

БЕЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

С. С. ИЛЬЕНОК

Бельский интрузивный массив выступает на восточном склоне Кузнецкого Алатау, занимая часть междуречья Черного Юуса и его небольшого правого притокаIZEKIOY. Район привлекал к себе внимание исследователей в связи с золотодобычей, а в последнее десятилетие—благодаря находкам вольфрамовых руд.

Геологические формации района являются древними, значительно дислоцированными образованиями, которые образуют крупную синклинальную структуру, прорезаемую в ее центральной части р. Изекиюл. Структура осложнена мелкими перегибами, а осевая часть ее погружается на северо-восток. Наиболее древняя формация пород, в виде мраморизованных известняков, выступает вдоль границы хребта с Тарчинско-Чебаковской впадиной, в пределах которой располагается широкая долина р. Черного Юуса. Мраморизованные известняки подстилают формацию кварцевых порфиров общей мощностью около 1000 м, состоящую из кислых эффузивов в виде покровов и силлов, переслоенных с туфами, конгломератами, песчаниками, сланцами и черными известняками. Выше располагается формация диабазовых порфиров с обильными покровами подушечной лавы, пластами аггломератов, известняков, прорезанных многочисленными дайками уралитовых, плагиоклазовых порфиров и оливиновых диабазов. В верхних горизонтах формация содержит граувакковую свиту. Общая мощность формации достигает 2400 м.

Все три указанные формации условно отнесены к протерозою на основании сходства с фаунистически охарактеризованными докембрийскими формациями соседнего Саралинского района.

Среди формации диабазовых порфиров, а также частью кварцевых порфиров выступает интрузивный массив Бельского плутона (рис. 1). Породами этого плутона сложены наиболее высокие точки водораздельного участка—гольцы Бельский и Никольский. Возраст интрузии, также в значительной степени условно, отнесен к докембрию.

Необходимо отметить, что южнее, в непосредственном соседстве с выходами Бельского плутона, выступает Спасский интрузивный массив, близкий по возрасту к первому, но принадлежащий к ранней фазе интрузивного цикла. Спасский интрузивный массив занимает высокие участки Спасского и Кузнецовского гольцов и распространяется к северу в виде мелких тел. Сложен он кварцевыми и бескварцевыми пироксено-роговообманковыми и роговообманковыми диоритами, микродиорит-диабазами, которые сопровождаются жилами и дайками плагиоаплитов, малхитов и диорит-порфиров.

Общие сведения

Интрузивные породы в пределах рассматриваемой площади образуют два крупных тела, сопровождаемые мелкими выходами, расположенными к северу от них. Первое тело слагает высокий Бельский гольц и скры-

зается под зеленокаменными порфиритами на средней и нижней части склонов. Площадь его выхода $1,2 \text{ км}^2$. Оно имеет более или менее изометричную форму с двумя языками в северной части. К северо-востоку

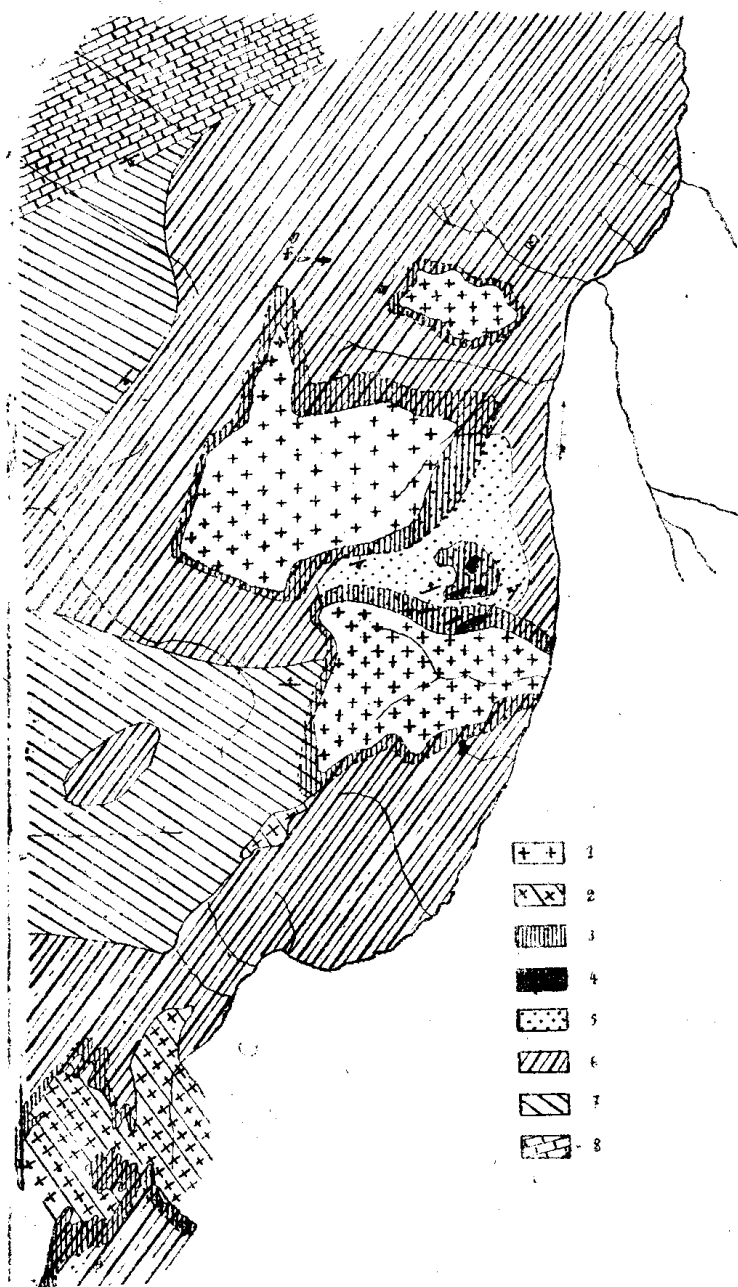


Рис. 1. Схема геологического строения левобережья р. Изеки. 1—кв пироксеново-роговообманковые и кварцевые роговообманковые монзониты, кварцевые гельсинкиты; 2—кварцевые пироксеновые и роговообманковые диориты; 3—роговики; 4—гранатово-пироксеновые и магнетитовые скарны; 5 граувакковая толща; 6—формация диабазовых порфиритов; 7—формация кварцевых порфиритов; 8—формация древних мраморизованных известняков.

выступает небольшое тело интрузии площадью $0,125 \text{ км}^2$, а еще далее совсем мелкие трубчатые выходы той же интрузии. Таким образом, ясно намечается более или менее широкое погружение магматического массива в этом направлении.

Что касается южной части рассматриваемого тела, то здесь наблюдается выступ интрузивных пород в сторону Никольского гольца. В пределах последнего наблюдается второе крупное тело интрузии, которое, в свою очередь, имеет выступ в сторону первого тела. Таким образом, оба тела разделены на поверхности лишь небольшим полем вмещающих пород. Петрографическое сходство пород обоих выходов и элементы залегания контактов указывают, что глубже эти выступы интрузии сливаются. Вместе с тем это позволяет выявить границу интрузива в виде вогнутой поверхности с крутым погружением ее на северо-восток. Площадь второго тела $0,625 \text{ км}^2$. Общая площадь выходов интрузии достигает $2,0 \text{ км}$, а с участками правобережья р. Изекиул, что выходят за пределы нашего района,—около 4 км^2 .

Границы интрузивного массива довольно четкие и резкие в западной и восточной части, но зато слабо выявляются в области северной и восточной части тела, где имеются обильные гибридные ксенолититовые образования. Это должно быть естественным, ибо здесь мы имеем кровлю интрузии, погружающуюся на северо-восток. Большой интерес представляет конфигурация контактов в связи с необходимостью выявления формы плутона. Падение северного контакта первого тела направлено к северу и северо-востоку под $45\text{—}50^\circ$. Такую же крутизну контакта мы имеем вдоль восточной границы тела. Но зато, наблюдая эту границу к юго-западу, можно заметить резкое выполаживание граничной плоскости, чем и объясняется наблюдаемый в плане залив выходов интрузивных пород со стороны первого тела по направлению ко второму телу. Здесь контакт имеет падение под углом $10\text{—}15^\circ$ к юго-востоку. Вместе с тем некоторая выпуклость границы интрузивного тела к юго-востоку объясняется тем, что уположенный контакт вскрывается долиной ключа.

Западный контакт изучен сравнительно хорошо в связи с тем, что к нему прижата крупная зона смятия, которая сопровождается рудными телами, подвергавшимися разведке и эксплуатации. Здесь отчетливо выявляется, что плоскость контакта падает под углами $60\text{—}75^\circ$ на юго-восток, т. е. под интрузивное тело. Южный контакт крутой, но неясно направление его падения. „Холодный“ характер контакта со слабым проявлением роговиков наталкивает на мысль о возможном падении его на север.

Что касается небольшого северного языка интрузии, то он тесно связан с проявляющейся здесь зоной смятия и представляет собою магматическую массу, втянутую в тектоническую зону.

В крайней северной части этот язык переходит в серию мелких тел, вытянутых по двум направлениям. Часть из них имеет северо-восточное простирание по направлению языка интрузии, а часть имеет простирание, близкое к широтному. Эти последние тела подчинены дополнительной системе трещин, которая имеет закономерную связь с первой северо-восточной зоной. Морфологические особенности контакта проявляются в следующем. На север в сторону вытянутости языка интрузии контакт падает вначале очень полого—под углом $5\text{—}10^\circ$. Покрышка боковых пород сдунудирована и на поверхности интрузии остаются лишь небольшие останцы их. Севернее, через $200\text{—}300 \text{ м}$ угол наклона поверхности интрузии увеличивается до 25° . Интрузия скрывается под диабазовые порфиры, полого погружаясь на протяжении 400 м , здесь выступает широкое поле контактово-метаморфических образований. Затем интрузия круто погружается, давая обильные отпрыски в виде мелких тел в зоне смятия.

Второе поле интрузивных пород, выходящее на гольце Никольском и вдоль ключа того же названия, показывает пологое падение контактов в северной и северо-западной части, где мы видим залив в сторону Бельского интрузивного поля. Пологое залегание контакта подчеркивается очень широким полем развитых здесь контактово-метаморфических образований

в виде роговиков и частью скарнов. В юго-западном углу интрузивного поля наблюдается крутое падение контакта к северо-западу под углом 80° до вертикального. Южная граница тела характеризуется узкими заливами по второстепенной складчатой структуре вмещающих пород северо-восточного простираения и общим погружением кровли интрузии к югу.

Неровные граничные линии небольшого изолированного поля интрузии, выступающего к северо-востоку от первого тела, объясняются подчиненностью их мелким складкам северо-восточного простираения во вмещающей толще пород.

Таким образом, в общем виде плутон имеет форму этмолита, выступающего в мульде синклинали и погруженного в северо-восточном направлении в сторону погружения оси складки. Выходы интрузивных образований Спасского комплекса подчинены той же тектонической структуре и выступают в юго-восточном крыле синклинали. Близкие петрографические черты обоих интрузивных комплексов указывают, что здесь мы имеем, если не одновозрастные, то, по видимому, комагматические образования.

По величине, относительно горной системы, плутон относится к разряду мелких. Пока нет никаких данных говорить о нем как о непосредственной ветви другого, крупного плутона, хотя подобные интрузии широко распространены в Кузнецком Алатау.

Отношение интрузива к тектоническому строению района показывает, что здесь мы имеем синклинал-плутон, подчиненный более поздним тектоническим движениям по отношению к складчатой структуре, а поэтому частично секущий последние.

Что касается тектонических фаций, то необходимо отметить отсутствие настоящих гнейсовых текстур. Вдоль западной окраины массива наблюдается катаклиз и рассланцевание, связанные с проявленной здесь зоной смятия. В главной своей массе интрузив несет следы контаминации с проявлением гибридных такситовых пород, поэтому он может быть отнесен к типу гранитных плутонов.

Внутренняя тектоника плутона трудно поддается изучению, тем более что в районе хорошо обнаженных участков контакта она замаскирована сланцеватостью и катаклизом. Расположение ксенолитов указывает скорее на отсутствие автономной тектоники и параллелизм с границей контакта.

Отношение контакта к тектонике окружающих пород выяснено довольно хорошо. Плутон является согласным с общей структурой, но имеются режущие границы в связи с местными перегибами вмещающих пород, особенно в южной его части.

Отношение внутренней тектоники к контакту является конформным. Это хорошо подчеркивается согласным расположением ксенолитов. Вместе с тем следует признать в общем конформное положение внутренней тектоники по отношению к внешней.

Что касается распределения пород в теле плутона и их взаимных отношений, то нужно заметить следующие особенности: поражает обилие гибридных образований, которые выступают почти во всех участках массива. Следует отметить преобладание ксенолитов в северных участках. В краевых зонах вблизи западных контактов наблюдаются более основные разновидности пород в виде кварцевых пироксеново-роговообманковых монзонитов и диоритов. Главная часть тела обычно сложена кварцевыми монзонитами. В восточной части плутона наблюдаются более щелочные разновидности, переходные к кварцевым сиенитам.

Среди пород интрузивного поля, особенно в районе Никольского гольца, мелкими пятнами проявляются кварцевые гельсинкиты. Размеры их от 30—40 м до 5—6 м в диаметре. Пятна имеют в плане удлиненную или изометричную форму. Переходы от вмещающих пород, которые здесь

представлены кварц-монцонитами,—постепенные, как и вообще для выше-указанных пород.

Породы главного интрузивного поля

Роговообманково-микроклиновые диориты

Породы выступают на Анненском участке и вскрыты штольной, пересекающей под прямым углом границы интрузивных тел и комплекс кварцевых жил, проходящих параллельно последним. Тело диоритов имеет мощность около 30 м и вытянуто в северо-восточном направлении вдоль направления контакта Бельского интрузивного поля. Оно непосредственно примыкает к кварцевым монцонитам Бельского поля и падает под них согласно с контактом последних. На границе между кварцевыми монцонитами и диоритами проходит кварцевая жила Анненская. Она сопровождается интенсивным изменением боковых пород, чем маскируется характер перехода между обоими типами пород.

Порода имеет характер грубого какирита темнозеленой окраски и при ударе распадается на грубо-параллельные пластины. Структура породы среднезернистая; она сохраняется почти до контакта с диабаз-порфиритами. Вблизи последнего, на расстоянии 3—5 м, заметно уменьшение зерна, сильная катаклазированность породы и замещение ее кальцитом. Обычная величина зерна 2,5—4 мм. Зерна плагиоклаза имеют зелено-серую окраску, размазаны и слабо себя проявляют. Темнозеленый, почти черный амфибол сохранился лучше. Он имеет форму слегка вытянутых толстых призм без конечных граней. Главная масса кристаллов амфибола вытянута вдоль плоскости—простираение—падение интрузивного тела.

Микроскоп показывает монцонитовую структуру породы, состоящей из плагиоклаза, зеленой рогообманки, микроклина и микропегматита. Плагиоклаз и зеленая рогообманка, развившаяся возможно за счет пироксена, обладает одинаковой степенью идиоморфизма. Микроклин по отношению к ним ксеноморфен.

Плагиоклаз образует широкие таблицы с зональным строением. Везде сильно разложен и забит тонкой темнобурой соссюритовой пылью. Лишь в одном случае удалось замерить $\perp (001) Ng - 57$; $\perp (001) Nm - 40$ и $\perp (001) Np - 70$, что указывает на кислый лабрадор № 52 (37 е—з). Интересно, что плагиоклаз закономерно обрастает микроклином, бурым от обильных пелитовых продуктов. Все же удается рассмотреть веретенообразные двойники, идущие параллельно удлинению или направлению спайности плагиоклаза.

Микроклин показывает местами ровные линии границ, особенно с микропегматитом, что, повидимому, указывает на то, что появление кварца связано с концом периода кристаллизации калишпата. Микропегматит занимает промежутки между кристаллами последнего и образует втеки в него. Вместе с тем, в микроклине можно заметить отдельные вроски кварца. Микроклин содержит тонкую пертитовую сетку с содержанием альбита около 40%. Измерение ориентировки эллипсоида относительно $(001) - P$ показало: $\perp PNg - 87$; $\perp PNm - 18$; $\perp PNp - 72$; $2V = +78$. Это подтверждает микроклиновый характер калишпата.

Зеленая рогообманка имеет вид то компактных зерен, то зерен, замещенных в центральной части пластинчатым хлорито-серпентином (бастит), так что остаются в краевых зонах как бы расщепленные по спайности игольчатые реликты рогообманки, тонкой полоской обрамляющие хлорито-серпентин. Компактные зерна содержат в центральной части поле, тонкопропыленное рудным веществом, аналогично тонкому пропылению плагиоклазов соссюритом. Одновременно рогообманка содержит более круп-

ную сыпь магнетита, которая распределена заметно гуще в центральных частях зерен, чем в краевых. Такое тонкое пропыление роогообманки связано с переходом ее в хлорито-серпентин.

Компактные зерна роогообманки, кроме того, содержат вросстки мелко-игольчатой разновидности, которая иногда располагается поперек удлинения зерна хозяина. Это мелкоигольчатая разновидность заметно не отличается от компактной роогообманки и местами похожа на отщепленные волокна последней. Оптические свойства роогообманки, измеренные на федоровском столике, показывают следующие особенности минерала.

Плеохроизм: Ng — светлозеленый, имеются пятна, окрашенные более густо, до цвета завядшей травы, Nm — голубовато-зеленый, Np — бледно-зеленый. Угол c : Ng = 19° ; Ng — Np = $0,038$; $2V = -74$.

Характерное высокое двупреломление, отчасти характер абсорбции отклоняют минерал в сторону богатого железом грюнерита.

Из дальнейших изменений породы следует отметить наличие тонкой сетки жилочек эпидота, замеченных в плагиоклазе. Оказывается, эти жилки пересекают все минералы породы, в том числе калишпат и кварц, но имеют широко разветвленную систему только в известково-натровом полевшпате.

Минералогический состав породы: плагиоклаз 39%, роогообманка 35%, микроклин 10%, микропегматит 16%.

Более основной характер плагиоклаза, чем у типичных диоритов, сближает породу с роогообманковым габбро.

Пироксеново-роогообманково-соссюритовые монцониты

Выступают на вершине и западном склоне Никольского гольца. Макроскопически неотличимы от роогообманковых монцонитов, ибо пироксен в значительной степени замещен роогообманкой. Переходы между породами постепенные.

Породы обладают серовато-зеленой окраской, массивным сложением, а также ровным и средним по величине зерном. Состоят они из бледно-зеленоватого соссюритизированного основного плагиоклаза, идиоморфных кристаллов пироксена, перешедшего с краев в амфибол, из калишпата и кварца, образующих микропегматитовые прорастания. Аксессуары — ильменит и апатит.

Микроскоп показывает монцонитовую структуру при идиоморфизме плагиоклаза над калишпатом. Плагиоклаз имеет форму таблиц, обычно нацело замещенных соссюритом. Последний состоит из тесного агрегата серицитовых чешуек, в котором разбросаны мелкие призмы клиноцоизита. В краевых участках некоторых зерен появляются округлые более крупные зерна последнего. Они окрашены в более густой желтый цвет и обладают пятнистой супернормальной интерференционной окраской, характерной для эпидота. Альбит образует основной скелет зерна, сохраняя формы плагиоклазовых зерен. Без этого свойства альбита — образовывать псевдоморфозы по плагиоклазу — форма зерен последнего, повидимому, не могла бы сохраниться. Расположение соссюритового агрегата указывает на зональное строение плагиоклаза. В редких случаях слабо выявляется двойниковое срастание полевшпата, которое позволяет определить координаты двойниковой оси (табл. 1).

Пироксен имеет форму коротких призм с ясно выраженной спайностью. С внешней стороны переходит в кайму бледнозеленой роогообманки. Эта последняя обычно прорастает весь кристалл пироксена в виде тонких стебельков, отчетливо видных при установке минерала на погасание. Ок-

Таблица 1

В			Закон	№ плагио- клаза	№ обр.
Ng	Nm	Np			
12	78	89.5	Дв. ось [010]	№ 5	66—1
17	73	88	Альбитовый	№ 3	66—5
75	18	82	Дв. ось [001]	№ 5	66—3

раска пироксена слегка зеленоватая и она почти не изменяется по осям. Другие свойства таковы: $c:Ng = 37^\circ$; $Ng - Np = 0,028$; $2V = +57^\circ$.

На основании этих свойств легко определяется диопсид. Необходимо отметить, что диопсид содержит округлые зернышки титанита и тонкую сыпь магнетита и, возможно, появился за счет изменения титанистого авгита.

Бледнозеленая рогообманка местами нацело замещает пироксен, образуя собственно уралит. Она имеет то компактное строение, то переходит в волокнистую разновидность. Окраска ее бледнозеленая со слабым плеохроизмом следующего характера: Ng—светлозеленая, Nm—желтовато-зеленая, Np—бледнозеленая. Другие свойства: $Ng - Np = 0,025$; $c:Ng = 16$; $2V = -80$ показывают, что мы имеем актинолит. Этот минерал замещается хлоритом, который располагается вдоль его волокон.

Калишпат почти везде оказывается густо проросшим кварцем, который образует красивые правильные гранофировые узоры. Кроме того, он сильно пелитизирован и поэтому имеет буроватую окраску в проходящем свете, которая маскирует внутреннюю структуру минерала. Однако ориентировка эллипсоида по отношению плоскости спайности по (001) указывает, что здесь мы имеем микроклин: $Ng - 87$; $Nm - 18$; $Np - 72$; $2V = +74$.

Интересно, что наблюдается склонность к совершенному развитию граней у кварца и в одном случае удалось обнаружить даже эвгедральное зерно.

Акцессорные минералы представлены тонкоигольчатым апатитом и ильменитом. Последний всегда разложен и образует сетку из пластинок рудного минерала в титанитовой оболочке.

Количественный минералогический состав породы приведен в табл. 2.

Таблица 2

Название минералов	Содержание в %	
	I	II
Сосюритовый плагиоклаз	36	33
Пироксен	17	24 6
Рогообманка	23	
Биотит	—	
Гранофир	20	Ортоклаз 32
Примеси	4	5
	100	100

ПРИМЕЧАНИЕ: I. Обр. 66. Никольский голец.
II. Монзонит из работы Трёгера (1935)

Для сравнения приведен состав монцонита по Трёгеру. Наша порода отличается большим содержанием темноцветных в основном за счет уменьшения ортоклаза.

Согласно Трёгеру (1935), благодаря наличию альбитизированного плагиоклаза, породы можно отнести к альбитомонцонитам, но присутствие обильного сосюрита заставляет нас назвать их пироксеново-роговообманково-сосюритовыми монцонитами.

Кварцевые роговообманковые монцониты

Породы являются наиболее распространенными и слагают массив Бельского гольца. На восточном и северном склонах последнего, вблизи контакта, они переходят в разновидности в общем того же состава, но содержащие обильные мелкие ксенолиты.

Окраска пород розовато-серая и светлее, чем у кварцевых пироксеново-роговообманковых-сосюритовых монцонитов. Характерной особенностью является наличие такситовой текстуры в виде мелкозернистых агрегатов, рассеянных всюду среди среднезернистой главной массы. В них мало розового калишпата и повышенное количество темнозеленой роговой обманки. Местами проявляются агрегаты почти из одного темноцветного компонента. Размеры таких шлировых пятен мелкие, большей частью размером с горошину.

Макроскопически в составе породы легко различимы бледнозеленый сосюритизированный плагиоклаз, розовый калишпат, темнозеленая роговая обманка и небольшое количество кварца. Плагиоклаз образует брусковидные формы размером $1,5-2 \times 3$ мм. В образцах с ограниченным развитием сосюрита он обладает бледнозеленой окраской и стекляннм блеском. В участках интенсивной сосюритизации минерал матовый и имеет более густые светлозеленые цвета. Калишпат ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и представлен в виде изометричных светлорозовых и розовых зерен размером $1 \times 2,5$ мм и менее. Обычно он окружен каймой микропегматита. Роговая обманка имеет вид удлинённых зерен с умеренным развитием их по третьей оси. Размер зерен $2,0-2,2 \times 0,8-1,1$ мм. Боковые грани неясно развиты, конечные отсутствуют вовсе, что характерно для уралитового типа. Среди розового калишпата проявляются ксеноморфные зерна кварца, достигающие 1 мм в диаметре. Заметны также наглаз отдельные зерна эпидота. Микроскоп показывает монцонитовую структуру. Плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к калишпату. Он имеет форму табличек и брусков и содержит то весьма тонкозернистый сосюрит, то серицит вместе с рыхлыми комочками клиноцоизита, а иногда более крупными зернышками эпидота. Судя по наблюдениям над сосюритизированными монцонитами Никольского гольца, где эпидот находится в составе более крупных зерен среди краевых частей плагиоклаза, а в остальной массе располагается клиноцоизит, надо полагать, что этот минерал появляется в более позднюю стадию сосюритизации.

Плагиоклаз образует полисинтетически двойниковые срастания, чаще по альбитовому и периклиновому, реже по карлсбадскому и менебахскому законам. Определение координат двойниковой оси на столике Федорова показало состав кислого андезина. $Ng = 75$; $Nm = 15,5$; $Np = 85,5$; $2V = +84$. Закон периклиновый. Плаг. № 31 (обр. 37а). Однако, во многих случаях плагиоклаз не содержит сосюрита, а имеющий включения крупных зерен эпидота оказывается альбитом:

1) $Ng = 75$; $Nm = 17$; $Np = 81$; $2V = +81$; дв. ось $[001]$; плаг. № 5 (обр. 38—1).

2) $Ng = 82,5$; $Nm = 69$; $Np = 22$; $2V = +80$; дв. ось $[100]$; плаг. № 4 (обр. 38—1).

Включения эпидота, отсутствие соссюритовой пыли и чистый характер кристаллов указывают, что минерал появился в результате альбитизации плагиоклаза. Этот процесс следовал за соссюритизацией и, вероятно, сопровождался растворением тонкой слюдки.

Калишпат сильно пелитизирован и выглядит серым. Интересно, что жилки кальцита, секущие породу вблизи жилы Анненской 1-ой, сопровождаются полным очищением калишпата от пелитового вещества (рис. 2). При этом пелитовый материал не мигрирует в сторону кальцита или в противоположном направлении, а, повидимому, растворяется в калишпате. Полоски обновленного калишпата стеклянноподобны и выявляют отчетливую двойниковую структуру микроклина. Это явление, по моему, доказывает возраст пелитизации калишпата более ранний, чем рудных жил или по крайней мере карбонатной стадии минерализации. Становится ясным, что пелитизация калишпата, как и соссюритизация плагиоклаза, есть широко распространенный автометаморфный процесс. Вместе с тем это доказывает низкотемпературный характер процесса—ниже температурного интервала карбонатных растворов.



Рис. 2

Пелитизированный калишпат обнаруживает изменение оптических свойств от ортоклаза с небольшим углом оптических осей в сторону микроклина. На это же указывает одновременное появление местами слабо выраженных двойниковых пластинок.

Изменение свойств калишпата в обр. 38 следующее:

Координаты осей эллипсоида к полюсу спайности (001)

1) Ng—83; Nm—5; Np—85; 2V=—66. Ортоклаз;

2) Ng—86; Nm—6; Np—86; 2V=—77. Слабое отклонение к микроклину;

3) Ng—90±3; Nm=14±0; Np=76±1; 2V=—84. Значительное отклонение в сторону микроклина.

В других участках (обр. 37а) проявляется типичный микроклин с решетчатой двойниковой структурой.

Минерал содержит также неправильные пятна альбита, иногда довольно крупных размеров, занимающие в среднем 40% площади. Судя по формам альбитовых вростков, он ближе всего подходит к микропертитам замещения и, повидимому, связан с тем же процессом, что и альбитизация плагиоклаза.

Любопытно, что калишпат обрастает плагиоклаз в виде широких кайм. В участках с проявлением микроклина веретенообразные двойники этого минерала совпадают с направлением двойниковых полосок плагиоклаза. На границе плагиоклаза и калишпата развит грубый мирмекит. Обильные червеобразные зерна кварца врастают в плагиоклаз и одновременно в калишпат. Отдельные, изометричные кристаллы калишпата обрастают микропегматитом, при этом кварц во вростках часто располагается лучисто или веерообразно, а величина зерна закономерно увеличивается к периферии. Это ясно указывает на более раннее появление калишпата по отношению к микропегматиту и вместе с тем на эвтектический характер последнего. При наличии микропегматита замещения, повидимому, процессу пегматитизации был бы подвергнут весь калишпат.

Местами появляются отдельные ксеноморфные зерна кварца с переходом к пегматиту, что, повидимому, связано с выделением небольшого количества избыточного кварца по отношению к эвтектике.

Рогообманка обладает зеленой окраской, а также то компактным, то волокнистым габитусом. Плеохроизм резко выражен в следующих тонах: Ng — травяно-зеленая, Nm — желтовато-зеленая, Np — желтая. Другие ее свойства: $c:N_g = 16^\circ$; $N_g - N_p = 0,024$; $2V = -78^\circ$ указывают, что мы имеем перед собой обыкновенную зеленую рогообманку, переходящую в уралит. Кроме крупных кристаллов волокнистого габитуса имеются переходы в войлочный мелкозернистый агрегат такого же густозеленого актинолита. При грануляции сколько-нибудь существенно оптические свойства минерала не меняются.

Крупные кристаллы рогообманки содержат титанит в виде мелких зерен, расположенных по спайности минерала. Как крупнозернистая, так и войлочная мелкозернистая рогообманка ассоциируют с эпидотом. При этом крупнозернистая рогообманка прорастает этим последним, а мелкозернистая нарастает в виде щетки игольчатых кристаллов на эпидот. Более позднее появление эпидота по отношению к крупнозернистой рогообманке доказывается секущими ее жилками эпидота той же генерации.

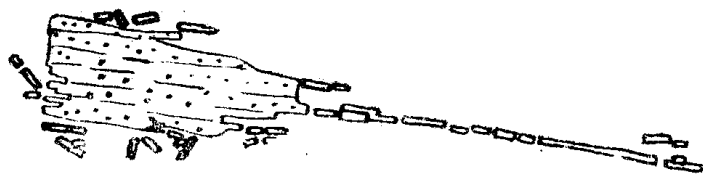


Рис. 3

Весьма интересно проявляется связь компактной рогообманки с летучими и появлением апатита. Кристаллы рогообманки сопровождаются скоплением апатита. При этом иглы апатита ориентированы предпочтитель-

но согласно направлению ее кристаллов, особенно в участках по удлинению (рис. 3).

Компактная, а также и мелкозернистая рогообманка актинолитового типа замещаются зеленым хлоритом. Он чаще мелкозернистый, но имеет переходы в более крупные зерна, где отчетливо проявляется плеохроизм: Ng — бледный желтовато-зеленый, Nm = Np — зеленый. Угасание прямое. Удлинение —. Оптически + с малым углом оптических осей. Интерференционная окраска аномальная, бледнофиолетовая. Все это указывает на оптически положительный пеннин. Интересно, что хлорит охотно появляется в плагиоклазе совместно с соссюритом. Такому замещению подвергается не весь плагиоклаз породы, а отдельные его зерна.

Акцессорные минералы представлены разложенным ильменитом, титанитом, апатитом и цирконом. Первый из них образует агрегаты из мелких бесформенных зернышек магнетита в титанитовой оболочке. Титанит образует самостоятельные зерна без правильных ограничений с плеохроизмом в буровато-желтых тонах. Имеет переходы к титаниту, развитому по зеленой рогообманке и, повидимому, связан с разложением более раннего титанистого амфибола. Апатит обилен в породе и дает тонкие длинные иглы, более крупные копьевидные зерна и призмочки. Изредка встречается циркон, образующий мелкие идиоморфные кристаллы в хлорите с густыми бурыми плеохроичными оболочками.

Следует отметить разновидность породы, которая отличается рядом особенностей, главным образом, отсутствием микропегматита, вместо которого имеются самостоятельно развитые зерна калишпата и кварца, проявлением псевдоморфоз-хлорита и эпидота по минералу с тонкой отдельностью, повидимому, биотиту (обр. 63, 64, 66 д). Порода имеет непосредственные переходы к пироксеново-роговообманковым соссюритовым монцонитам Никольского гольца и выступает на восточном склоне послед-

него. Структура породы монцонитовая при последовательном ряде идиоморфизма светлых минералов: плагиоклаз, калишпат, кварц. Однако темновесный компонент в виде зеленой рогообманки обнаруживает удивительные особенности. Она метасоматически развивается в плагиоклазе, калишпате (обр. 64—1) и даже внедряется в кварц (рис. 4). Обычным является мезостатическое развитие рогообманки. Зерна ее не разбросаны равномерно в породе, а группируются кучками с взаимными прорастаниями кристаллов (рис. 5).

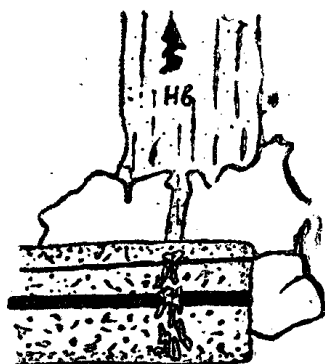


Рис. 4

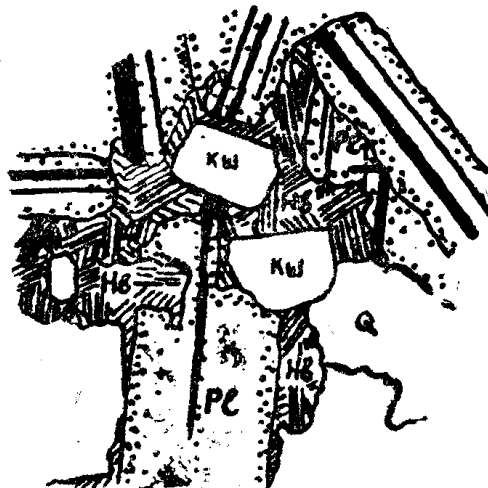


Рис. 5

Количественный минералогический состав пород (обр. 37а) следующий: плагиоклаз 31%, калишпат 27%, рогообманка 19%, кварц 18%, примеси 5%.

Породы характеризуются соотношением плагиоклаза к калишпату близким к таковому у монцонитов, что наряду с структурой, при идиоморфизме плагиоклаза над калишпатом, дает критерии для отнесения их в группу кварцевых роговообманковых монцонитов.

Ксенолититовые кварцевые роговообманковые монцониты

Породы широко распространены в окраинных участках выходов интрузии.

Ксенолиты расположены в типичном кварцевом роговообманковом монцоните, описанном выше, и нет нужды повторять его описание. Размер ксенолитов 4—7 см, редко больше. Форма их угловатая, но они переходят обычно в округлые шлиры. Ксенолиты состоят из материала диабазового роговика. Это темнозеленая мелкозернистая порода со структурой интергранулярного вида. Состоит она из плагиоклаза (45—50%), нацело замещенного тонкозернистым соссюритовым агрегатом, ксеноморфной по отношению к нему зеленой рогообманки (40—50%), подчиненного количества кварца (5—7%) и акцессорных—магнетита и апатита (2%). Рогообманка образует зерна в виде обрывков, пятнышек из взаимопереплетенного агрегата, т. е. носит черты метаморфического минерала. Она обладает густой зеленой окраской с плеохроизмом: Ng—густозеленая, Nm—зеленая, Np—желтая. Другие ее свойства: $Ng = 16^\circ$; $Ng - Np = 0,021$; $2V$ —большой.

Кварц образует ксеноморфные зерна в виде выполнений угловатых промежутков между зернами плагиоклаза.

Из особенностей проявления акцессорных минералов следует отметить неравномерное развитие магнетита и неправильную форму его зерен, а также постоянное присутствие апатита в виде тонких иголок.

По минералогическому составу порода следует причислить к плагиоклазово-роговообманковым роговикам.

Шлировые участки показывают дезинтеграцию ксенолита с образованием любопытной микротекстурной картины. Плагиоклаз проявляется в виде групповых сростков, внутри которых развита ксеноморфная зеленая рогообманка. Последняя развивается метасоматически, частью съедая плагиоклаз. Такие плагиоклазовые сростки или „ежи“ располагаются в обычной массе кварцевого роговообманкового монцонита с идиоморфными таблицами и призмами соссюритизированного плагиоклаза (рис. 6). Расположение соссюрита в таблитчатых зернах отчетливо указывает на широкую зонарность, но плагиоклаз здесь, а также и в сростках, благодаря полной разложенности, ближе неопределим. На границе со сростками заметно концентрируется микропертитовый ортоклаз в виде прямоугольничков и брусочков. Вместе с тем они обрастают микропегматитом с лучистым расположением кварца и укрупнением величины зерна к периферии. В других участках плагиоклазовых сростков появляются окошки с



Рис. 6

калишпатом и микропегматитом, повидимому, указывающие на дальнейшую дезинтеграцию.

Шлировые кварцевые роговообманковые монцониты переходят в такситовые породы с развитием мелких, величиной с горошину, мелкозернистых участков среди среднезернистой главной массы. Микроскоп показывает в таких случаях полное выравнивание состава между главной частью и мелкозернистыми участками породы. Разница проявляется только в текстурном рисунке и величине зерна, причем характерно поведение зе-

леной рогообманки, которая образует сростки или кучки зерен. Кристаллы этого минерала имеют уже субгедральные облик.

Необходимо указать, что зеленая рогообманка появилась не только позже плагиоклаза, но также позже калишпата и кварца, ибо внедряется в эти минералы по тонким трещинам (73а—2,73а—3). Минерал ассоциирует с хлоритом и титанитом с образованием пегматитообразных прорастаний. В хлорите часто развиты идиобласты свежей рогообманки. Хлорит принадлежит оптически положительному плевнину. В породе присутствует эпидот как в виде отдельных зерен, так и в прорастании по рогообманке. Из аксессуарных наблюдаются обильный апатит и ильменит в виде разложенных зерен с типичной сеткой пластинок магнетита под углом 120° в лейкоксеновой оболочке или хлорите.

Следует отметить любопытные нитевидные тонкие жилки, обязанные циркуляции низкотемпературных гидротермальных растворов по трещинкам. Жилки выполнены местным материалом. При пересечении рогообманки они сложены хлоритом, среди калишпата содержат тонкозернистый серицитоподобный минерал, в пределах поля плагиоклаза выполнены эпидотом, среди микропегматита сложены кварцем, имеющим ту же оптическую ориентировку, что и вмещающий кристалл.

Из этих данных видно, что такситовая текстура кварцевых роговообманковых диоритов связана с дезинтеграцией ксенолитов, имеющих состав плагиоклазово-роговообманковых роговиков. Дезинтеграция связана с отложением калишпата, кварца и развитием мезостатической рогообманки. Породы относятся к типичным гибридным образованиям.

Кварцевые гельсинкиты

Среди поля кварцевых монцонитов Бельского и Никольского гольцов проявляются пятна осветленных пород различных размеров. Так, на водоразделе кл. Никольского и Безымянного кварцевые роговообманковые монцониты к востоку сменяются серовато-белыми породами, занимающими площадь 60—85 м в поперечнике и слегка удлинённую на северо-восток. Южнее наблюдаются пятна мелких размеров 10—25 м округлой формы. Близко расположенные пятна сливаются друг с другом. Изучение минерального состава и структурных особенностей пород позволяет их отнести к кварцевым гельсинкитам.

Макроскопически породы светлосерого или серовато-белого, а в переходных разновидностях светлорозового цвета. В свежем виде они массивные. На выветрелой поверхности заметна тонкая пористость. Слабое вскипание в отдельных точках указывает на наличие карбоната.

Породы обладают среднезернистой структурой и состоят из бесцветного калишпата размером 2—3 и 4—5 мм, подчиненного количества матового, чуть зеленоватого альбитизированного плагиоклаза такого же размера, фисташково-зеленого эпидота — 4—10 мм в диаметре и кварца.

Микроскоп показывает гипидиоморфную структуру с изменчивой величиной зерна, а именно, местами проявляются выделения мелкозернистого субгидрального агрегата альбита и кварца. Вместе с тем бросается в глаза свежесть и чистота породообразующих минералов в отличие от вышеописанных пород.

В переходных разновидностях альбитизированный плагиоклаз еще содержит сыпь сосюрита, но в типичной породе эпидот мигрирует наружу, образуя самостоятельные зерна, а частью кристаллизуется внутри с образованием укрупненных зерен. Серцит менее подвижен и встречается только в полевоом шпате в виде мелких листочков или чешуек. Определение оптических констант альбитизированного плагиоклаза показало состав почти чистого альбита (табл. 3).

Таблица 3

Ng	В		Двойниковая ось	2V	№ плагиоклаза	№ образца
	Nm	Np				
73	21,5	78,5	[001]	—88	6	58—1
73	17	86,5	[001]	—88	0	58—1
77	18	78	[001]	—85	8	59—3
13,5	77,5	87,5	[010]	—84	6	59—3
78	16	80	[001]	—88	8	55—2

Калишпат ксеноморфен по отношению к альбитизированному плагиоклазу, в проходящем свете слегка буроватый благодаря наличию пелита. В калишпате из типичного гельсинкита проявляется четко микроклиновая решетка в виде перекрещенных двойников по альбитовому и периклиновому законам. Кроме того, ориентировка эллипсоида к полюсу спайности (010) = М или (001) = Р указывает, что минерал принадлежит микроклину.

1) $\perp \text{PNg} = 83, \perp \text{PNm} = 13, \perp \text{PNp} = 80; 2V = +76$ (обр. 58—2),

2) $\perp \text{PNg} = 80, \perp \text{PNm} = 13, \perp \text{PNp} = 81; 2V = -70$ (обр. 55—3),

3) $\perp \text{MNg} = 12, \perp \text{MNm} = 80, \perp \text{MNP} = 86^\circ; 2V = -86$ (обр. 58—1).

Микроклин является пертитизированным в различной степени. Наблюдаются зерна с жилковатым пертитом, а также проявление альбита в виде густых ветвистых пятен, ясно указывающих на пертит замещения. Крае-

вые части зерен микроклина сильнее подвержены замещению альбитом чем центральные. В большинстве крупных зерен этого минерала содержание последнего такое—в краевых участках—40—60%, в центральных—15%.

Кварц развит в подчиненном количестве и образует прорастания в микроклине с краев зерен, а также по спая карлсбадских двойников.

Эпидот наблюдается в виде крупных идиоморфных зерен часто скелетной формы. Окраска бледная, лимонно-желтая. Плеохроизм: Ng—бледный, лимонно-желтый, Nm—бледно-желтый, Np—бесцветный. Другие свойства: Ng—Np—0,012; $c:Ng = 3^\circ$; $2V = -80^\circ$, что соответствует минералу с содержанием около 15% Fe_2O_3 .

Интересно, что в породе нет рогообманки, а широко развит хлорит в ассоциации с титанитом и кальцитом. Хлорит обладает бледной желто-зеленоватой окраской с плеохроизмом в следующих тонах: Ng—бледно-желтый, Nm—Np—бледно-зеленый. Угасание прямое. Интерференционная окраска серая с бледножелтым оттенком. Оптически + с малым углом оптических осей. Обычны радиально-лучистые агрегаты. Минерал принадлежит пеннине. Ассоциация его с кальцитом проявляется в тесном негматитообразном прорастании. Сфен пространственно приурочен к хлориту, образуя небольшие зерна без правильных ограничений, которые обладают бурой окраской и плеохроизмом в желто-бурых тонах.

Акцессорные минералы представлены апатитом и ильменитом. Апатит имеет широкое распространение в виде мелких и тонких иголок, включенных во всех минералах породы. Ильменит образует довольно крупные зерна, но разложен и показывает типичную картину в виде пластинок рудного минерала, перекрещивающихся под углом 120° в массе титанита часто совместно с хлоритом.

Количественный минералогический состав в весовых процентах для типичной породы (обр. 38): альбитизированный плагиоклаз и альбит 38, микроклин 20, кварц 23, эпидот 11, хлорит 3, кальцит и др. 5.

Березиты

На восточном склоне гольца Никольского в поле интрузивных пород главным образом среди их гельсинкитовой фации, появляются светлые пятна пород с белой слюдой. Пятна осветленных пород имеют небольшие размеры 1,5 до 4—5 м в диаметре и проявляются группами. Макроскопически хорошо заметен кварц, который сливается в сплошную цементную массу, благодаря чему порода приобретает облик кварцита. Кроме того, виден белый полевой шпат и серицит, оба в виде зерен около 1 мм размером.

Микроскоп показывает развитие крупных сложных зерен кварца, которые занимают больше половины всей площади шлифа. Среди кварца, местами в виде пойкилитовых включений, виден альбит с волнистыми пластинками двойников. Альбит резорбирован со стороны кварца и имеет неровные границы с заливами со стороны первого внутрь его зерен. Координаты двойниковой оси подтверждают определение минерала: Ng=83, Nm=68, Np=23; $2V = +76^\circ$; двойниковая ось [100]; плаг. № 4.

Серицит образует крупные чешуи иногда в виде розетковидных сростков. Больше его среди альбита и меньше в кварце. Как в кварце, так и в альбите наблюдаются включения апатита в виде хорошо оформленных игольчатых кристаллов. К серициту приурочены небольшие рыхлые скопления кальцита.

Количественный минералогический состав породы показан в табл. 4.

Таблица 4

Название минерала	I	II
Кварц	54—70	61
Альбит	26—13	25
Серицит	13—16	13
Апатит	1	1
Кальцит и проч.	3	—

I. Березит Никольского гольца. II. Березит по Розе.

Обращают на себя следующие обстоятельства: а) наличие березитов не вдоль зон смятия или тектонических трещин, а в форме пятен в массивных породах без следов рассланцовки, б) появление шеелита и пирита в виде спорадических зерен.

Все это указывает на рождение березитов в результате глубокого автометаморфизма пород интрузии при действии остаточных растворов гидротермального характера.

Жильные породы

Породы, относящиеся к жильной фации, имеют слабое распространение в пределах района. Внутри интрузивного поля они не наблюдались, а обнаружены в экзоконтактной зоне. Повышенное количество таких пород встречено вдоль западной зоны экзоконтакта Бельской интрузии. Здесь наблюдается делювий кварцевых монцонит-порфиров, и лишь в редких случаях удается фиксировать отдельные коренные обнажения этих пород, в которых виден режущий контакт с вмещающими зеленокаменными эффузивами. Однако полные очертания тел остаются неясными благодаря тому, что остальные участки прикрыты делювием.

Пункты с обнаруженными выходами кварцевых монцонит-порфиров располагаются в линейном направлении и подчеркивают, повидимому, какую-то северо-восточную зону трещин. Вдоль этого направления данные породы найдены даже в южной части района, где они включают ксенолиты грубозернистого кварцевого пироксеново-роговообманкового диорита Спасской интрузии.

Кроме нерасщепленных разновидностей жильных пород в виде кварцевых монцонит-порфиров, изменяющихся в составе до сиенитов, встречаются продукты расщепления магмы в виде гранит-порфиров и аплитов. Гранит-порфиры обнаружены в двух пунктах и то один из них — на правобережье р. Изекиул, т. е. за пределами описываемого района, а аплиты наблюдаются в породах интрузивного поля, где они образуют мелкие жилки.

Кварцевые монцонит-порфиры

Эти породы обладают зеленовато-розовой или кирпично-красной окраской, массивным сложением и порфировой структурой. Макроскопически различаются фенокристы орехово-желтого плагиоклаза размером 2—4 мм травяно-зеленого амфибола иногда с сериальными переходами от зерен 2—3 мм величиной до исчезающе малых размеров. Выделения располагаются в мелко-до тонкозернистой существенно полешпатовой массе.

Микроскоп показывает порфировую структуру, состоящую из выделений плагиоклаза и зеленого амфибола в основной кристаллически зернистой массе. Плагиоклаз обладает ясной, но сравнительно слабой зонарностью.

Определения на столике Федорова показали (табл. 5) следующий состав по зонам в одном зерне (обр. 314):

Таблица 5

.B			Двойная ось	№ плагиоклаза	Место измерения
Ng	Nm	Np			
85	18	73	[001]	17	Периферия
86	18	72,5	"	18	Среан. зона
87	20	70	"	22	Центр. зона

Минерал значительно разложен и содержит чешуйки серицита и мелкие зерна цоизита. Местами он замещается эпидотом, который сопровождается хлоритом (пеннином).

Амфибол образует удлиненно-призматические зерна, обладающие бледной окраской и плеохроизмом следующего характера: Ng—светлозеленый, Nm—бледный желто-зеленый, Np бледножелтый. Высокое двупреломление около 0,029 и угол погасания $c:Ng = 20^\circ$ указывают, что минерал принадлежит актинолиту. Характерно, что по амфиболу развит агрегат из мелких листочков зеленого биотита. Последний обладает плеохроизмом от бледножелтого до густозеленого по биотитовой схеме абсорбции, а также высоким двупреломлением типичным для слюд.

Основная масса породы имеет микромонцонитовую структуру с идиоморфизмом плагиоклаза относительно калишпата и кварца. Состав плагиоклаза, определенный зональным методом, близок к составу периферических зон фенокристов этого минерала и отвечает № 15—17. Брусковидные зерна калишпата забиты густой бурой пылью вторичных глинистых продуктов и ближе неопределимы. В промежутках между ними наблюдаются ксеноморфные зерна кварца, иногда достигающие крупных размеров. Проявляются прорастания калишпата кварцем с образованием структуры микропегматита.

Из аксессуарных минералов наблюдается магнетит, апатит и редкие зерна циркона. Магнетит заметно приурочен к листочкам биотита.

Кварцевые сиенит-порфиры

Наблюдается целый ряд переходных разновидностей от монцонит-порфиров к породам, в которых за счет уменьшения количества плагиоклаза увеличивается содержание калишпата и отчасти кварца. Порфировые выделения редки или встречаются спорадически и представлены светлозеленым сосюритизированным плагиоклазом, а также в некоторых случаях зеленым амфиболом. Распределение их неравномерное.

Микроскоп показывает сильную разложенность первичных минералов породы. Плагиоклаз обычно замещен густой массой сосюрита. В свежих образцах породы (обр. 298) удается определить следующие свойства этого минерала: $B_{Ng} = 57$, $B_{Nm} = 75$, $B_{Np} = 36$; закон $\perp (110)$; плагиоклаз № 30. Выделения серийно уменьшаются до размера зерен главной массы породы. Содержание плагиоклаза не превышает 34% по площади. Редкие обрывки амфибола принадлежат светлозеленому актинолиту вышеописанного типа.

Главную массу породы составляет бурый пелитизированный калишпат, занимающий около 50% площади шлифа. Несмотря на обилие вторичных продуктов, удается заметить решетчатую структуру, характерную для микроклина. На это же указывают координаты полюса спайности (010)—Ng—20, Nm—72, Np—72. В калишпате заметны неправильные пятнышки пертитового альбита. Кварц образует ксеноморфные зерна, располо-

женные между кристаллами калишпата. Содержание его обычно около 15%, однако в одном случае в породе подобного состава (обр. 156) наблюдалось повышенное количество кварца до 30%.

Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом. Первый образует редкие, но зато довольно крупные зернышки, а второй наблюдается в виде мелких отдельных призматических кристалликов.

Гранит-порфиры

Встречены в виде небольших дайковых тел.

Породы обладают розово-серой окраской и обычно грубопорфировой структурой. Легко различаются макроскопически крупные зерна кварца различных размеров. Они достигают 0,8—1,0 см в диаметре и имеют округлую оплавленную форму. Кроме того видны мелкие серые выделения плагиоклаза в виде табличек 0,5—0,8 мм × 0,7—1,4 мм. Все это расположено в светлорозовой тонкозернистой массе, имеющей в изломе шероховатую поверхность.

Микроскоп показывает порфировую структуру, состоящую из выделений кварца и плагиоклаза среди мелкозернистой основной массы. Выделения кварца обильны, заметно оплавлены, иногда даже с узкими заливами основной массы внутрь кристалла. Ряд зерен оказывается растреснутым и имеющим остроугольные границы, что, повидимому, связано с быстрым охлаждением при кристаллизации магмы. Выделения плагиоклаза оказываются двойникованными по альбитовому, манебахскому или сложному законам. Определение их зональным методом показывает состав, отвечающий № 16, № 18 (обр. 333). Плагиоклаз содержит редкую тонкую сыпь серицита.

Основная масса имеет различную величину зерна, даже в пределах одного шлифа. Среди мелкозернистой до микрофельзитовой массы наблюдаются участки, сложенные более крупным зерном. Они состоят из тесно расположенных кристаллов плагиоклаза № 13—15 и изометричных зерен кварца. Переходы между такими участками с различной величиной зерна постепенные. Мелкозернистые участки шлифа имеют тот же кварцево-плагиоклазовый состав с содержанием кварца около 30—35%. В качестве акцессорных минералов наблюдаются редкие зернышки магнетита и апатита. Тонкие чешуйки серицита то рассеяны равномерно, то сгущаются, образуя волокнистые кружевные узоры.

На основании значительного содержания кварца и состава плагиоклаза породы отнесены к гранит-порфирам.

Аплиты

Встречены только в виде тонких прожилков мощностью 4—5 см, чаще 1—2 см. Такие прожилки наблюдаются среди тела интрузии вблизи контакта. Много аплитовых прожилков встречено среди кварцевых монзонитов на северном склоне Никольского гольца.

Порода имеет розовую окраску, благодаря преобладанию калишпата, и мелкозернистую структуру. Кроме калишпата, много ксеноморфного кварца, а также зерен зеленоватого соссюритизированного плагиоклаза. Границы с вмещающей породой резкие, хотя заметно проникновение в нее калишпата в виде втёков и жилообразных масс.

Микроскоп показывает структуру породы, напоминающую ближе гипидиоморфнозернистую, чем аплитовую, благодаря наличию кристаллических граней у большинства составных частей. Плагиоклаз образует более мелкие по сравнению с калишпатом и кварцем кристаллы, имеющие изометричный или короткопризматический габитус. Минерал замещен гу-

стой крупной сыпью эпидота, которая в центральных частях зерен сливается в сплошной агрегат. Вместе с тем, состав плагиоклаза снижается до чистого альбита, что показывают измерения оптических констант на столике Федорова: $BNg=73$, $BNm=17$, $BNp=85$, дв. ось $[001]$, что соответствует альбиту № 2.

Калишпат образует удлиненные брусковидные зерна, угловатые промежутки между которыми заполнены кварцем. Минерал сильно пелитизирован и ближе неопределим. Заметна густая пертитовая пятнистость.

Из аксессуарных минералов встречается апатит в виде редких иголок, а также титанит, приуроченный к хлориту и, повидимому, с ним связанный. Хлорит имеет форму изометричных кристаллов со свойствами клинохлора. Он образует сростки с эпидотом и содержит внутри себя сыпь рудного минерала. Повидимому, сочетание этих вторичных минералов указывает на образование их из титансодержащего амфибола.

Минералогический состав породы, подсчитанный планиметрически: плагиоклаз 18%, калишпат 32%, кварц 25%, примеси 5%.

Необходимо отметить заметное содержание альбитизированного плагиоклаза в составе породы. Значительная разложенность полевшпатов того же характера, что и в кварцевых монцонитах, указывает, что возраст аплитов более ранний по отношению к процессам автометаморфизма. Это их резко отличает от альбитовых аплитов с участка Знаменитинского золоторудного месторождения, которые там появились за счет растворов, вызвавших автометаморфизм.

Контактово-метаморфический ореол Бельской интрузии

Как мы уже знаем, Бельский интрузивный массив расположен, главным образом, среди зеленокаменной эффузивной толщи, а также граничит с песчано-мергелистыми породами, которые располагаются в мульде синклинали. Как те, так и другие породы в районе контакта подверглись значительным изменениям с образованием роговиков. При этом песчано-мергелистые породы превращены в плотные ленточные альбитовые роговики, а эффузивы образуют некоторые разновидности метаморфических образований, описываемые нами как диабазовые роговики. Между прочим, альбитовые роговики в органиченном размере проявляются и среди последних, связываясь с зонами брекчированных пород.

Ширина пояса роговиковых пород для отдельных участков интрузии различная. Вдоль западного и южного контактов ширина пояса роговиковых пород небольшая, обычно 30—50 м. В районе северного контакта она значительно больше и достигает 400—600 м. Что же касается участка песчано-глинистых пород, расположенных между первым полем интрузивных пород Бельского гольца и вторым полем Никольского гольца в мульде синклинали, то они, залегая на пологой поверхности интрузии, претерпели сильный контактовый метаморфизм. Эти породы везде оказываются в той или иной степени роговиковыми. Скарны пользуются слабым распространением, возможно, благодаря отсутствию известняков. Встречены они в виде пятен по левому склону кл. Никольского и там подвергались небольшой поисковой разведке на железо, на водоразделе ключей Правого Каменистого и Никольского и по левому склону кл. Шипилинского („Гематитовая сопка“).

Диабазовые роговики

Это серо-зеленые породы, обладающие бластопорфировой структурой, которая, впрочем, хорошо заметна макроскопически, но с трудом различима под микроскопом, благодаря полной разложенности фенокристов,

представленных плагиоклазом. Среди тонкозернистой соссюритовой массы наблюдаются шширообразные обособления средне-и мелкозернистого материала то нематобластической, то порфиробластической структуры с развитием темнозеленого амфибола, размером до 4 мм в диаметре среди серовато-белой или зеленовато-серой массы соссюрита. Амфибол образует также жилки мощностью 1—3 см и менее, секущие породу, или линзовидные выделения на границе шширообразных участков с вмещающей массой.

Шширообразные обособления чаще округлые или эллипсоидальные, а иногда жилкообразные (обр. 706).

Микроскоп показывает бластопорфировую структуру. Главная масса породы состоит из остатков порфировых выделений плагиоклаза, расположенных в тонкозернистом соссюритовом агрегате, среди которого разбросаны мелкие ксеноморфные зерна бледнозеленой актинолитовой рогообманки. Выделения плагиоклаза замещены тонким агрегатом клиноцоизита и альбита с содержанием последнего около 40%. Здесь же появляются округлые лимонно-желтые зерна эпидота то около границы зерна, то в виде редких цепочек, переходящих в секущие жилки. Таким образом, определяется более позднее появление эпидота. Местами среди соссюрита виден тонкий и довольно обильный агрегат серицита.

Среди соссюритовой основной ткани наблюдаются отдельные небольшие зерна альбита, имеющие неровные границы. Угол Np с (010) равен 13° , что соответствует плагиоклазу № 7. В одном случае удалось замерить координаты альбитового двойника на столике Федорова, которые оказались: $Ng = 15$, $Nm = 75$, $Np = 90$, что указывает на плагиоклаз № 6 (обр. 71в—1).

Шширообразные обособления характеризуются развитием порфиробластов бледнозеленого актинолита. Местами порода разбита на обломки соссюритовой массы, разъединенные жилочками агрегата актинолита с густой сыпью магнетита (соссюритовый агрегат 30%, актинолит 40—50%, магнетит 18—80 %). Любопытно, что в отдельных участках шшифа актинолит не сопровождается магнетитом, а в других последний оторачивает жилки актинолита вдоль зальбандов.

Актинолит в участках его развития образует взаимопереплетенный агрегат. Обладает следующими свойствами: плеохроизм— Ng —бледноголубой, Nm —желтовато-голубоватый, Np —бледножелтый; $c: Ng - 24^\circ; Ng - Np = 0,028$; $2V = -86$.

Порфиробласты обладают ситовидным строением, ибо включают островки соссюритового агрегата основной ткани. В отдельных порфиробластах замечены ядра и зернышки с более высокой интерференционной окраской и углом угасания равным 36° относительно спайности актинолита, что очевидно указывает на остатки диопсида.

Крупнозернистый актинолит резко переходит в мелкозернистый переплетенный агрегат минерала, с теми же свойствами. В редких случаях можно заметить кальцит в виде тонкого прорастания в актинолите.

Описанный тип роговика, развитого за счет плагиоклазового порфирита, на участке Анненском сменяется породой брекчиевидной текстуры с светлорозовыми жилкообразными выделениями альбита, а также линзами и жилками темнозеленого пироксена. При этом жилки пироксена пересекают розовый агрегат альбита и имеют мелкую до средней величину зерна. Альбитовый агрегат очень тонкозернистый и плотный с фарфоровидным изломом.

Микроскоп показывает бластопорфировую структуру, причем порода состоит из разложенных выделений плагиоклаза, которые разбросаны в рыхлом соссюритовом агрегате из альбита, серицита и эпидота. Выделения замещены тем же агрегатом соссюрита, но местами содержат и кальцит.

Выделяющиеся макроскопически прожилки розового плотного материала под микроскопом оказываются состоящими из очень тонкого агрегата альбита, забитого сыпью серицита и эпидота.

Пятнами и в виде прожилок выделяется пироксен, сопровождаемый бурым сфеном, магнетитом и эпидотом. Обычно пироксеновый агрегат, напоминающий панидиоморфную структуру изверженных пород, содержит мелкие зерна сфена с плеохроизмом в бурожелтых тонах. Кое где здесь проявляется магнетит в виде крупных сложных зерен. Но основная масса этого рудного минерала наблюдается в виде внешней каймы в ассоциации с мелкозернистым эпидотом. Эти каймы опоясывают жилки пироксена. Вместе с тем в породе можно наблюдать отдельные пятна мелкозернистого эпидота с густой сыпью магнетита. Таким образом, как и в вышеописанных альбит актинолитовых роговиках, проявляется более позднее появление магнетита по отношению к темноцветному компоненту. Пироксен обладает едва заметной зеленоватой окраской, не меняющейся по осям. Другие свойства: $c: Ng=40^\circ$; $Nm-Np=0,029$; $2V=60^\circ$ указывают, что мы имеем диопсид.

С внешней стороны контактово-метаморфического ореола диабазовые роговики переходят в значительной степени измененные породы эффузивной толщи. Первичные минералы породы оказываются в той или иной степени разложенными. Плагноклаз замещен густой сыпью соссюрита и часто обрастает ёлочками лучистого альбита, переходящего в микропегматит. Пироксен замещен актинолитовой рогообманкой. В основной массе породы часто проявляются новообразования в виде мелких зерен. Актинолит, в свою очередь, прорастает эпидотом и кальцитом. Оба минерала образуют многочисленные прожилки, секущие соссюритизированный плагноклаз, при этом кальцитовые прожилки пересекают эпидотовые. Катализирующее действие для метаморфических реакций в породах производил стресс, который обусловил неоднократные проявления катаклаза, а часто образование какиритов и слегка рассланцованных образований. Мириады образующихся путей для магматических флюидов и растворов обусловили их свободную циркуляцию и широкое распространение „зеленокаменного“ перерождения эффузивов.

Альбитовые роговики

На водораздельном пространстве ключей Никольского и Каменистого выступают мелкозернистые песчаники и песчано мергелистые породы, превращенные в той или иной степени в роговики. Что касается песчаных пород, то они сохранились лучше и содержат ясно выраженную обломочную структуру. Но обломки и особенно цемент подверглись значительной перекристаллизации. Так, зерна плагноклаза разложены с переходом в соссюрит, при этом изменение этого минерала проходит в виде изъязвлений, втёков от периферии к центру. Иногда остаются только остатки зерен плагноклаза среди бесформенной тонкозернистой соссюритовой массы.

Обломки эффузивов сохраняют первичную порфировую структуру с пилотакситовой основной массой. Плагноклаз также соссюритизирован, а среди микролитов основной массы располагается хлорит. Обломки сохраняют следы окатанности и содержат следы резорбции. С внешней стороны они оказываются обросшими тонкой пленкой кварца, которая обуславливает неровную поверхность зерен.

Цемент породы перекристаллизован с образованием гранобластической структуры из мозаичных очень мелких зерен альбита сфероидального строения, изредка кварца, розетковидных сростков радиально-лучистого эпидота, а также хлорита и кальцита. Хлорит располагается в виде не-

больших неясных пятен с тонким зерном, внутрь которых охотно врастают эвгедральные кристаллы эпидота. Кальцит образует кружевные рыхлые зерна, приуроченные чаще к границам обломков и цемента.

Песчано-мергелистые породы образуют типичные роговики, в которых не обнаруживается следов обломочной структуры. Однако эти породы в свежем состоянии обладают тонкой слоистостью. В метаморфизованных породах эта слоистость сохраняется, но в значительной степени изменена. Здесь проявляется чередование белых или бледнорозовых с зелеными и и чижево-зелеными „прослоями“. Первые сложены существенно альбитом, а вторые и третьи—альбитизированным материалом песчаника.

Все они имеют тонкозернистое плотное сложение. Любопытно, что темноцветные участки обнаруживают метаморфическую дифференциацию вещества с образованием округлых эллипсообразных отложений, в которых центральная часть сложена существенно эпидотом, а краевая обеднена им и соответственно обогащена альбитом. Такие подушки располагаются в зеленой существенно хлорит-альбитовой массе. Белые или бледнорозовые полосы пересекают реликтовую слоистость (рис. 7), показывая значительную подвижность альбитового материала. К характеристике текстурного рисунка породы следует добавить наличие параллельных кремнистых прослоев, состоящих из тонкозернистого серовато-белого кварца.

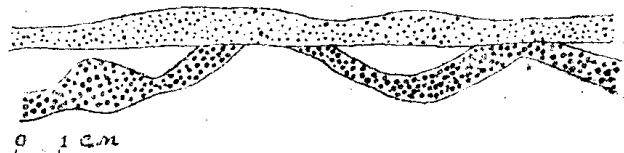


Рис. 7

Полосчатая текстура хорошо выражена и под микроскопом. Светлые участки сложены гранобластическим агрегатом альбита (70%), серицита (18%), эпидота (5%), кварца (3%) и хлорита (4%). Альбит образует агрегаты округлых зерен, которые при большом увеличении показывают ясное радиально-лучистое строение (69а, 69е). Показатель преломления их меньше канадского бальзама. Местами появляется увеличение размера зерен, сопровождающееся образованием мозаичных зерен альбита с полисинтетическим двойниковым строением. Тогда по углу угасания с N_p альбитовых двойников равному 16° определяется состав альбита № 4. Серицит имеет вид то тонкой пыли, то мелких, равномерно рассеянных чешуек. Дымчато-серые в проходящем свете тонкие комочки оказываются эпидотом. Кварц встречается в виде отдельных мозаичных зерен. Зеленоватые пленки образованы хлоритом.

Среди такой существенно альбитовой массы проявляются полосы и линзы эпидота. В краевых частях скоплений он напоминает рыбью икру, благодаря шарообразной форме зерна. Кое-где различаются кольчатые кристаллы или полые внутри кристаллы шестиугольной формы. В центральной части скоплений развиты кристаллы призматического габитуса, ассоциирующие с кальцитом. Там, где появляется кальцит, эпидот образует хорошо сформированные призмы, растущие внутри зерен кальцита. Эпидот в свою очередь обрастает радиально-лучистым розетковидным серицитом. В отдельных участках эпидотовые скопления обогащены кальцитом, образующим равномерную сыпь. Такие полосы, состоящие существенно из эпидота с подчиненным количеством кальцита и серицита, очевидно, отвечают прослоям первичной породы, обогащенным известью.

Полосы зеленой окраски содержат сплошной рыхлый агрегат хлорита, который пропитывает ту же ткань гранобластической структуры из альбита, эпидота, в меньшей степени—серицита и кварца.

Подушечные или эллипсоидальные стяжения чижево-зеленого эпидота под микроскопом показывают тонкую гранобластовую или порфиробла-

стовую структуру. Вообще последний минерал, повидимому, более подвижен, чем альбит и серицит, и концентрируется во внутренней части этих стяжений, сливаясь в сплошную массу.

Альбитовые роговики, залегающие среди поля диабазовых роговинов в виде узких полос, обладают пестрой окраской в виде розовых разводов плотного тонкозернистого альбитового материала в зеленовато-серой массе, содержащей кроме альбита—эпидот, хлорит, кальцит, а также кварц и пирит. Излом плотный фарфоровидный. Наблюдается палимпсестовая миндалекаменная текстура, содержащая в секрциях фламбоидальный кварц. В роговиках, образованных за счет кварцевых порфиров, содержатся резорбированные ксенобласты кварца. Местами сохраняется blastoporphiroвая структура (обр. 35) за счет остатков разобщенных порфировых выделений плагиоклаза. В наиболее перекристаллизованных разновидностях (обр. 32) проявляется порфиробластовая структура с роговиковой основной тканью из слегка удлиненных зерен альбита с зазубренными или мозаичными границами. Порфиробласты представлены альбитом и имеют сериальные переходы к основной ткани. Многие кристаллы обладают ситовидным характером и включают мелкие зерна эпидота. Сыпь серицита заметна лишь при большом увеличении. Измерение угла между Np и (010) в двойниках по альбитовому закону, который равен 13° , показывает состав альбита № 7. Среди альбита наблюдаются эпидот и мелкие яйцеобразные зерна бурого сфена с плеохроизмом от бурого до бледножелтого. Что касается эпидота, то для него характерно неравномерное распределение в массе породы и способность образовывать округлые стяжения. Между зернами альбита в виде ситовидных кристаллов появляется кальцит. Он же часто обрастает зерна и скопления эпидота.

Альбитовые роговики, развитые за счет осадочных пород, как уже указывалось, показывают значительную подвижность альбитового материала, который образует характерные пересечения. Кроме простой перекристаллизации, здесь имеет место значительный привнос натрия. После формирования альбитовых агрегатов, значительную подвижность еще имел эпидот, который дал концентрические стяжения и послойные жилки. Породы носят типичные черты адинолов.

Скарны

Наблюдаются в виде небольших пятен среди диабазовых и альбитовых роговинов.

Магнетитовые скарны содержат примесь железного колчедана, местами в значительном количестве. Микроскоп показывает, что пирит появился позднее, чем магнетит, замещает последний и местами образует секущие жилки. Среди рудной массы наблюдаются небольшие окна, состоящие из гофрированных пачек серицита, окрашенного окислами железа в желтоватый цвет. Скарны граничат в западной части участка с темнозеленой породой, состоящей из мелкозернистого агрегата зерен зеленой рогообманки, серпентина, эпидота, рудной сыпи и остатков диопсида. Последний тесно прорастает зеленой рогообманкой, которая в краевых частях зерен пироксена образует широкие каймы. Диопсид бесцветен, обладает ясной отдельностью по (100) и имеет следующие свойства: $c:Np = 41^\circ$; $Ng - Np = 0,030$; $2V = +61$. Характерно постоянное содержание в минерале тонкой сыпи магнетита. Зеленая рогообманка имеет резко выраженный плеохроизм по Ng — травяно-зеленый, Nm — голубовато-зеленый, Np — бледнозеленый. Другие свойства: $c:Ng = 17^\circ$; $Ng - Np = 0,023$; $2V = -62$.

Серпентин образует то крупные зерна по пироксену (бастит), то замещает его совместно с эпидотом и зеленой рогообманкой. Наблюдается

окраска минерала в бледных тонах: Ng—бледнозеленый, Nm=Np—бледнозеленовато-желтый. Двупреломление Ng—Np=0,004. Знак главной зоны положительный, что вместе с пластинчатым характером зерен позволяет отнести его к антигориту.

Эпидот часто оформляется в виде крупных зерен, обладающих радиально-лучистым строением. Из рудных минералов присутствует магнетит в виде редких зерен, а также тонкой сыпи в диопсиде, и пирит, образующий неравномерно рассеянные мелкие гнезда размером 2—6×8—10 мм.

Порода сечется жилками, выполненными асбестом совместно с эпидотом. Мощность их от 1 до 6—8 мм.

Роговообманковая эпидот-серпентиновая порода наблюдается на протяжении 18 м по мощности и переходит в светлосерые альбитовые роговики с палимпсестовой порфировой структурой. На основании реликтов уралита и плагиоклаза можно определить первичную породу, принадлежащую пироксен-плагиоклазовому порфириту, который и выступает вблизи участка.

В восточной части участка обнаруживается ряд узких зон смятия в направлении 47° с вертикальным падением. Они располагаются на границе скарнов с плагиоклазово-уралитовыми порфиритами и в этих последних. В зоне смятия эффузивы превращены в хлоритово-серицитовые сланцы. Вместе с тем, к ним приурочена сульфидизация и гидротермальное разложение скарнов с образованием серпентина. Повидимому, зоны смятия служили путями движения гидротермальных растворов.

Скарны верхней части кл. Никольского состоят из зернистого агрегата, граната, промежутки между которым выполнены кальцитом и кварцем. Гранатовый скарн выступает в виде полос или зон вдоль структурных направлений вмещающей массы. В отдельных участках появляется магнетит, который иногда полностью вытесняет гранат, образуя сливные руды. Размеры таких магнетитовых тел незначительные—обычно около 20 см по мощности и несколько метров в длину.

Необходимо обратить внимание на изменение состава скарнов в северных участках района. По левобережью кл. Шипилинского среди плагиоклазовых порфиритов наблюдаются мелкие пятна светлозеленого актинолитового скарна, среди которого проявляются своеобразные кокарды агрегата серно-желтого андрадита и более крупные гнезда гранатово-железного скарна.

Актинолитовый скарн состоит из крупных кристаллов актинолита длиной до 2 см, собранных в пучки, между которыми располагается мелкозернистый магнетит и гематит, а также зерна андрадита. Последний охотно группируется в виде гнезд или кокард до 2—3 см в диаметре, окруженных каймой гематита. Центральная часть более значительных по величине кокард является полой или выполненной кальцитом.

Микроскоп показывает нематобластическую структуру и значительное замещение актинолита хлоритом и кальцитом. Гранат обладает аномальным двупреломлением с слабой интерференционной окраской. Магнетит образует изометричные идиоморфные кристаллы, а железный блеск разбросан в виде длинных пластинок, иногда как бы нарастающих на первый минерал. В участках гранатово-железного скарна магнетит пользуется скудным развитием. Здесь широко распространен железный блеск, а также более поздний красный гидрогематит. Порода сечется тонкими карбонатными жилками симметричного строения. Центральная часть их сложена железистым карбонатом, а краевые оторочки—кальцитом. Граница между ними резкая.

Таким образом, железные скарны северной части района имеют существенно гематитовый состав и несколько более низкотемпературный характер. Следует отметить, что кварцевые жилы этого участка также от-

личаются присутствием железного блеска, наряду с железистым карбонатом.

К вопросу генезиса гибридов Бельского массива

Минеральный состав, структуры и текстуры изученных ксенолититовых кварцевых роговообманковых монцонитов, которые располагаются в северной части интрузивного поля или в верхних горизонтах интрузии, определенно указывают на их гибридное происхождение в результате ассимиляции магмой боковых пород — диабазовых порфиритов. В самом деле, характерной чертой этих пород является своеобразная такситовая текстура с появлением мелких мелкозернистых шширообразных участков в среднезернистом материале главной массы. Переходы от ксенолитов к шширам и, наконец, такситовым участкам показывает генезис этих образований. Минеральный состав ксенолитов характеризуется отсутствием калишпата, появлением небольшого количества кварца, развитием вторичной зеленой рогообманки. Плаггиоклаз порфиритов близок по составу к плаггиоклазу наиболее свежих пород кварцево-монцонитового типа. Во всяком случае сосюритизация затухивает многие черты изменения плаггиоклаза в этом процессе.

Дезинтеграция ксенолита связана с внедрением подвижного щелочного материала, давшего отложение ортоклаза, микропегматита, возможно, плаггиоклаза состава кислого андезина. Следом за этим образовалась зеленая рогообманка, а также титанит и хлорит, за счет темноцветных компонентов диабазовых порфиритов. Иначе трудно объяснить их исчезновение из состава ороговикоманных пород эффузивной толщи.

Повидимому, внедрение гранитизирующих растворов сопровождалось переходом в раствор или подвижное состояние и частью выносом железомagneзиево-кальциевых алюмосиликатов и появлением амфибола после образования ортоклаза и микропегматита. Таким образом, внедрившаяся магма имела состав аплита или кварцевого сиенита. При этом резко обогащался натром конечный продукт кристаллизации этой магмы. Дезинтеграция массы роговика вначале проходит путем появления многочисленных жилок и прожилков кварц-сиенитового состава предпочтительно по структурным направлениям породы. Жилки не имеют секущих границ, а носят характер выпотений. Далее количество и мощность жилок увеличиваются, и порода принимает характер интрузивной брекчии. Интенсификация процесса в том же направлении приводит к новому делению кусков роговика на части, и мы переходим к ксенолитам. Характерно, что в Бельской интрузии ксенолиты не достигают больших размеров.

Дезинтеграция ксенолитов приводит к своеобразной „кучковой“ структуре с образованием разобщенных кучек, групп или сростков кристаллов плаггиоклаза. При этом макроскопически проявляется шшировая текстура.

Микроскоп показывает, однако, что шширы имеют только меньшую величину зерна и большее развитие плаггиоклазовых сростков, имея одинаковый минералогический состав с главной массой. Новая стадия формирования породы приводит к такситовой текстуре за счет рассасывания, дробления шшир в условиях массы, получившей значительную подвижность. Эти условия возможны, вероятно, даже при небольшой примеси жидкости. Подвижная масса, состоящая из кристаллов и жидкости в условиях гипабиссальной и тектонически неустойчивой обстановки, может перемещаться. Даже легкие местные перемещения могут привести к появлению резкого контакта с неподвижной породой. Главная масса кварцево-роговообманковых монцонитов носит характер таких смешанных пород с сложением, дающим мелкий такситовый рисунок.

Разнообразие видов пород интрузивного массива, характер их проявления обусловлены своеобразием условий дифференциации магмы в крупотопоставленных плутонах. Это своеобразие связано с медленной вековой миграцией подвижных растворов, непрерывно меняющих свой состав. Кварцевые роговообманковые монцониты Бельского комплекса появились в результате обособления аплито-сиенитовой магмы в верхних горизонтах плутона и внедрения их в толщу измененных диабазпорфиритов. На это указывает и состав жильных пород, в которых преобладают породы кварц-сиенитового состава. Процесс автометаморфизма является более поздним и наложенным на гибридные породы с значительной интенсивностью.

Минеральные фации Бельского комплекса

Из рассмотрения Бельского интрузивного комплекса ясно видна изменчивость пород в результате автометаморфных процессов. Полевые наблюдения показывают постепенные переходы пород следующего ряда: кварцевый пироксеново-роговообманковый монцонит—кварцевый роговообманковый монцонит—кварцевый гельсинкит—березит. Размеры участков, занятых такими породами, прогрессивно уменьшаются, и последние члены этого ряда имеют форму труб. Минералогический состав пород показывает прогрессивное обогащение остаточных растворов Na_2O , SiO_2 , частью Al_2O_3 , а также H_2O и CO_2 . Таким образом, эти остаточные растворы дают начало обильному альбиту, за которым следует выпадение избыточного кремнезема. Любопытно, что появление таких аплитовых растворов может быть разбито на две стадии. Первая стадия связана с появлением гранофирового остатка после оформления плагиоклаза и пироксена. Такой процесс хорошо выражен в Спасском интрузивном комплексе, ближе примыкающем к габбро. Резко выступает он также в процессе формирования пироксеносодержащих монцонитов. Вторая стадия обнаруживается при глубоком автометаморфном превращении пород, соответствующем гельсинкитовой фации. Эта фация характерна физико-химическими условиями, при которых даже актинолитовые амфиболы являются неустойчивыми. Любопытно, что второй стадии активности аплитовых растворов предшествует стадия подвижности Fe, Mg и Ca с проявлением железо-магниевого метасоматоза.

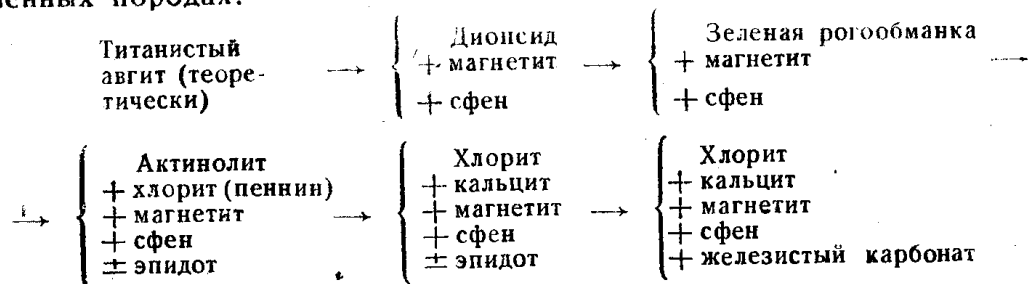
Проявление железо-магниевого отчасти кальциевого метасоматоза охватывает, главным образом, условия амфиболитовой фации и в меньшей степени эпидот-амфиболитовой и актинолит-зеленокаменной фаций. В условиях зеленокаменной фации амфиболы, которые при прогрессивном изменении породы являются основными представителями железо-магнезиальных минералов в вышестоящей эпидот-амфиболитовой фации, являются неустойчивыми, целиком переходя в хлориты. По характеру главных типоморфных минералов зеленокаменная и гельсинкитовая минеральные фации являются аналогами. Как показывают полевые наблюдения, подкрепленные микроскопическими исследованиями, гельсинкитовая фация автометаморфизма характеризуется „осветлением“ породы благодаря выносу подвижных хлоритов. Этот процесс является настолько характерным, что бросается в глаза еще при полевых наблюдениях. Одновременный привнос Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 обуславливает появление альбита, избыточного кремнезема, образующего гранофировые сростания с первым, и создают породу сиенитового состава, которая по своему своеобразием должна быть отнесена к гельсинкитовой фации.

Необходимо отметить увеличивающуюся подвижность эпидотовой молекулы, начиная с эпидот-амфиболитовой и актинолит-зеленокаменной фации. Как уже указано выше, эпидот здесь начинает появляться в крайних зонах плагиоклаза, замещенного тонкой сыпью клиноцоизита, серицита

и альбита. Затем возникают прожилкообразные выделения эпидота, захватывающие весь кристалл сосюритизированного плагиоклаза. Далее, при оформлении альбита на месте плагиоклаза эпидот мигрирует, отлагаясь на границе между кристаллами полевшпата. Вследствие слабости кристаллизационной силы альбита в центральных частях его кристаллов нередко образуются крупные скелетные зерна эпидота. Несмотря на такие включения, кристаллы альбита выглядят совершенно свежими. Кристаллизация альбита сопровождается растворением тонкой серицитовой слюдки. Мезостатическое развитие эпидота отмечается Н. А. Елисеевым для алтайских гельсинкитов ¹⁾. Собирательная кристаллизация этого минерала приводит к образованию радиально-лучистых сростков или сферолитов. Такие сферолиты обычны в кварцевых гельсинкитах нашего района и отмечаются различными авторами для гельсинкитов в других районах, в том числе и алтайских.

На значительную подвижность эпидота, повидимому, указывают бластические скопления эпидота (60%) и кварца, отмеченные Н. А. Елисеевым среди гельсинкитов Алтая. Такие образования имеют форму небольших округлых тел 10—12 м в диаметре. Судя по оптическим свойствам, эпидот здесь менее железистый, чем в других породах.

Следует подчеркнуть, что метаморфизм пород, вероятно, происходил при непрерывно падающих температурах. С этим связан целый ряд явлений распада ранних минералов, а также изменение минералов в сторону оформления низкотемпературных устойчивых соединений. Так, наличие диопсида в кварцевом пироксеново-роговообманковом сосюритовом монцоните, усеянного тонкими зернами магнетита и сфена, указывает, повидимому, на образование этого минерала за счет титанистого авгита. Дальнейшее изменение диопсида приводит к парагенезису—зеленая рогообманка + магнетит + сфен. Прогрессивное изменение этих темноцветных компонентов дает следующий парагенетический ряд, который наблюдается в изученных породах:



На участках проявления гидротермальной минерализации, в зонах смятия, хлориты дают начало обильным железомagneзиальным, слабо марганцевистым карбонатам.

Закономерное изменение минерального состава пород позволяет думать о прогрессивном изменении физико-химических условий в связи с эволюцией остаточных магматических растворов и выделить ряд минеральных фаций. Основой для их выделения служат минеральные комплексы, объединяемые в понятия той или иной породы. Эти комплексы имеют тесную генетическую связь и взаимопереходы и изображены в табл. 6.

Здесь следует отметить очень важный факт, что при последовательной дифференциации магматических флюидов отмечается этап, характеризующийся богатством летучими компонентами, а именно H₂O, F и В. Появление обильного апатита связано с зеленой рогообманкой монцонитов, появившейся позже калишпата и кварца. Повидимому, такой элемент как

¹⁾ Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе гельсинкитов. Вопросы геологии Сибири, т. I, 1945.

Таблица 6

Габбровая фашия	Амфиболитовая фашия	Эпидото-амфи- болитовая фашия	Актинолитозе- ленокаменная фашия	Гельсинкит. фашия (Зеленокам. фашия)	Хлорит- альбитовая фашия
Габбро (теоретиче- ский состав)	Кв. пироксено- роговообманко- вый соссюрито- вый монцонит	Рогообманко- во-микрокли- новый диорит	Кв. роговообман- ковый монцонит	Кв. гельсинкит	Березит
Кварц Гранофир Ортоклаз	Кварц+гранофир (ортоклаз) → микроклин	Микроклин	Кварц+гранофир (ортоклаз)→мик- роклин	Кварц Микроклин → Альбит	Кварц Серицит. Альбит
Основной плагиоклаз	(Плагиоклаз) → Соссюрит	(Плагиоклаз) → Соссюрит Эпидот	(Плагиоклаз) → Соссюрит Эпидот	Альбит Эпидот →	Хлорит
Титанистый авгит	(Диопсид) + сфен+магнетит → Зеленая рогооб- манка	Зеленая рого- обманка + сфен + магнетит	(Зеленая рого- обманка) → Актинолит+сфен Магнетит+ хлорит	Хлорит+ сфен+ магнетит + кальцит	+Хлорит+ рутил+ магнетит + кальцит
Ильменит	Магнетит + лейкоксен	Магнетит + лейкоксен	Магнетит+ титанит	Магнетит+ хлорит	Магнетит
				Хлорит выносится во вмещающие породы	

ПРИМЕЧАНИЕ: Стрелкой показаны переходы от неустойчивого минерала к устойчи-
вому. Крестиками связаны ассоциации или группы минералов, появившиеся за счет
первичного минерала.

Г принимал значительное участие и в формировании рогообманки, которая, как известно, связана с деятельностью летучих. Что касается бора, кото-
рый входит в состав аксинита, развитого в зоне экзоконтакта, то отло-
жение его связано с условиями гельсинкитовой фации. Эта фация ха-
рактеризуется отщеплением анортитовой молекулы и выносом ее в зону
экзоконтакта в форме бедного железом эпидота. Прелюдией к массовому
появлению эпидота является отложение аксинита в форме прожилков и
метасоматического замещения плагиоклаза боковых пород. Любопытно,
что аксинит наблюдается не только в зоне экзоконтакта кварцевых рого-
вообманковых монцонитов Бельского комплекса, но особенно сильно и в
экзоконтакте кварцевых пироксеново-роговообманковых диоритов Спас-
ского комплекса. Этим подчеркивается родство обеих интрузий.

Широко проявленное выпадение альбита, завершенное альбитовым
гранофиром, указывает на обогащение остаточных растворов Na_2O , SiO_2 ,
отчасти Al_2O_3 , которые дают начало особой натровой ветви рудных рас-
творов.

Заключение

В работе рассмотрен характер интрузивных пород Бельского массива,
выступающего на восточном склоне Кузнецкого Алатау, на участке водо-
раздела р. Черного Июса и его правого притока р. Изекиюл. Тело имеет
форму небольшого синклинал-плутона, в общем подчиненного структуре
вмещающей толщи и погруженного с юго-запада на северо-восток соглас-
но линии оси складки. Возраст интрузии, вероятно, докембрийский.

Породы интрузивного массива оказываются очень сильно измененными автометаморфными процессами и имеют состав, меняющийся от роговообманково-микроклиновых диоритов и кварцевых пироксеново-роговообманковых сосюритовых монцонитов в нижних горизонтах массива до кварцевых роговообманковых монцонитов с переходами к кварцевым сиенитам в верхних частях тела. Переходы между этими типами пород постепенные. На обособление сиенитовой магмы в процессе формирования массива указывает и состав пород жильной фации, среди которых преобладают кварцевые сиенит-порфиры. В верхних горизонтах массива проявляются гибридные образования в виде ксенолитовых и шлировых кварцевых роговообманковых монцонитов. Гибриды образуются благодаря внедрению подвижной сиенит-аплитовой магмы в диабазовые роговики, дезинтеграции и ассимиляции материала ксенолитов.

Кварцевые пироксеново-роговообманковые монцониты имеют близкие черты сходства с кварцевыми пироксеново-роговообманковыми диоритами Спасского гольца, которые, вероятно, являются комагматическими образованиями. Породы обоих комплексов имеют признаки происхождения их из габбро. К этим признакам относятся: 1) развитие структуры в направлении—офитовая—монцонитовая; 2) реликты основного плагиоклаза состава лабрадора; 3) реликты диопсида в тесной ассоциации с сыпью титанита и магнетита, что указывает на его происхождение за счет титанавгита; 4) заметное количество крупных зерен ильменита.

Исчезновение пироксена вместе с увеличением количества гранофира и подвижное поведение последнего в ксенолитовых образованиях заставляет предполагать, что начало автометаморфных процессов связано с появлением этого гранофирового или кварце-калишпатового материала. Процессы автометаморфизма начались с разложения плагиоклаза и пироксена. Вместе с разложением пироксена феррические компоненты получили значительную подвижность. В породах с повышенным содержанием кварце-калишпатового материала пироксен исчезает вовсе, а зеленая рогообманка развивается мезостатически, местами проникает в кварц по трещинкам протоклаза или замещает сосюритизированный плагиоклаз. Региональное развитие получил более поздний процесс пелитизации, приведший к красноватому изменению калишпатов. Определяется низкая температурность последнего процесса тем, что пелит растворяется в калишпате в контакте с карбонатными жилами, связанными с кварцевыми гидротермальными жилами. Вместе с тем и подтверждается, что пелитизация прошла раньше, чем появились гидротермальные карбонатные жилы, т. е. является явно автометаморфный характер этого процесса.

Наряду с описанными процессами автометаморфизма, захватившими все поле развития интрузивных пород, наблюдаются более интенсивные проявления этого процесса, имеющие локальный характер. Так, в виде отдельных небольших трубообразных тел выступают светлые сиенитовые породы, относящиеся к кварцевым гельсинкитам. Автометаморфное происхождение этих пород не вызывает сомнений, ибо породы не имеют интрузивных контактов и прослеживаются постепенные переходы от кварцевых роговообманковых монцонитов к кварцевым гельсинкитам. Изменения первого типа образований и переход к второму типу пород проявляются в перерастании сосюритизации плагиоклаза в его альбитизацию. На месте плагиоклаза остается альбит, а анортитовая молекула входит в состав эпидота, развивающегося в виде крупных скелетных кристаллов либо внутри альбитового зерна, либо чаще всего мезостатически. Роговая обманка оказывается неустойчивой; в переходных породах она замещается хлоритом и выносится, обуславливая образование зоны пород, обогащенной хлоритом, вокруг кварцевых гельсинкитов, в которых, таким образом, темноцветные компоненты исчезают и порода приобре-

тает почти белую или светлосерую окраску и сиенитовый состав. Пели-тизированный розовый калишпат кварцевых роговообманковых монцонитов здесь заменяется свежим и стеклянно-прозрачным микроклином с четко выраженной двойниковой решеткой и имеющим переходы в шахматный альбит. Наконец, среди кварцевых гельсинкитов и кварцевых роговообманковых монцонитов встречаются небольшие пятна мелкозернистых березитов до 5 м в поперечнике. В них калишпат оказывается разложенным на кварц и слюду. Альбит резорбирован со стороны кварца и замещается теми же минералами, что и калишпат. Для решения вопроса о генезисе березитов нужны дополнительные исследования по изучению их химического состава и в частности характера слюды. Весьма вероятно, что эти породы здесь могли появиться за счет действия тех же щелочных натровых растворов.

Таким образом, продукты автометаморфизма Бельского плутона показывают эволюцию магматических растворов при условии падающей температуры и изменении концентрации углекислоты, щелочей и гидроксильной группы в растворе, а также др. элементов. Это обусловило появление минеральных фаций следующего ряда соответственно минеральным ассоциациям: амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая, актинолит-зеленокаменная, гельсинкитовая (зеленокаменная), хлорит-альбитовая. Следует отметить соответствие минеральных фаций в интрузивном массиве минеральным фациям контактового ореола. Диабазовые роговики с диопсидом и замещающей его рогообманкой окаймляют пироксеново-роговообманковые соскритовые монцониты и роговообманково-микроклиновые диориты. В участках развития кварцевых роговообманковых монцонитов диопсид среди таких роговиков может быть встречен как сравнительно редкий реликтовый минерал, зато широким развитием пользуется амфибол.

Изучение процессов автометаморфизма имеет и чисто практический интерес, ибо к наиболее глубоко измененным породам приурочены выходы кварцевых рудных тел, содержащих сульфидно-золотую и шеелитовую минерализацию.