов допустим, что удельная теплоемкость пегматитовых расплавов равна удельной теплоемкости гранитов. Теплота плавления гранитов в $100\text{—}120$ раз больше, чем теплоемкость. Если принять условно, что температура расплава, поступившего с глубины, превышает температуру плавления гранитов всего на 10° , а граниты имеют температуру на 100° ниже их точки плавления, то для расплавления 1 м^3 породы потребуется около 20 м^3 расплава. Действительно, для нагрева 1 м^3 гранитов до температуры плавления необходимо 10 м^3 расплава, а для расплавления его — еще около 10 м^3 .

Приводимые цифры являются приблизительными, так как неизвестна температура поступающего расплава, температура гранитов и со-

жидкость и, следовательно, способен растворять те или иные компоненты. Расплав, давший полевошпато-кварцевые и чисто кварцевые

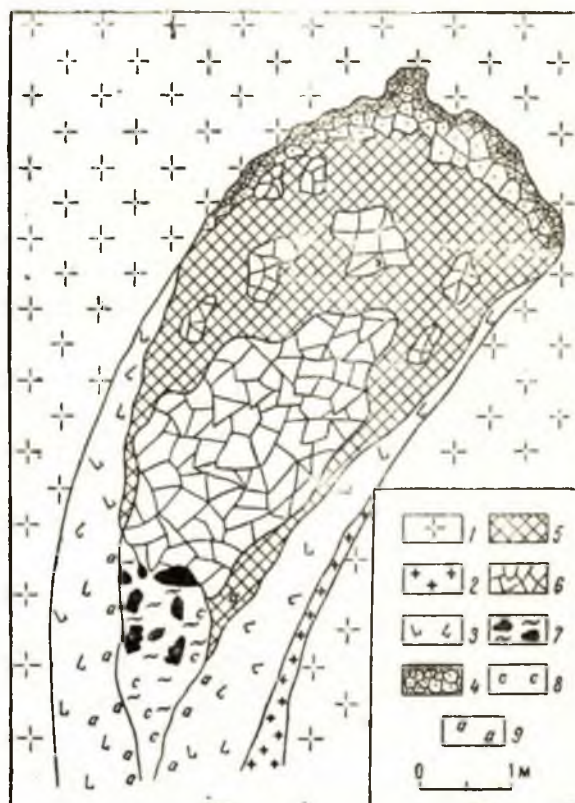


Рис. 2. Пегматитовое тело асимметричного строения (зарисовка на вертикальную плоскость):
1 — лейкократовые граниты; 2 — аплиты; 3 — графический пегматит; 4 — пегматоид; 5 — полевошпат; 6 — кварц; 7 — хрустальный погреб; 8 — зоны интенсивного развития гидротермизации; 9 — зоны альбитизации

тела, состоял в основном из кремнезема и легколетучих компонентов, т. е. он находился в неравновесном состоянии с вмещающими их гранитоидами.

Процесс растворения гранитоидов происходит при высоких температурах. С помощью термозвукорегистратора установлено, что максимальная температура декрепитации включений в кварце полевошпато-кварцевых тел составляет 560—610°C.

Кристаллизация пегматитового расплава при формировании пегматитовых тел осуществляется при температурах порядка 700—800°C [5, 6]. При такой температуре возможно не только растворение, но и расплавление неостывших или хорошо прогретых гранитоидов. А. Е. Ферсман [10] допускал значительное термическое воздействие расплавов на вмещающие породы, а Г. В. Эльсворт [11] считал, что образование некоторых типов пегматитов Канады происходило при участии процессов расплавления вмещающих пород пегматитовой магмой.

Теоретические и экспериментальные работы по расплавлению различных пород могут дать представление о температурах плавления и образования гранитов. Так, по данным Ж. Эллера, Т. Бернарда и Т. Лекорше (сведения заимствованы из работы С. П. Соловьева [8]), граниты кристаллизуются в пределах 610—780°C. Н. И. Хитаровым до-

став расплавов. Наличие минерализаторов, входящих в пегматитовые расплавы, значительно понижает температуру плавления и кристаллизации силикатов. И, видимо, присутствие летучих компонентов в расплаве способствует более интенсивному растворению и расплавлению вмещающих пород.

В различных участках силекситовой или пегматитовой камеры процессы растворения и расплавления вмещающих пород происходили неодинаково. В местах, где вмещающие породы быстрее прогревались и скапливалось больше минерализаторов, эти процессы шли энергичнее. Естественно, что островдающиеся выступы пород и их обломки испытывали большее тепловое воздействие, чем породы около плоских стенок. На единицу объема ксенолита, окруженного со всех сторон расплавом, приходилась большая поверхность соприкосновения с расплавом, чем на единицу объема породы около ровных стенок. Под горизонтальными экранирующими поверхностями скапливались минерализаторы, выделяющиеся из расплава. Наличие более мощных зон полевого шпата на продолжении глубоко вдающихся выступов гранитов, около ксенолитов и пологих контактов подтверждает высказанное.

При рассмотрении схемы процессов растворения и расплавления вмещающих пород при формировании пегматитов следует учесть, что в силикатном расплаве присутствуют, кроме кремнезема, соединения алюминия, калия и других элементов. Поэтому при внедрении такого расплава в полости вследствие изменения давления и температуры происходит кристаллизация аплита [1]. На стенках камеры и на обломках вмещающих пород образуется аплитовая оторочка. В дальнейшем пегматитовым расплавом в первую очередь усваивается собственная аплитовая порода. Поскольку в различных участках камеры воздействие расплавов на вмещающие породы неодинаково, то в одних местах, кроме аплита, будут ассимилированы и вмещающие породы, а в других, например, в верхней части ксенолита (рис. 3, а) или в лежащем боку апофизы (рис. 3, б), сохранится аплитовая зона. Объем пегматитового тела будет равен первоначальному объему полости плюс приращение объема в результате растворения и расплавления вмещающих пород.

Понижение температуры расплавов способствует кристаллизации дографического и графического пегматита. Это происходит вначале в местах наименьшего скопления летучих компонентов-минерализаторов. Отсутствие графических зон в верхних частях пегматитовых тел можно объяснить скоплением летучих компонентов в этой части камеры, образующихся в процессе кристаллизационной дифференциации, и невозможностью образования письменного гранита в подобных условиях [3, 7, 9, 10]. Развитие наиболее мощных зон графического пегматита в нижних частях тел и отсутствие его в верхних частях указывает на причинную связь между количеством летучих компонентов и образованием графического пегматита.

Наличием явлений высокотемпературных процессов растворения и расплавления гранитов можно объяснить присутствие в одной структурной зоне чисто кварцевых, полевошпато-кварцевых, а также пегматитовых тел, сложенных на 70—80% из мономинерального кварца. А. Е. Ферсманом, а позже Н. П. Ермаковым [4] установлено, что при формировании гранитных интрузивов возможно возникновение самостоятельных силекситовых и пегматитовых расплавов. Наши данные также свидетельствуют о наличии таких расплавов. В зависимости от состояния силекситовых расплавов и взаимодействия их с гранитами образуются следующие геологические тела.

1. Кварцевые тела — силекситы, образующиеся из расплава, имеющего температуру, близкую к температуре его кристаллизации. Граниты подвергались изменениям лишь в гидротермальную стадию.

2. Полевошпато-кварцевые тела с мощными зонами полевого шпата. Расплав имел относительно высокую температуру. Граниты подвергались растворению и, возможно, расплавлению.

3. Пегматитовые тела, на 70—80% сложенные кварцевыми ядрами. Они формировались из высокотемпературных силекситовых расплавов, ассимилировавших значительное количество вмещающих гранитов.

Таким образом, формирование субсингенетических овальных пегматитовых и полевошпато-кварцевых тел обязано процессам растворения и расплавления гранитных пород. Часто такие тела содержат значительные хрусталеносные полости. Поэтому наличие подобного строения пегматитовых и полевошпато-кварцевых тел может служить косвенным признаком их хрусталеносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтгаузен М. Н. Канское месторождение пегматитов. В сб.: «Пегматиты СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1936.
2. Бабушкин В. И., Матвеев Г. М., Мчедлов-Петросян О. М. Термодинамика силикатов. Изд., 2. М., 1965.
3. Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
4. Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 17. Минералогия и генезис пегматитов. М., 1960.
5. Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах камерного типа. Докл. сов. геол. на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965.
6. Захарченко А. И., Труфанов В. Н. Хрусталеносные полости пегматитов Акжайлуя (Казахстан), их минералогия и особенности образования. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 108, 1964.
7. Недумов И. Б. О процессе дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965.
8. Соловьев С. П. Гранитоиды, их эволюция и генетические типы. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, сер. 2, ч. 91, вып. 6, 1962.
9. Солодов Н. А. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов. Тр. ИМГРЭ, вып. 8, 1962.
10. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. VI. Гранитные пегматиты. Изд-во АН СССР, 1960.
11. Ellsworth H. V. Rare-element minerals of Canada. Econ. Geol., ser. 11, Canadian Dept. Min., 1932.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

А. Н. Лукашев

ФТОР-БИОТИТЫ КАК ОДИН ИЗ ПРИЗНАКОВ ХРУСТАЛЕ-ФЛЮОРИТНОСТИ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

В последние годы установлено, что фтор играет важную роль при формировании не только флюоритовых, но и хрусталеносных месторождений [1, 3]. Однако методики, которая позволяла бы оценивать насыщенность фтором исходной магматической породы, до настоящего времени нет. Применяемые при детальном исследовании методы, как правило, требуют значительных средств и используются лишь при разведке уже открытых месторождений. Естественно, что для рекогносцировочных исследований или мелкомасштабных поисковых работ они в большинстве случаев неприемлемы.

Массивы субщелочных гранитов, с которыми обычно связаны хрусталеносные пегматиты, формируются в спокойной тектонической обстановке, и летучие, в частности фтор, накапливаются внутри них. Почти все пегматиты, грейзены, кварцевые и кварц-флюоритовые жилы залегают внутри массивов, а гидротермально-пневматолитовая переработка пород в экзоконтакте проявлена обычно весьма слабо. Установлено, что для всех хрустале- и флюоритоносных интрузивов Казахстана характерно повышенное содержание фтора, связанное в гранитах с биотитом и более поздним минералом, — флюоритом. В гранитных массивах количество флюорита и биотита часто находится в обратно пропорциональной зависимости. В центральных частях Кентского массива отмечались граниты с ничтожно малым (менее 0,5%) содержанием биотита и повышенным содержанием флюорита, тогда как в типичных биотитовых гранитах флюорит встречается редко. Интересно, что в кварц-флюоритовых жилах, при переходе их во вмещающие толщи более основного состава, флюорит полностью исчезает, а содержание фтора в темноцветных минералах вмещающих пород повышается.

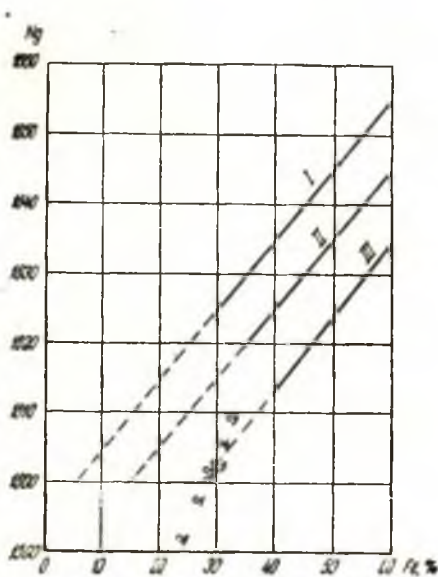
На основании данных химических и спектральных анализов, выполненных во ВСЕГЕИ, в ИГЕМе, Московском и Ростовском государственных университетах, КазИМСе, ЦКГУ, III экспедиции и других организациях, установлено, что содержание фтора в кентских гранитах в большинстве случаев колеблется от 0,1 до 0,5%, причем значительная его часть сосредоточена в биотите, где он изоморфно замещает гидроксильную группу, т. е. часто приближается к теоретическому согласно формуле $F_2K(Mg, Fe)AlSi_3O_{10}$ [2]. В Баян-Аульском гранитном массиве, где известны хрусталеносные пегматиты, содержание фтора также очень близко к предельному содержанию фтора в биотитах [4]. В то же время в весьма похожем по составу, строению и возрасту Темиршинском гранитном массиве, где в биотитах сравнительно мало фтора [6], значительных хрустале-флюоритоносных проявлений не обнаружено. Аналогичная картина наблюдается и в Каркаралинском гранитном массиве, из которого значительная часть фтора мигрировала во вмещающие толщи, где часто встречаются мелкие зерна флюорита.

Несмотря на высокую точность химических анализов, при отборе мономинеральных проб на биотит возникают затруднения, обусловленные наличием в биотитах мелкой вкрапленности флюорита. Причем не всегда можно установить, с чем она связана (пегматиты, грейзены, кварц-флюоритовые жилы и т. д.). Поскольку пегматиты являются наиболее ранними из всех вышеперечисленных образований, важно установить (хотя бы ориентировочно) первоначальную концентрацию фтора в расплаве. Это отчасти достигается при исследовании оптических свойств биотитов. Как известно, светопреломление биотитов понижается при уменьшении содержания железа и увеличении фтора. Биотиты с наиболее низким светопреломлением характерны для хрустале-флюоритоносных массивов субщелочных гранитов, что хорошо видно при нанесении данных по Кентскому гранитному массиву на диаграмму В. С. Соболева [5] (см. таблицу и рисунок). Аналогичные данные для биотитов Баян-Аульского массива определены В. К. Моничем [4].

Таким образом, высокая насыщенность биотита фтором косвенно указывает на наличие в рассматриваемом интрузиве флюорита, что имеет практическое значение для оценки массивов с точки зрения их хрустале- и флюоритоносности.

Оптические свойства биотита из аляскитовых гранитов

№ пробы	Тип гранита и его местонахождение	N_g	$N_g - N_p$
1	Крупнозернистый, центральная часть интрузива.	$1,596 \pm 2$	0,032
2	Среднезернистый, вблизи пегматитов.	$1,602 \pm 2$	0,034
3	То же, вблизи пегматитов и грейзенов.	$1,598 \pm 2$	0,036
4	Среднезернистый (биотита много), эндоконтактовая часть массива.	$1,606 \pm 2$	0,038
5	Мелкозернистый, (много биотита), пластовая залежь.	$1,604 \pm 2$	0,040
6	То же (биотита мало), зона эндоконтакта.	$1,592 \pm 2$	0,036
Среднее из шести определений.		1,599	0,036



Показатели преломления биотитов и гранитов Кентского массива

I—6 — номера проб (из таблицы); I — линии графика В. С. Соболева для биотитов из гранитов; II — то же, для биотитов из пегматитов; III — то же, для биотитов из пегматитов, богатых фтором

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Л. Ш., Добрецов И. Л., Юсулов С. Ш. Характер распределения фтора вокруг камерного пегматита в гранитах. Докл. АН. СССР, 1964, № 5.
2. Григорьев Д. П. Изучение магнезиально-железистых слюд. Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, т. 64, 1935, № 1.
3. Лукашев А. Н. Некоторые вопросы генезиса хрусталеносных пегматитов Северо-Западной Калбы. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. II, 1960.
4. Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баян-Аульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, 1957.
5. Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
6. Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских интрузивов Центрального Казахстана. Львов, 1951.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

ОБ ОДНОМ ВИДЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЗНОГО КОМПОНЕНТА В ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Анализ функции распределения геологического свойства имеет важное значение для определения методики изучения месторождений и установления их генезиса. Между тем на месторождениях пьезооптического сырья такого анализа не проводилось.

Первое упоминание о характере кривой распределения количества пьезооптического кварца имеется у В. Т. Ключкова [1]. В качестве исходного материала мы использовали приведенные в его статье данные (табл. 1, рис. 1). Гистограмма, построенная при произвольном выборе

интервалов группирования количества пьезооптического кварца, имеет отчетливый гиперболический вид, т. е. число объектов в классах уменьшается с увеличением в них запасов.

Распределение вероятностей такого рода может быть описано экспоненциальным законом $P_y = \alpha \cdot e^{-\alpha y}$ или законом Пуассона

$$P_y = \frac{a^y e^{-a}}{y!}$$

Проверка показала, что эмпирические частоты в данном случае плохо согласуются с частотами, вычисленными по экспоненциальному закону. Но и распределение Пуассона не может быть непосредственно применено для описания подобного ряда величин по следующим причинам. Параметр a в распределении Пуассона является одновременно числовой характеристикой среднего значения ($a = \bar{y}$) и дисперсии ($a = Dy$), ис-

следуемый же ряд величин характеризуется значительным превышением дисперсии над средним значением ($\bar{x} = 150$, $Dx = 37970$). Закон Пуассона дает распределение вероятностей для целочисленных значений аргумента $y = 0, 1, 2, 3, \dots$, а исследуемый ряд является по смыслу непрерывным. Для преодоления этих затруднений проведем следующее рассуждение.

При изменении масштаба ряда в m раз среднее значение этого ряда изменяется также в m раз:

$$\bar{y} = \frac{\sum \frac{x_i}{m}}{n} = \frac{1}{m} \frac{\sum x_i}{n} = \frac{\bar{x}}{m},$$

тогда как дисперсия изменяется в m^2 раз:

$$\sigma_y^2 = \frac{\sum \left(\frac{x_i}{m} - \frac{\bar{x}}{m} \right)^2}{n} = \frac{1}{m^2} \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n} = \frac{\sigma_x^2}{m^2}.$$

Следовательно, изменением масштаба в m раз мы можем преобразовать ряд так, чтобы численное значение дисперсии приближалось

Таблица 1

Исходные данные по распределению полезного ископаемого в пегматитовых телах и их статистической обработке

Кол-во пьезокварца в отдельном теле, (x)*	$x - \bar{x}$	$(x - \bar{x})^2$	$\frac{x}{m}$	Кол-во пьезокварца в отдельном теле, (x)	$x - \bar{x}$	$(x - \bar{x})^2$	$\frac{x}{m}$	Кол-во пьезокварца в отдельном теле, (x)	$(x - \bar{x})$	$(x - \bar{x})^2$	$\frac{x}{m}$
	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
1200	1050	1102500	4	150	0	0	0,5	30	120	14400	0,1
860	710	504100	2,8	150	0	0	0,5	30	120	14400	0,1
780	630	396900	2,6	140	10	100	0,47	30	120	14400	0,1
750	600	360000	2,5	130	20	400	0,4	30	120	14400	0,1
640	490	240100	2,1	120	30	900	0,4	20	130	16900	0,1
620	470	220900	2,1	120	30	900	0,4	20	130	16900	0,1
590	440	193600	2,0	110	40	1600	0,4	20	130	16900	0,1
590	440	193600	2,0	110	40	1600	0,4	20	130	16900	0,1
560	410	168100	1,9	110	40	1600	0,4	20	130	16900	0,1
470	320	102400	1,6	100	50	2500	0,3	20	130	16900	0,1
450	300	90000	1,49	100	50	2500	0,3	20	130	16900	0,1
380	230	52900	1,3	90	60	3600	0,3	20	130	16900	0,1
380	230	52900	1,3	90	60	3600	0,3	20	130	16900	0,1
370	220	48400	1,2	90	60	3600	0,3	20	130	16900	0,1
350	200	40000	1,2	80	70	4900	0,3	20	130	16900	0,1
340	190	36100	1,1	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,1
300	150	22500	1,0	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
280	130	16900	0,9	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
270	120	14400	0,9	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
260	110	12100	0,9	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
250	100	10000	0,8	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
240	90	8100	0,8	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
240	90	8100	0,8	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
240	90	8100	0,8	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
230	80	6400	0,8	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
230	80	6400	0,8	80	70	4900	0,3	10	140	19600	0,03
200	50	2500	0,7	70	80	6400	0,2	10	140	19600	0,03
200	50	2500	0,7	70	80	6400	0,2	3	147	21610	0,03

1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
190	40	1600	0,6	70	80	6400	0,2	3	147	21610	0,01
180	30	900	0,7	70	80	6400	0,2	3	147	21610	0,01
180	30	900	0,6	70	80	6400	0,2	3	147	21610	0,01
180	30	900	0,6	60	90	8100	0,2	2	148	21900	0,01
170	20	400	0,6	60	90	8100	0,2	2	148	21900	0,01
170	20	400	0,6	50	100	10000	0,2	2	148	21900	0,01
170	20	400	0,6	50	100	10000	0,2	2	148	21900	0,01
160	10	100	0,53	50	100	10000	0,2	2	148	21900	0,01
160	10	100	0,53	50	100	10000	0,2	2	148	21900	0,01
160	10	100	0,53	40	110	12100	0,1	$\Sigma = 19700; \quad \Sigma = 5,01 \cdot 10^3$			
160	10	100	0,53	40	110	12100	0,1	$n = 132; \quad \sigma_x^2 = 3,79 \cdot 10^4$			
150	0	0	0,5	40	110	12100	0,1	$\bar{x} = \frac{19700}{132} = 150 \quad \bar{y} = 0,5;$ $\sigma_y^2 = 0,42.$			
150	0	0	0,5	40	110	12100	0,1				
150	0	0	0,5	40	110	12100	0,1				
150	0	0	0,5	40	110	12100	0,1				
150	0	0	0,5	30	120	14400	0,1				

* Количество пьезокварца дано в условных единицах.

к среднему значению ряда, и определить то значение параметра a , при котором можно удовлетворительно описать исследуемый ряд, если он действительно подчиняется закону Пуассона.

Из двух уравнений: $a = \frac{\bar{x}}{m}$ и $a = \frac{\sigma_x^2}{m^2}$ определяем

$$m = \frac{\sigma_x^2}{\bar{x}} = \frac{37970}{150} = 253, \text{ а затем } a = \frac{\bar{x}}{m} = \frac{150}{253} = 0,59.$$

Пробными вычислениями обнаруживаем, что несколько лучшее приближение дает параметр $a = 0,45$ и модуль $m = 300$. Причиной некоторого несоответствия между расчетными значениями параметров и их значениями, дающими такое приближение, является то, что на дисперсию первичного ряда оказывает влияние распределение значений внутри интервалов группирования. Дискретным распределением Пуассона это не учитывается.

Преобразованный вышеуказанным образом ряд представлен в последней графе табл. 1 $\left(\frac{x}{m}\right)$. Эмпирические частоты встречаемости

тел с $0,1 m$, $2 m$ и т. д. единицами пьезокварца в новом масштабе и соответствующие теоретические частоты, вычисленные по формуле

$$\frac{0,45^y \cdot e^{-0,45}}{y!}, \text{ сведены в табл. 2.}$$

Таблица 2

Сравнение эмпирического распределения с распределением Пуассона

Интервалы группирования, кратные m	Центр группирования и соответствующее значение y в распределении Пуассона	Эмпирические частоты	Теоретические частоты по Пуассону при $a=0,45$	Эмпирические относительные частоты, %	Вероятности по Пуассону при $a=0,45$ %	Квадрат разности эмпирической и ожидаемой частоты, деленный на ожидаемую частоту
0—0,5	0	89	83	63,7	63,2	0,012
0,5—1,5	1	38	38	28,8	28,4	—
1,5—2,5	2	7	8	5,3	6,4	0,11
2,5—3,5	3	2	1 (1,3)	1,53	0,96	
3,5—4,5	4	1	0	0	0,11	
						$\chi^2=0,122$

Сравнение эмпирических и теоретических частот показывает их хорошее сходство.

Проверить статистическую гипотезу о принадлежности данного эмпирического распределения целесообразно с помощью критерия χ^2 . Другой критерий (равенство среднего значения и дисперсии) в этом случае использоваться не может, так как мы сами преобразовали ряд, чтобы выполнялось это равенство.

Значение χ^2 , вычисленное с объединением крайних классов так, чтобы частоты в них были не меньше 5, оказалось равным 0,122. При двух степенях свободы это соответствует 95% вероятности, что данное эмпирическое распределение не противоречит распределению Пуассона [2]. Согласованность очень хорошо демонстрируется и ходом кривых (рис. 2, табл. 2).

Для установления точности подсчета запасов и определения минимального числа разведанных пегматитовых тел для оценки масштабов месторождения необходимо знать вероятности того, что запасы y в одном теле больше некоторой величины для произвольного действительного $Q:P (y>Q)$. Для этого в качестве плотности вероятности можно использовать непрерывную функцию $f(y)$, для которой

$$\int_{n-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} f(y) dy = \frac{a^n e^{-a}}{n!}.$$

Такая функция определяет некоторое непрерывное распределение,

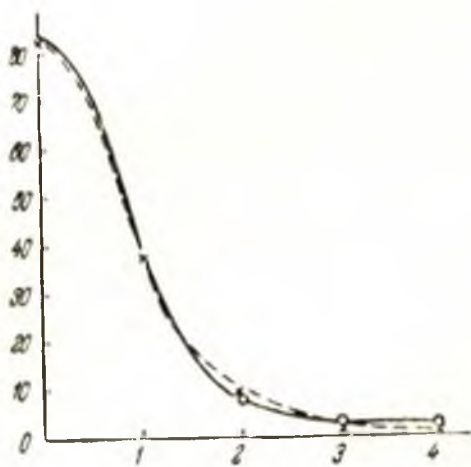


Рис. 2 Сравнение «приведенного» эмпирического распределения (сплошная линия) и распределения Пуассона. Ось ординат — число пегматитовых тел, ось абсцисс — количество пьезооптического кварца в «приведенных» единицах

которое для интервалов $[n - \frac{1}{2}, n + \frac{1}{2}]$, $n = 0, 1, 2, 3...$ будет совпадать с распределением Пуассона.

Таким образом, распределение количества пьезооптического кварца по пегматитовым телам одного из месторождений хорошо согласуется с распределением Пуассона, если изменить масштаб измерения количества полезного ископаемого. Модуль изменения масштаба определяется аналитически из изучаемого числового ряда и уточняется пробными вычислениями.

Полученные результаты можно использовать для оценки точности запасов и классификации месторождений по характеру распределения полезного ископаемого, применяя для этого параметры a и m .

ЛИТЕРАТУРА

1. Клочков В. Т. Тр. ВНИИП, т. V, 1961.
2. Янко Я. Математико-статистические таблицы. Госстатиздат. 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

Л. В. Оганесян, Б. А. Колбин

ЭНДОГЕННЫЙ ОРЕОЛ ФТОРА ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

Успехи геохимических методов поисков «слепых» рудных тел по их эндогенным ореолам общеизвестны. Однако эндогенные ореолы месторождений и отдельных тел нерудных полезных ископаемых, в частности хрусталеносных пегматитов, изучены очень слабо, поэтому поисковые возможности геохимических методов по эндогенным ореолам для «слепых» хрусталеносных пегматитов пока не ясны. Поиски таких пегматитов представляют сложную задачу, которая решается путем выполнения большого объема горно-буровых работ.

Учитывая геологические и физико-химические условия образования пегматитов, можно предположить наличие вокруг них эндогенных ореолов химических элементов. Остается неясным вопрос, какие элементы могут служить индикаторами «слепого» оруденения? Решение его осложняется тем, что распределение в земной коре кремнезема, являющегося основным химическим элементом хрусталеносных пегматитов, исключает его использование в качестве элемента-индикатора. Следовательно, большое внимание при изучении эндогенных ореолов хрусталеносных пегматитов должно быть уделено сопутствующим элементам.

Для разработки некоторых геохимических критериев поисков мы изучали эндогенный ореол фтора хрусталеносных пегматитов Волыни. Эти пегматиты, кроме горного хрусталя-мориона, в значительном количестве содержат топаз, который указывает на большую роль фтора и его соединений при образовании подобных пегматитов. В литературе [1] имеются сведения о наличии эндогенного ореола фтора вокруг камерных пегматитов. Но описанный случай относится к флюоритоносным пегматитам, которые на Волыни отсутствуют.

Распределение фтора около полнодифференцированных пегматитовых тел рассмотрено нами на примере одного из них, расположенного в центральной части «продуктивной полосы» [3]. Вмещающими пегматит породами являются рапакививидные граниты Коростенского интрузивного комплекса. Пегматит приурочен к контакту двух разновидностей рапакививидных гранитов, которые довольно четко различаются между собой как по внешнему облику, так и по некоторым физи-

ческим свойствам. Граниты первой разновидности — темно-серые с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, порфировидность выражена нечетко (неясноовоидные). Структура породы гипидиоморфнозернистая, темноцветные минералы представлены роговой обманкой, биотитом, гиперстеном и оливином. Граниты второй разновидности в основном серые, порфировидность выражена четко (мелкоовоидные), межовоидная масса более мелкозернистая (по сравнению с первой разновидностью), структура часто пойкило-пегматитовая и микропегматитовая. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой.

Первая разновидность гранитов обладает повышенной по сравнению со второй, магнитной восприимчивостью. Контакт между описанными разновидностями гранитов выражен зоной мелкозернистого аплитовидного гранита или мелкографического пегматита мощностью от первых сантиметров до нескольких метров.

В непосредственной близости от пегматита (в зоне 1—2 м) наблюдается изменение вмещающих гранитов. Характер этих изменений зависит от пространственного расположения их по отношению к пегматиту. Над пегматитами и с их боков граниты осветлены. Полевые шпаты в них сильно пелитизированы, а темноцветные минералы хлоритизированы. Под пегматитом изменения гранитов проявлены более интенсивно. Наряду с осветлением этих пород отмечаются изменения их структуры (граниты приобретают более крупнозернистый облик), минерального состава (обогащение темноцветными минералами, альбитизация калиевого полевого шпата), текстуры и других признаков.

Изученное нами пегматитовое тело имеет овальную форму и вытянуто в северо-западном направлении. В плане оно имеет размеры 26 × 9 м.

Нами проводилось опробование этого пегматита и вмещающих его гранитов методом пунктирной борозды через 2 м. В результате во всех 277 пробх спектральным анализом (чувствительность $1 \cdot 10^{-2}\%$) был определен фтор*. Оценка точности анализа произведена по результатам 25 повторных определений, по которым вычислялась величина относительного расхождения. Последняя по 11 пробам равна нулю, по 12 пробам составляет 20—30% и лишь в двух случаях достигает 50%. Эти величины вполне удовлетворяют требованиям к спектральному анализу при геохимических поисках.

Для выделения геохимических аномалий использовался метод построения интегрального графика распределения частот (кривая накопленных частот) на специальном вероятностном трафарете [4, 5, 7]. Этот метод позволяет определить математический закон, с помощью которого приближенно описывается распределение содержания фтора во вмещающих неизменных гранитах, установить наиболее вероятное значение геохимического фона данного элемента (C_F) и пределы его колебания (ϵ). Соответствие полученных графиков тому или иному типу распределения проверялось с помощью критерия Колмогорова, согласно которому при 5%-ном доверительном интервале допускается отход эмпирических точек от осредняющей их теоретической кривой на величину:

$$\Delta = \frac{1,35}{\sqrt{n}} \cdot 100\%, \quad (1)$$

где n — количество наблюдений (анализов) в выборке.

* Определение проводилось Н. А. Елизаровой по методике, разработанной в КазИМСе.

Установлено, что во всех случаях распределение фтора во вмещающих неизмененных гранитах подчиняется логнормальному закону. Фоновое содержание фтора (C_{ϕ}) в гранитах первой разновидности составляет $4 \cdot 10^{-2} \%$, в гранитах второй разновидности $4,9 \cdot 10^{-2} \%$. Стандартный множитель ϵ соответственно равен 3,0 и 2,96 (см. таблицу).

Таким образом, местное значение геохимического фона фтора примерно в два раза ниже кларка этого элемента в кислых породах [2].

Средние содержания фтора в неизмененных гранитах первой и второй разновидностей сравнивались по критерию t [6] согласно выражению

$$t = \frac{\overline{\lg x_1} - \overline{\lg x_2} + 1,151 \frac{(S_1^2 - S_2^2)}{S_1^2 + S_2^2}}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2} + 2,650 \frac{S_1^4}{n_1 - 1} + \frac{S_2^4}{n_2 - 1}}}, \quad (II)$$

где $\overline{\lg x_1}$, $\overline{\lg x_2}$ — среднее арифметическое логарифмов содержаний фтора в гранитах первой и второй разновидностей;

S_1^2 , S_2^2 — среднее квадратичное отклонение $\lg x_1$, $\lg x_2$;

n_1 , n_2 — объемы выборок.

Установлено, что различие между средними содержаниями фтора гранитов первой и второй разновидностей незначительное, случайное, так как полученное по формуле (II) значение t (1,77) меньше табличного критического ($t_{0,05} = 1,96$), взятого при 5%-ном уровне значимости и >120 степеней свободы [8]. Аналогичный результат получен и по средним содержаниям фтора в гранитах первой и второй разновидностей, но залегающих за пределами «продуктивной полосы». Учитывая, что вероятность нахождения любой логнормально (или нормально) распределенной величины в одностороннем трехсигмовом интервале составляет 99,86%, нижнее значение вероятных аномалий определялось по формуле:

$$C_A \geq C_{\phi} \cdot \epsilon^{\frac{3}{\sqrt{m}}}, \quad (III)$$

где m — количество точек, по которым прослеживается аномалия. В том случае, когда геохимическая аномалия фиксировалась по девяти и более точкам, значение m принималось равным девяти.

В результате выделения геохимических аномалий с помощью формулы (III) было установлено, что хрусталеносный пегматит сопровождается хорошо выраженным ореолом фтора, распространяющимся в различных направлениях от пегматита на 2—5 м и более. Полная протяженность ореола вниз от пегматитового тела не установлена, так как пробуренные скважины лишь незначительно углубляются в подстилающие пегматит породы. По фактическим данным ореол фтора по вертикали распространяется на 5 м и более. Форма его лишь частично, в сглаженном виде, повторяет форму пегматита. Наблюдается четко выраженная вытянутость ореола в восточном—северо-восточном направлениях (см. рисунок). Пространственно он совпадает с измененными околосегматитовыми породами, прослеживаясь за их пределы лишь на 1,5—2 м.

Содержание фтора в ореоле колеблется от 0,1 до 0,3%. Его наиболее высокие содержания характерны для подстилающих пегматит измененных гранитов. Контрастность ореолов (η), подсчитанная по формуле

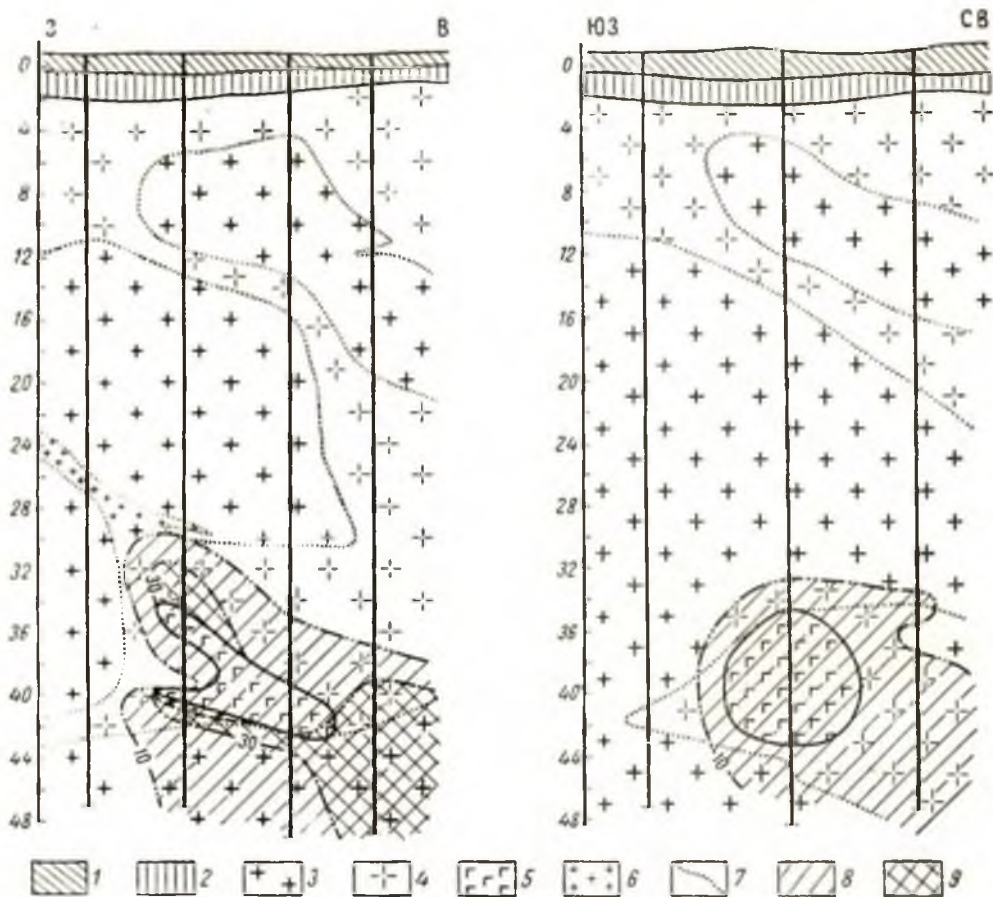
$$\eta = \frac{C_{\max} - C_{\phi}}{C_{\phi} \cdot \epsilon^3} \quad (IV)$$

(где $C_{\max}$ — максимальное содержание фтора в ореоле), составляет: для гранитов первой разновидности 0,185, для второй 0,192. Полученные значения близки между собой, и небольшое различие между ними укладывается в пределы технических погрешностей метода.

Значение C_{Φ} , ϵ и C_A фтора для гранитов

Разновидности гранитов	Кол-во проб	Закон распреде- ления	Параметры распределения		C _A в зависимости от числа точек, по которым проводится ореол (10 ⁻² %)									Знак аномалии
			C_{Φ} 10 ⁻² %	ϵ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Среднезернистые не- ясноовоидные био- тит-роговообманко- вые с пироксеном и оливином	104	Логнор- мальный	4,0	3,0	108 0,1	40 0,4	26 0,6	21 0,7	16 0,9	15 1,0	13 1,2	12 1,3	12 1,3	Положительный Отрицательный
Мелкозернистые мел- коовоидные рогово- обманково-биотито- вые	77	То же	4,9	2,96	142 0,2	48 0,5	31 0,8	25 0,9	20 1,2	18 1,3	16 1,5	15 1,6	14 1,6	Положительный Отрицательный
Мелкозернистые мел- коовоидные рогово- обманково - биотито- вые (вне продук- тивной полосы)	55	.	4,8	2,5	75 0,3	33 0,7	23 1,0	19 1,2	15 1,5	14 1,6	13 1,8	12 1,8	12 1,9	Положительный Отрицательный

Таким образом, установлено наличие четко выраженных положительных геохимических аномалий фтора вокруг хрусталеносных пегматитов, что может служить дополнительным критерием при поисках. От-



Вертикальный разрез эндогенного ореола фтора хрусталеносного пегматита:

1 — рыхлые осадочные отложения; 2 — отложения коры выветривания; 3 — гранит среднезернистый неяснопорфировидный (первая разновидность); 4 — гранит мелкозернистый мелкоовоидный (вторая разновидность); 5 — пегматит; 6 — интенсивно измененные околопегматитовые породы; 7 — граница между двумя разновидностями рапакивиовидных гранитов; 8 — эндогенный ореол фтора с содержанием 0,1%; 9 — эндогенный ореол фтора с содержанием 0,3%.

рицательные геохимические аномалии фтора, описанные другими исследователями для камерных пегматитов с флюоритовым оруденением [1], вокруг пегматитов Волыни не наблюдаются.

Для окончательного установления поискового значения эндогенных ореолов хрусталеносных пегматитов требуется их объемное изучение с привлечением данных об ореолах других элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Л. Ш., Добрецова Н. Л., Юсупов С. Ш. Характер распределения фтора вокруг камерного пегматита в гранитах. Докл. АН СССР, т. 157, 1964, № 5.
2. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
3. Ивантишин М. И., Клочков В. Т., Личак И. А., Царовский И. Д., Чернышкова Л. П. Пьезокварцевые пегматиты Волыни. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

4. Мезенцев О. К., Ратников В. М., Скороспелкин С. А. Статистическая обработка данных геохимических поисков. «Разведка и охрана недр», 1964, № 10.

5. Оганесян Л. В. Геохимические поиски «слепых» рудных тел в пределах Кафанского рудного поля (Арм. ССР). Автореф. дисс. М., 1965.

6. Родионов Д. А. Задача сопоставления средних содержаний логнормально распределенных компонентов в породах. «Геохимия», 1962, № 8.

7. Туманов И. А. Оценка местного геохимического фона и выделение аномалий. В сб.: «Глубинные поиски рудных месторождений». М., Изд-во «Недра», 1963.

8. Янко Я. Математико-статистические таблицы. Госстатиздат, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

Н. Г. Сретенская

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ СОКРИСТАЛЛИЗАЦИИ РУБИДИЯ, ТАЛЛИЯ И СВИНЦА ДЛЯ БЛОКОВОГО МИКРОКЛИНА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Хорошо известно, что при кристаллизации вещества из раствора или расплава примесь, содержащаяся в нем, распределяется между жидкой и твердой фазами определенным образом. Количественной характеристикой такого распределения является величина коэффициента сокристаллизации данной примеси, представляющая собой отношение количеств макро- и микрокомпонентов в растворе и в твердой фазе:

$$\frac{x(1-y)}{y(1-x)} = D, \quad (1)$$

где x — количество микропримеси, перешедшей в твердую фазу;
 y — количество макрокомпонента, перешедшего в твердую фазу;

$(1-x)$ и $(1-y)$ — количество того и другого компонентов, оставшееся в растворе к моменту достижения равновесия;

D — коэффициент сокристаллизации.

Термодинамический анализ процесса кристаллизации вещества из раствора показал, что величина коэффициента сокристаллизации примеси, содержащейся в этом растворе, зависит от условий кристаллизации и главным образом от температуры [7, 8]. Поэтому, сравнивая значения коэффициентов сокристаллизации, известных на основании изучения распределения примесей в природных минералах, с соответствующими величинами, полученными экспериментальным путем, можно определить температуру кристаллизации изучаемого минерала. Попытаемся определить температуру кристаллизации блокового микроклина редкометальных гранитных пегматитов Восточного Казахстана.

Используя результаты ранее опубликованных работ [1] по распределению таллия и свинца в отдельных монокристаллах блокового микроклина редкометальных гранитных пегматитов, а также новые данные по распределению рубидия в тех же монокристаллах, можно вычислить их коэффициенты сокристаллизации.

Процесс пегматитообразования, по всей вероятности, протекает в условиях меняющейся температуры и состава пегматитообразующей среды, что вызывает изменение величины коэффициентов сокристаллизации примесей в микроклине. Но для каждой зоны изучаемых пегматитов или структурно-минералогического комплекса (в данном случае для зоны блокового микроклина) температуру кристаллизации, состав жидкой фазы, а следовательно, и коэффициент распределения примесей

Можно считать постоянными величинами. Кроме того, микроклин является единственным минералом, захватывающим примесь рубидия, таллия и свинца. Следовательно, для подсчета коэффициентов сокристаллизации можно использовать наиболее простую формулу:

$$l_s = \frac{l}{D} (1 - x)^{1-D}, \quad (2)$$

где $l_s = C_{ma}/C_{mi}$ — отношение концентрации макрокомпонента (калия) к концентрации микрокомпонента (рубидия, таллия или свинца) в кристаллах, находящихся в равновесии с раствором;

$l = C_{ma}/C_{mi}$ — отношение концентрации макрокомпонента к концентрации микрокомпонента в растворе до начала кристаллизации;

D — коэффициент сокристаллизации;

x — часть кристаллов, выпавшая из раствора к данному моменту.

Для вычисления коэффициентов сокристаллизации применялся графический метод [2, 3]. Результаты расчетов для монокристаллов блокового микроклина некоторых жил приведены в табл. 1.

Таблица 1

Вычисленные значения коэффициентов сокристаллизации рубидия, таллия и свинца для монокристаллов блокового микроклина

Жила	Монокристалл	D_{K-Rb}	D_{K-Tl}	D_{K-Pb}
2	2294	0,94	0,80	0,67
	2404	0,98	0,78	0,60
	2400	1,00	0,80	0,60
3	2221	0,96	0,80	0,45
	2223	0,85	0,75	0,48
	2251	0,90	0,75	0,50
5	2281	0,95	0,86	0,65
	2282	0,90	0,77	0,65
	2293	0,90	0,76	0,65

Из приведенных данных видно, что коэффициент сокристаллизации свинца значительно меньше 1 (0,65), таллия — близок к 1 (0,8), а рубидия равен 0,9—1,0. Полученные значения величин коэффициентов свидетельствуют о том, что свинец к концу процесса кристаллизации блокового микроклина должен накапливаться в больших количествах, чем таллий, а рубидий — равномерно рассеиваться в нем. Величина коэффициента сокристаллизации является также количественной мерой, характеризующей способность изоморфных ионов замещать друг друга в кристаллической структуре изучаемого минерала.

Одновременно с изучением полевого материала нами проведено экспериментальное исследование зависимости величины коэффициента сокристаллизации рубидия, таллия и свинца от условий их кристаллизации [4]. При этом выяснилось, что влияние давления и pH среды на величину коэффициента сокристаллизации практически ничтожно, т. е.

коэффициент сокристаллизации зависит только от температуры кристаллизации данного минерала (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Зависимость величины коэффициента сокристаллизации рубидия, таллия и свинца от температуры

Температура, °С	D_{K-Rb}	D_{K-Tl}	D_{K-Pb}
400	0,18	0,18	0,16
510	0,41	0,46	0,26
610	0,88	0,92	0,48
670	1,51	1,56	0,81
700	1,81	1,78	0,90

Кристаллизация калиевого полевого шпата в условиях эксперимента происходила из гидротермального раствора, отличающегося от природных систем меньшей концентрацией нелетучих компонентов. Следовательно, возникает вопрос, насколько сопоставимы коэффициенты сокристаллизации для систем с различной концентрацией летучих. Очевидно, если и существует какое-то различие между ними, то наиболее ярко оно будет выражено для систем кристалл—расплав и кристалл—раствор.

Ввиду близости свойств таллия, рубидия и свинца к калию можно считать значения коэффициентов сокристаллизации, полученные нами экспериментально для водных надкритических растворов (400—700°С), близкими к коэффициентам сокристаллизации этих же элементов-примесей в системе расплав — кристаллы. Следовательно, независимо от того, из какой фазы шла кристаллизация блокового микроклина в изучаемых пегматитовых жилах (расплав или надкритический раствор), мы можем сравнивать между собой коэффициенты сокристаллизации рубидия, таллия и свинца в природных и искусственных калиевых полевых шпатах. Учитывая это, определим температуру кристаллизации природного микроклина по коэффициентам сокристаллизации рубидия, таллия и свинца.

Как видно из данных табл. 2, температура образования блокового микроклина по D_{K-Rb} соответствует 595—625°С, по D_{K-Tl} 572—588°С, а по D_{K-Pb} 600—650°С, т. е. сходимость результатов вполне допустимая. Таким образом, температура кристаллизации блокового микроклина из редкометальных пегматитов изучаемого района равна ~600°С.

Подтверждением наших выводов является заключение Т. Ф. Барта [9], который определял температуру кристаллизации микроклина из пегматитовых жил по распределению натрия в натрий-калиевых полевых шпатах и плагиоклазах. По его данным, температура образования блокового полевого шпата равна 580°С.

Полученные экспериментально данные по распределению рубидия, таллия и свинца при кристаллизации микроклина позволяют также объяснить некоторые особенности распределения этих элементов в микроклинах по мощности пегматитовых жил. Установлено, что значения коэффициентов распределения рубидия и таллия при температуре выше 620° больше 1, т. е. в этих условиях данные элементы не должны накапливаться к концу процесса. Поэтому содержание рубидия и таллия в микроклинах краевых аплитовых или графических зон выше, чем в более поздних апографических или даже блоковых зонах (табл. 3).

Распределение рубидия в микроклине разных зон редкометалльных гранитных пегматитов (по данным Ю. И. Филипповой)

Месторождение	Зона	Содержание Rb в микроклине, %
I	Гранит-пегматита	0,063
	Графическая	0,055
	Пегматоидная	0,012
	Мелкоблочная	0,132
II	Графическая	0,105
	Пегматоидная	0,021
	Блочная	0,102

Н. А. Солодов также отмечал, что «количество таллия в микроклине из краевой графической зоны несколько больше, чем в микроклине из соседней зоны мелкозернистого альбита, что не укладывается в общую закономерность» [5]. Однако эти особенности распределения рубидия и таллия не только не нарушают общую закономерность, но, наоборот, подтверждают ее. Для блокового микроклина температура кристаллизации, определяемая по коэффициентам распределения, составляет 600°. Аплитовые и графические зоны обычно располагаются ближе к контакту жилы, чем блоковая зона, а поэтому рассматриваются как наиболее высокотемпературные образования.

Таким образом, распределение рубидия и таллия в микроклине по мощности пегматитовых тел характеризуется сменой направления изменения концентраций этих элементов. В более ранних высокотемпературных зонах — от аплитовой до пегматоидной — происходит обеднение микроклина рубидием и таллием. И лишь с зоны блокового микроклина содержание указанных элементов в микроклине увеличивается. Минимум содержания рубидия и таллия приходится на микроклин пегматоидной зоны. Но так как в редкометалльных пегматитах краевой является чаще пегматоидная зона (зоны аплита и графическая обычно отсутствуют), то практически во всех работах, описывающих поведение рубидия и таллия в редкометалльных пегматитах, утверждается, что содержание этих элементов в микроклине и в ходе кристаллизации пегматита постоянно увеличивается.

Следует отметить, что многочисленные результаты по определению содержания рубидия в микроклине разных зон камерных пегматитов, приводимые в работе Е. Д. Калиты и Л. П. Чернышковой [6], не подтверждают указанной выше закономерности. Содержание рубидия в микроклинах по их данным увеличивается с графической зоны. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что формирование соответствующих зон камерных пегматитов происходило в условиях более низкой температуры, чем в редкометалльных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сретенская Н. Г. Об условиях образования микроклина пегматитовых жил одного из районов Казахстана. «Геохимия», 1963, № 7.
2. Пфанн В. Дж. Зонная плавка. М., 1960.
3. Рябчиков И. Д. Вычисление коэффициентов кристаллизации редких щелочных металлов для калиевых минералов в пегматитах. «Геохимия», 1961, № 10.
4. Сретенская Н. Г. Экспериментальное изучение распределения примесей рубидия, таллия и свинца в системе калиевый полевой шпат — вода. В кн.: «Экспери-

ментальные исследования в области минералогии и геохимии редких элементов». М., Изд-во «Наука», 1967.

5. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов М., Изд-во АН СССР, 1962.

6. Калита Е. Д., Чернышкова Л. П. Распределение редких щелочных металлов в топазо-молибденовых пегматитах как критерий их продуктивности. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., 1964.

7. Holland H. D., Kulp J. L. The distribution of accessory elements in pegmatites, I. Theory. Amer. Min., 34, 1949.

8. Mc Jntire W. L. Trace element partition coefficients—a review of theory and applications to geology. Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, N 12, 1963.

9. Barth J. F. W. Studies in gneiss and granite. I and II. Norske Vidensk. Acad. Oslo, N 1, 1956.

Институт минералогии, геохимии,
редких элементов

М. А. Плесскова

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮОРИТА ПЕГМАТИТОВ КАЗАХСТАНА

В статье изложены результаты исследований флюорита, проводившихся на некоторых пегматитовых полях Казахстана. Наиболее детально этот минерал изучен в одном пегматитовом поле, где среди многочисленных пегматитов выделяется несколько групп, отличающихся друг от друга валовым составом, внутренним строением, преобладающим типом структур и текстур, минералогическим составом.

Установлено, что время выделения и парагенетические ассоциации флюорита одинаковы в пегматитовых телах различных типов. Флюорит обычно встречается в гнездах с хорошо проявленной гидротермальной деятельностью, где широко развиты дымчатый кварц, горный хрусталь и другие минералы. Кварц-флюоритовой минерализации предшествует альбитизация и дробление. В некоторых пегматитовых телах флюорит образует самостоятельные мономинеральные гнезда среди полевого шпата. Часто гнезда с дымчатым кварцем и флюоритом располагаются в микроклине блоковой и полевошпатовой зоны, под кварцевым ядром, реже среди кварца ядра. В некоторых пегматитовых телах флюорит отлагается в пустотах выщелачивания мелкоблокового и графического кварца, выполняет трещины в различных частях пегматитового тела.

Кроме крупнокристаллического флюорита, в пегматитовых телах встречается акцессорный флюорит мелкозернистых и графических зон. Он приурочен к участкам мелких миарол со следами гидротермальной деятельности и по ряду признаков сходен с крупнокристаллическим флюоритом гнездовых выполнений.

Время образования флюорита можно определить по его взаимоотношению с кварцем, среди которого выделяются следующие разновидности: 1) сотовый кварц (первоначально кристаллизовавшийся как α -кварц); 2) аметистовый (встречается редко); 3) дымчатый; 4) цитроновый (встречается редко); 5) поздний бесцветный [1, 2]. По взаимоотношению с кварцем флюорит делится на две группы: первая образуется одновременно с дымчатым кварцем, вторая — с поздним бесцветным и после него.

Ранний флюорит обычно окрашен в зеленовато-голубой или зеленый цвет, в некоторых случаях довольно интенсивный. Он всегда малопрозрачен, содержит большое количество трещин и газовой-жидких включений. Кристаллы обычно мозаичного строения. Некоторые из них имеют форму октаэдра.

Поздний флюорит бесцветен или окрашен в синие и фиолетовые тона. Окраска обычно неравномерная: чаще окрашены отдельные зоны или сектора роста различных граней и участков повышенной мозаичности кристаллов. Кристаллы имеют октаэдрическую огранку с плохо развитыми гранями куба и ромбододекаэдра. От раннего флюорита, кроме цвета, он отличается более совершенным строением кристаллов — слабой мозаичностью, хорошей огранкой, гладкой поверхностью спайности.

По количеству и составу редкоземельных элементов флюориты пегматитовых тел можно разделить на три группы (табл. 1). К первым двум относится ранний флюорит (по внешним признакам и геологическому положению эти группы неотличимы), к третьей — поздний.

Первая группа характеризуется высоким содержанием TR (десяти доли процента) и преобладанием редких земель иттриевой группы, включая Y (отношение $TR_Y: TR_{Ce}$ составляет 9); вторая содержит небольшое количество TR (сотые доли процента) и в ней также преобладают элементы иттриевой группы (отношение $TR_Y: TR_{Ce}$ колеблется от 2 до 5). Третья группа по суммарному количеству TR близка ко второй. Она отличается от двух предыдущих групп тем, что количество TR_Y в ней резко понижается, а TR_{Ce} повышается, благодаря чему отношение $TR_Y: TR_{Ce}$ составляет 0,01—0,06.

Указанные группы флюорита отличаются друг от друга и люминесценцией при 77°K (см. табл. 1)*. Изучение акцессорного флюорита мелкозернистых оторочек и графических зон пегматитовых тел люминесцентным методом показало, что в них также имеется флюорит, люминесцирующий в яично-желтых и слабофиолетовых тонах, что свидетельствует о наличии флюорита с высоким и низким содержанием редких земель.

В пределах рассматриваемого гранитного массива флюорит встречается не только в пегматитовых телах. В большом количестве он обнаружен и в кварц-флюоритовых гидротермальных жилах. Жилы образовались позднее пегматитов, в заключительный этап формирования гранитного массива. Они сложены белым массивным и шестоватым кварцем с неравномерно расположенными участками, обогащенными флюоритом.

Минеральный состав жил прост, помимо вышеуказанных минералов в незначительном количестве присутствуют серицит, хлорит, пирит, халькопирит, барит, халцедон, кальцит.

Образование флюорита происходило, видимо, неоднократно в процессе формирования жилы. Выделяются две его разновозрастные разновидности: более ранний — октаэдрической формы, образовавшийся до выделения основной массы кварца, и поздний — с преобладанием граней ромбододекаэдра и куба, сформировавшихся после кварца (он нарастает на головки кристаллов шестоватого кварца). Спектральный анализ (см. табл. 1) флюорита различных кварцевых жил показал, что количество и соотношение редкоземельных элементов в нем во всех жилах одинаково.

В данном случае цериевая группа преобладает над иттриевой. По этим свойствам и по характеру люминесценции флюорит гидротермальных кварцевых жил сходен с самой поздней генерацией флюорита пегматитовых тел. Распределение редкоземельных элементов в разновидностях флюорита из двух других пегматитовых полей приведено в табл. 2. Время образования флюорита здесь также определяется конечными стадиями отложения дымчатого кварца. Как видно из табл. 2, поведение редкоземельных элементов во флюоритах этих пегматитовых полей подчиняется тем же закономерностям.

* Изучение люминесценции образцов было проведено Н. Н. Васильковой (ВИМС).

Содержание редкоземельных элементов и иттрия во флюорите по данным количественного спектрального анализа

№ образ-ца	Характер флюорита	Σ TR, %	Содержание элементов при ΣTR=100%										Тип флюорита	Цвет люминесценции при 77°K	Состав примесей по данным полуколичественного спектрального анализа
			La	Ce	Nd	Sm	Gd	Er	Tu	Yb	Y	TRv: Tce			
5004	Пегматитовый ранний	0,34	2,6	5,9	1,2	—	0,15	—	0,03	0,6	89,3	9,2	I	Яркий, яично-желтый	0, n Na 0, 0n Si, Al 0, 00n Fe, Mn, Ti, Mg 0, 000n Cu, Be
418		0,13	7,0	10,2	3,1	—	—	—	0,08	1,6	78,1	3,9			
5506		0,06	9,1	11,0	1,8	—	—	1,8	0,4	3,6	72,7	3,5			
375		0,02	3,3	8,3	3,7	—	—	—	0,4	0,7	83,3	5,2			
377	Пегматитовый поздний	0,01	15,1	22,6	—	—	—	—	0,8	1,5	60,2	1,6	II	Желто-зеленый	0,00n Si, Mg, Fe 0,000n Mn, Ti, Cu
324		0,04	3,1	10,3	2,6	—	—	—	0,3	1,5	82,3	5,5			
323		0,01	37,8	56,6	—	—	—	—	0,9	0,5	3,7	0,06			
5379		0,02	30,9	51,6	15,6	—	—	—	0,5	0,1	1,6	0,02	III		
376	Из кварц флюоритовых жил	0,02	37,0	49,4	6,2	6,2	—	—	0,6	0,3	0,6	0,01		Очень слабый фиолетовый или зеленоватый, часто совсем не люминесцирует	
419		0,01	43,5	54,3	—	—	—	—	1,1	0,2	1,1	0,02			
5260		0,01	33,8	50,6	—	—	—	—	8,3	0,4	6,7	0,18			
5278		0,01	40,5	40,5	13,5	—	—	—	0,07	0,7	4,7	0,06	III	То же	
466		0,01	39,7	55,6	—	—	—	—	0,8	0,8	3,2	0,05			

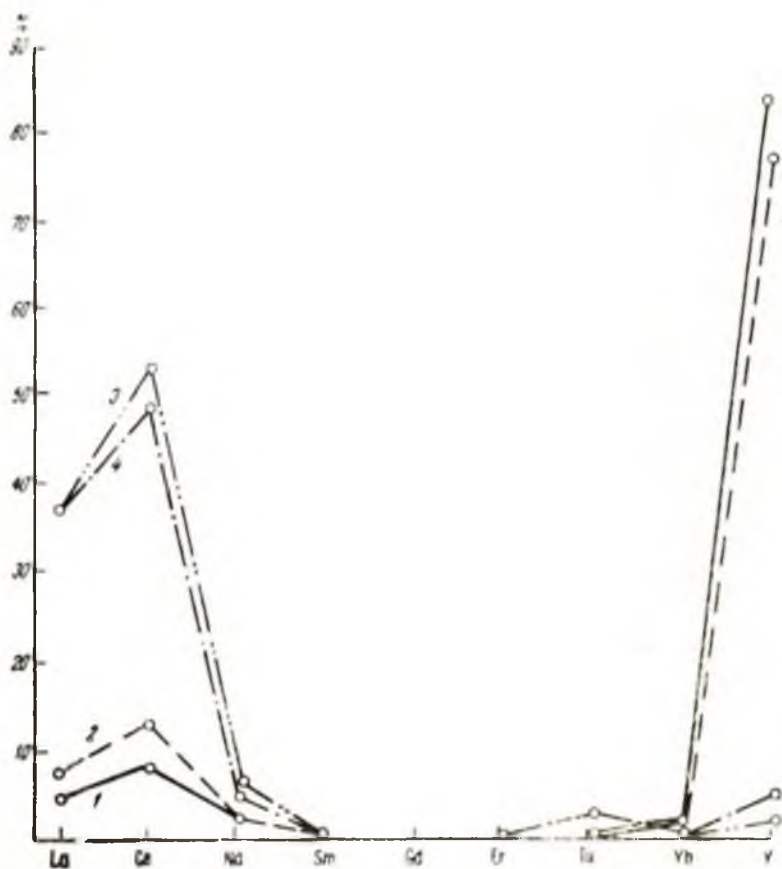
Примечание. Анализы проведены К. В. Бурсук (ВИМС).

Т а б л и ц а 2

Содержание редких земель и иттрия во флюорите пегматитовых тел Кентского и Бектау-Атинского пегматитовых полей

Пегматитовое поле	№ образца	Цвет флюорита	TR	TR _Y : TR _{Ce}
Кентское	668	Зеленый	0,10	3
	1004	Голубовато-зеленый	0,03	1
	1003	Голубой	0,02	0,5
	1002	Фиолетовый	0,01	0,1
	1001	Светло-зеленый	0,01	0,2
Бектау-Атинское	1020	Зеленый	0,13	30
	1022	Фиолетовый	0,018	0,3

Примечание. Анализы проведены К. В. Бурсук (ВИМС). Расположение анализов соответствует последовательности выделения различных разновидностей флюорита от ранних к более поздним.



Распределение редких земель во флюоритах Казахстана:

Флюорит: 1 — пегматитовый ранний I типа; 2 — пегматитовый ранний II типа;
3 — пегматитовый поздний III типа; 4 — кварц-флюоритовых жил

Таким образом, в рассмотренных пегматитах Казахстана поведение элементов ряда лантаноидов и иттрия в процессе образования флюорита одинаковое. Количество TR колеблется от 0,01 до 0,3% и уменьшается от ранних флюоритов к поздним. Одновременно с уменьшением содержания меняется и состав TR. В ранних флюоритах в составе редких земель преобладает иттриевая группа, в поздних — цериевая. Флюорит кварц-флюоритовых гидротермальных жил по содержанию и составу TR сходен с поздним флюоритом пегматитовых тел (см. рисунок).

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев С. Д., Майоров А. Н. Об одном типе гранитных пегматитов Центрального Казахстана. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
2. Захарченко А. Н., Венедиктов С. Н., Соколов Я. Н. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца. «Советская геология», 1958, № 8.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов. Долгов Ю. А. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 3—22.

Рассматриваются особенности, связанные с перемещением магматических масс и становлением камерных пегматитов. Перемещение магматических масс может быть расценено как крупная флуктуация первого порядка. В процессе становления гранитной интрузии наблюдается «миграция» реального геотермического градиента, т. е. изменение его во времени, что необходимо учитывать для оценки развития свободного объема. Результативное термическое расширение пород складывается из термического расширения минералов и объема пор. Расчетные данные показали, что для гранита, нагретого от 20 до 500°C, напряжение, развиваемое расширяющейся породой, равно 2000 кг/см², а от 20 до 700°C — 3000 кг/см². Можно считать, что ниже 10—12 км термическое расширение и пористость развиваться не будут, а будут только накапливаться напряжения. Трещины возникают преимущественно в областях снижения внешнего давления, в первую очередь под куполовидными выступами интрузий. Ранние трещины в коре интрузий служат местом образования пегматитов.

Флуктуации второго порядка оказывают влияние на растворы и минералы полостей, изменяя термодинамические условия. Для минералов камерных пегматитов (кварца и топаза) установлено развитие специфической закалочной трещиноватости в процессе мгновенного охлаждения в адиабатических условиях. Методом вольюметрического ультрамикрохимического анализа установлено непостоянство в содержании главных составляющих CO₂ и SO₂ + H₂S газовых включений в минералах.

Рассмотрен механизм адиабатической мобилизации, основанный на выносе ряда элементов (фтор, железо, цинк и др.) из вмещающих пород к полостям локализации. Формирование камерных пегматитов продолжается и при отсутствии магматического очага за счет пневматолитовых и гидротермальных растворов. Скорость кристаллизации пневматолитового кварца обычно более высокая. Значительные солевые концентрации постмагматических растворов, установленные для высокотемпературных включений, позволяют утверждать, что область надкритических флюидов в большинстве случаев недостижима, как это и предполагал К. Н. Феннер.

Обязательным свойством камерного пегматита является развитие свободного объема, адиабатическое расширение, мобилизация и перекристаллизация ранних зон с дифференциацией основных минеральных компонентов и ростом кристаллов в полостях.

Илл. — 7, библи. — 32 назв.

УДК 553.21:24

Теории генезиса пегматитовых жил в свете данных Д. Кеннеди о системе кремнекислота — вода. Петров В. П. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 23—27.

Новые экспериментальные данные показали, что при высоких давлениях и температурах вода и силикат обладают полной смешиваемостью. Это позволяет предполагать изначальное обогащение гранитного расплава водой, что в общем подтверждает схему генезиса пегматитов акад. А. Е. Ферсмана. Своеобразная последовательность кристаллизации зональных пегматитов может быть объяснена специфической чрезвычайно высокой растворимостью кремнекислоты в воде при высоких давлениях.

Илл. — 1, библи. — 10 назв.

УДК 552.322.2:553.87

Основы классификации пегматитов формации малых глубин и методика выделения продуктивных объектов. Бескин С. М., Эфрос Б. Д. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 27—33.

На основе изучения многочисленных пегматитовых полей Центрального Казахстана и Восточного Забайкалья предложена следующая классификация пегматитов: выделено 3 категории по характеру локализации и 4 группы в зависимости от особенностей внутреннего строения. Пегматитовые тела категории А — пегматиты, локализованные в материнских аляскиновых гранитах, тела категории В находятся в гранитоидах более древних чуждых комплексов, а пегматиты категории В сформированы в породах кровли. Группа тел: 1 — занорышевые, 2 — полнозональные, 3 — порфиробластические и 4 — силекситы. Пегматитовые тела 2 группы, находящиеся в материнских гранитах, являются наиболее перспективными на хрусталеносность и флюоритонность.

Табл. — 2, илл. — 3, библи. — 26 назв.

Роль автометасоматоза и сингенетической перекристаллизации в формировании пегматитов. Солодов Н. А., «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 34—44.

В том, что минералы пегматитовых тел имеют метасоматическое происхождение, сомнений нет. Сложной остается проблема источника и последовательности поступления метасоматирующих растворов. Приводятся доказательства автометасоматической природы минералов пегматитовых тел. Устойчивый парагенезис породообразующих и редких элементов объясняется существованием первоначальной геохимической специфики соответствующих пегматитовых расплавов-растворов. Возникновение качественно различных расплавов-растворов определяется эволюцией магматических очагов и геохимической специализацией провинций.

Илл. — 3, Библ. — 34 назв.

Геолого-структурные закономерности размещения пегматитов с пьезооптической минерализацией на одном из пегматитовых полей Центрального Казахстана. Турчинский Ф. П., «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 44—51.

Северо-восточное пегматитовое поле Каибского гранитного массива является наиболее крупным. Оно насчитывает несколько тысяч пегматитовых тел. Насыщенность поля пегматитами обусловлена обильным внедрением пегматитоносных юрских генераций гранитов первого этапа жильной фазы в связи с интенсивной деформацией гранитов главной фазы. Наиболее благоприятным участком для скопления пегматитов является прогиб, заключенный между куполами второго порядка, осложненный «пликативными» структурами третьего и четвертого порядка. Основное количество пегматитов, включая продуктивные, встречается среди субгенетических и эпигенетических. Непосредственным локализатором этих пегматитов являются системы открытой мелкой протектонической трещиноватости, приуроченной преимущественно к перегибам «пликативных» структур третьего и четвертого порядка. Подавляющее количество пегматитов имеет объем камер 40—60 м³.

Илл. — 1, библ. — 7 назв.

Хрусталоносные пегматиты и кварц-полевошпатовые тела северной части Тянь-Шаня. Соколов Я. Н., Осинский А. В. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 51—67.

Среди рассматриваемых хрусталоносных объектов выделены: 1) пегматиты кристаллизации; а) шпировые, б) жильные и аплит-пегматиты; 2) пегматиты перекристаллизации; 3) кварц-полевошпатовые и скарново-кварц-полевошпатовые метасоматические тела.

Алюмосиликатный тип контаминации материнской магмы является благоприятным фактором для образования хрусталоносных пегматитов. Хрусталеобразование связано с поздними фазами интрузивных комплексов средних и поздних этапов развития складчатых поясов и относится к типу «безрудных» позднеинтрузивных и послеинтрузивных образований, предшествующих фазе малых интрузий.

Общая эволюция послеинтрузивных растворов во времени шла в направлении смены их физического состояния от газового к водно-жидкому с последовательным и неоднократным изменением состава катионов от натриевого к кальциевому и затем — калиевому.

Табл. — 1, илл. — 4, библ. — 12 назв.

Петрохимия коростенских рапакиви в связи с особенностями размещения хрусталеносных пегматитов. Аврашов А. С., Цыганов Н.Н. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI, Изд-во «Недра», 1969, стр. 67—77.

В пределах юго-западной части сложного Коростенского плутона рапакиви и рапакививидные граниты, слагающие разные части гранитного тела, петрохимически однородны. Они отличаются от других платформенных рапакиви и докембрийских гранитов большей щелочностью и повышенным содержанием темноцветных компонентов.

Основные породы Коростенского плутона по сравнению со средними «мировыми» составами пород этого типа имеют повышенную щелочность, железистость и кислотность, меньшее содержание Mg.

Хрусталеносные пегматиты не сингенетичны с вмещающими их гранитами, и закономерности их размещения не определяются изменчивостью содержания петрогенных элементов в гранитах, развитых в пределах юго-западной части Коростенского плутона.

Илл. — 3, библ. — 10 назв.

Некоторые особенности волынских пегматитов и новые методы их поисков. Ключков В. Т., Сорокин Ю. Г. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI, Изд-во «Недра», 1969, стр. 77—82.

По условиям образования и взаимоотношению с вмещающими гранитами пегматиты Волыни разделены на две группы, а в каждой из этих групп выделены пегматиты по их морфологическим особенностям. Приведено подробное описание морфологии и внутреннего строения камерных пегматитов, объяснение некоторых особенностей которых дано с позиций возникновения пегматитов из остаточного расплава. Авторы предлагают решение задач поисков хрусталеносных пегматитов, не выходящих на эрозионную поверхность, осуществлять путем комплексирования геологических, геофизических и геохимических методов.

Библ. — 5 назв.

Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала. Таланцев А. С. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI, Изд-во «Недра», 1969, стр. 82—90.

В гранитных пегматитах Урала выделено два типа друзовых полостей — мурзинский и кочкарский, отличающиеся морфологией, пространственным положением, генетическими особенностями и минеральным парагенезисом. Полости первого типа формируются на глубинах до 2500 м за счет возникновения трещин в стенках остаточных кристаллизационных камер на заключительной стадии образования пегматита. Отмечается тесная пространственная связь их с секущими кварцевыми прожилками и отсутствие таковой с кварцевыми ядрами. Полости второго типа образуются на глубине до 1000 м и при более низких температурах, чем полости первого типа. Локализируются они под горизонтальными частями кварцевых ядер в пегматитовых телах, залегающих в метаморфических породах за пределами материнского гранитного интрузива. Кварцевые ядра в данном случае играли роль экрана, способствовавшего накоплению остаточного пегматитообразующего расплава-раствора, а формирование минерального выполнения полостей шло одновременно с образованием позднегнездового грейзена. Изучение пегматитов с друзовыми полостями показало, что околоскварцевые слюдяно-альбитовые зоны образуются частично путем замещения и частично за счет свободной кристаллизации альбита и слюды на стенках камер. Установлены две парагенетические ассоциации минералов, из которых более ранняя образовалась до развития кварцевых ядер, а более поздняя — после них.

Илл. — 4, библ. — 6 назв.

Структурное положение камерных пегматитов в Кентском гранитном массиве. (Центральный Казахстан). Лукашев А. Н. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 90—102.

В Кентском гранитном массиве камерные пегматиты связаны с интрузивом пермских аляскитовых гранитов. При общей неравномерности распределения пегматитов наблюдается ясно выраженная их приуроченность к эндоконтактной зоне. Концентрация пегматитов в этой зоне объясняется экранирующим влиянием пород кровли, вследствие чего наибольшее количество пегматитов сосредоточено в крупных куполовидных структурах. Мелкие купола не оказывают влияния на размещение крупных пегматитовых тел. Степень экранирования увеличивается от хрупких к пластичным породам. Особенно благоприятными для пегматитов являются алевролит-сланцевые толщи. Многие пегматиты залегают в телах мелкозернистых гранитов, часть же их располагается в непосредственной близости от этих гранитов или на их выклинивании. Внутри интрузива сравнительно крупные пегматитовые тела часто размещаются вдоль границ между блоками сильно трещиноватых и монолитных гранитов. Первые играли роль подводящих каналов, вторые представляли собой экранирующие горизонты, что отразилось и на форме пегматитовых тел.

Илл. — 8, библ. — 8 назв.

О хрусталеносных зонах в пегматитах Мамско-Витимской слюдоносной провинции. Шмакин Б. М. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI, Изд-во «Недра», 1969, стр. 103—105.

Кристаллы горного хрусталя Мамско-Витимской провинции встречаются в тех полостях пегматитовых тел, в которых мусковит имеет промышленное значение. Процесс хрусталеобразования связан с послемагматическим гидротермальным преобразованием пегматитов. Образование полезных концентраций кварца происходило при повышенной щелочности с активным метасоматическим замещением всех минералов кварцем и образованием мономинеральных кварцевых зон и зон «позднего пегматоида», содержащих крупнокристаллический мусковит. Литий-рубиневое отношение может служить индикатором кислотности процессов мусковитообразования.

Хрусталеносные полости располагаются в пределах пегматоидных зон и кварцевых ядер. Приведено описание кристаллов кварца. Температура образования кварца полостей, определенная методом гомогенизации газовой-жидких включений, резко отличается от кварца более ранних генераций. Хрусталеносные полости Мамско-Витимской слюдоносной провинции являются типичными полостями растворения с друзьями перекристаллизации.

Табл. — 2, библ. — 5 назв.

К вопросу о растворении и расплавлении гранитов при формировании хрусталеносных пегматитов и силекситов. Малышев А. Г., «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 105—110.

В начальные стадии формирования субсингенетических пегматитов и силекситов неостывшие граниты подвергаются растворению и расплавлению внедрившимися расплавами. Наиболее интенсивно растворяются и расплавляются обломки гранитов, стенки камер с пологим залеганием и т. п. Этот факт устанавливается по характеру развития внутренних зон пегматитов и контактов между пегматитами и вмещающими породами. Растворение и расплавление гранитов силекситовыми расплавами обуславливает образование пегматитовых тел, сложенных в основном (70—80%) кварцевыми ядрами. Эти процессы способствуют увеличению первоначального объема пегматитовой или силекситовой камер.

Илл. — 3, библ. — 11 назв.

Фтор-биотиты как один из признаков хрустале-флюоритоносности гранитных массивов. Лукашев А. Н. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 110—112.

Для всех хрусталеносных и флюоритоносных интрузивов Казахстана характерно повышенное содержание фтора, связанное в гранитах с биотитом и более поздним минералом-флюоритом. Значительная часть фтора сосредоточена в биотите, где он изоморфно замещает гидроксильную группу. При избытке фтора последний концентрируется во флюорите. Поскольку пегматиты являются самыми ранними из постмагматических образований (грейзена и др.), важно установить первоначальную концентрацию фтора в расплаве. Это отчасти достигается при исследовании оптических свойств биотита. Как известно, светопреломление биотитов понижается при уменьшении содержания железа и увеличении фтора. Биотиты с наиболее низким светопреломлением характерны для хрусталеносных и флюоритоносных массивов субшелочных гранитов. Таким образом, высокая насыщенность биотита фтором косвенно указывает на наличие в рассматриваемом интрузиве флюорита, что имеет практическое значение для оценки массивов с точки зрения их хрусталеносности и флюоритоносности.

Табл. — 1, илл. — 1, библ. — 6 назв.

Об одном виде распределения полезного компонента в пегматитовых месторождениях. Ткачев Ю. А. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 113—117.

Распределение количества пьезооптического кварца по пегматитовым телам одного из месторождений хорошо согласуется с распределением Пуассона, если изменить масштаб измерения количества полезного ископаемого. Модуль изменения масштаба определяется аналитически из изучаемого числового ряда и уточняется пробными вычислениями. Табл. — 2, илл. — 2, библ. — 2 назв.

Эндогенный ореол фтора хрусталеносных пегматитов Волины. Оганесян Л. В., Колбин Б. А. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 117—121.

Впервые установлен четко выраженный эндогенный ореол фтора вокруг хрусталеносных пегматитов Волины. Методами математической статистики определены параметры распределения фтора в гранитах Коростенского плутона, подсчитан нижний уровень вероятных аномалий.

Табл. — 1, илл. — 1, библ. — 8 назв.

Определение коэффициентов сокристаллизации рубидия, таллия и свинца для блокового микроклина из редкометалльных гранитных пегматитов. Сretenская Н. Г. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья», т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 122—125.

При кристаллизации вещества из раствора или расплава примесь, содержащаяся в нем, распределяется между жидкой и твердой фазами определенным образом. Количественной характеристикой такого распределения является величина коэффициента сокристаллизации данной примеси, представляющая собой отношение количеств макро- и микрокомпонентов в растворе и в твердой фазе.

Термодинамический анализ процесса кристаллизации вещества из раствора показал, что величина коэффициента сокристаллизации примеси, содержащейся в этом растворе, зависит от условий кристаллизации и главным образом от температуры.

Сравнивая значения коэффициентов сокристаллизации, известных на основании изучения распределения примесей в природных минералах, и результаты экспериментальных данных, можно определить температуру кристаллизации. Приведены коэффициенты сокристаллизации свинца (0,65), таллия (0,8) и рубидия (0,9 — 1,0). Эти значения показывают, что свинец к концу кристаллизации блокового микроклина должен накапливаться в больших количествах, чем таллий, а рубидий равномерно рассеиваться в нем.

Давление рН среды мало влияет на величину коэффициента сокристаллизации. Последний зависит только от температуры. Определена и температура кристаллизации блокового микроклина (600°).

Табл. — 3, библ. — 9 назв.

Геохимические особенности флюорита пегматитов Казахстана. Плескова М. А.
♦Груды Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья»,
т. XI. Изд-во «Недра», 1969, стр. 125—130.

Изучены флюориты из пегматитов Каибского Бектау-Атинского и Кентского гранитоидных массивов (Казахстан). По взаимоотношению с кварцем выделяются две разновидности флюорита. Более ранний флюорит образуется одновременно с дымчатым кварцем; поздний флюорит кристаллизуется с поздним бесцветным кварцем или после него. Ранний флюорит образует октаэдрические кристаллы, окрашен в зеленовато-голубой или зеленый цвет, малопрозрачен, содержит много трещин и включений. Поздний флюорит распространен более широко. Он образует бесцветные или окрашенные в синие и фиолетовые тона октаэдрические с гранями куба и ромбо-додекаэдра кристаллы с более совершенной огранкой и внутренним строением.

Табл. — 2, илл. — 1, библ. — 2 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Долгов. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов	3
В. П. Петров. Теория генезиса пегматитовых жил в свете данных Д. Кеннеди о системе кремнекислота — вода	23
С. М. Бескин, Б. Д. Эфрос. Основы классификации пегматитов формации малых глубин и методика выделения продуктивных объектов.	27
Н. А. Солодов. Роль аутометасоматоза и сингенетической перекристаллизации в формировании пегматитов	34
Ф. П. Турчинский. Геолого-структурные закономерности размещения пегматитов с хрусталеносной минерализацией на одном из пегматитовых полей Центрального Казахстана.	44
Я. Н. Соколов, А. В. Осинский. Хрусталеносные пегматиты и кварц-полевошпатовые тела северной части Тянь-Шаня	51
А. С. Аврашов, Н. Н. Цыганов. Петрохимия Коростенских рапакиви в связи с особенностями размещения хрусталеносных пегматитов	67
В. Т. Ключков, Ю. Г. Сорокин. Некоторые особенности Волинских пегматитов и новые методы их поисков.	76
А. С. Таланцев. Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала.	81
А. Н. Лукашев. Структурное положение камерных пегматитов в Кентском гранитном массиве (Центральный Казахстан).	89
Б. М. Шмакин. О хрусталеносных зонах в пегматитах Мамско-Витимской слюдоносной провинции.	102
А. Г. Малышев. К вопросу о растворении и расплавлении гранитов при формировании хрусталеносных пегматитов и силекситов	104
А. Н. Лукашев. Фтор-бититы как один из признаков хрустале-флюоритовосности гранитных массивов	109
Ю. А. Ткачев. Об одном виде распределения полезного компонента в пегматитовых месторождениях	112
Л. В. Оганесян, Б. А. Колбин. Эндогенный ореол фтора хрусталеносных пегматитов Волыни	116
Н. Г. Сретенская. Определение коэффициентов сокристаллизации рубидия, таллия и свинца для блокового микроклина из редкометальных гранитных пегматитов.	121
М. А. Плескова. Геохимические особенности флюорита пегматитов Казахстана	125



Труды ВНИИСИМС, том XI

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЬЕЗООПТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ В ПЕГМАТИТАХ

Редактор издательства А. И. Панова

Техн. редактор Л. Н. Шиманова

Корректор А. Г. Либергал

Сдано в набор 19/IX-1968 г.

Подписано в печать 17/II-1969 г.

Т-02843

Формат 70×108 1/16

Печ. л. 8,5

Усл. печ. л. 11,9

Уч.-изд. л. 11,7

Бумага № 2. Индекс 3-4-1.

Заказ 4129/10339-2

Тираж 700 экз.

Цена 98 коп.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Загорская типография УПМ

