

Материалы для познания генезиса месторождения изумрудов Монетной дачи на Урале

Доц. Н. М. Успенский

Contributions to the knowledge of the emerald deposits of the Sverdlovsky mining district in the Urals

Doz. N. M. Uspensky

Изумрудные копи расположены на восточном склоне Урала среди болотистой лесной местности в 70 км к северо-востоку от Свердловска, в бывшей Монетной лесной даче.

Орографически это слабо холмистая равнина. Холмы с весьма пологими склонами чередуются с широкими долинами. Абсолютные высоты варьируют в пределах 187—244 м, относительные не превышают 10 м.

Эта площадь орошается рекой Большой Рефт с мелкими притоками: рч. Старкой с Малиновым Ключом, Токовой и Черемшанкой. Река Большой Рефт принадлежит к системе реки Оби, соединяясь с нею через реки Пышму, Туру и Тобол. Все ручьи и речки в пределах описываемой площади берут начало в болотах, имеют ничтожный дебит и летом пересыхают.

Геолого-петрографический очерк

В образовании района Изумрудных копей участвуют метаморфические и изверженные породы с обильными и разнообразными жильными дериватами. Осадочных пород не установлено, если не считать современных песчано-глинистых отложений.

Слагающие район породы можно разбить на следующие группы: северо-восточный порфировидный гранит, западный гранит, восточная интрузия, включая юго-восточное габбро, полоса амфиболитов и северо-восточный комплекс метаморфических пород.

Порфировидный гранит ограничивает толщу кристаллических сланцев с северо-востока, занимая северо-восточный угол площади, изображенной на карте.

Порфировидный гранит северо-восточный (рис. 1) представляет лейкократовую, но не белую, среднезернистую породу, при выветривании образующую красновато-бурую дресву. Хорошо выделяются

фенокристаллы розоватого или желтоватого полешпата. Под микроскопом состав и структура породы обычны. Кварц, К-На-полешпаты, представленные микроклином — то с решетчатой структурой, то без нее. Микроклин большей частью представлен вкрапленниками, но присутствует и в основной массе. В нем обычны пойкилиты кварца и микропертитовые срастания, гранофировый же сросток был встречен всего один. Далее следуют плагиоклазы, чаще в виде табличек. Большой частью это полисинтетические двойники по Карлсбадскому закону, изредка простые по Манебахскому, иногда встречаются зерна, sdвойникованные по сложному закону. Измерения констант показали плагиоклазы № 8, 9, 10, 14, 15 и 16.



Рис. 1. Порфировидный гранит северо-восточный. Сильные следы катаклаза.

Увел. в 30 раз; николи +.

тит и магнетит. Из вторичных наблюдались: обильные продукты разложения полешпатов, особенно плагиоклазов, и лимонит. Структура породы порфировая, основной массы — гранитная. Обильны и ясны следы динамометаморфизма: облачное погасание кварца и микроклина, изгибы, изломы, микросдвиги на зернах плагиоклаза, нередко сильная раздробленность полешпатов. Эти явления, вместе с обилием вторичных минералов, создают палеотипный *habitus* породы.

Постмагматические явления в этом массиве заключаются в образовании здесь зон, сравнительно сильнее раздробленных и сцементированных привнесенным кварцем (под микроскопом водянo-прозрачен с ровным погасанием, макроскопически иногда в мелких друзочках горного хрусталя) с примесью эпидота. Обилие кремнекислых растворов проявилось здесь

Зеленовато-бурый биотит и бесцветный мусковит развиты ничтожно. Мусковит встречается чаще биотита. Акцессорные минералы — апа-

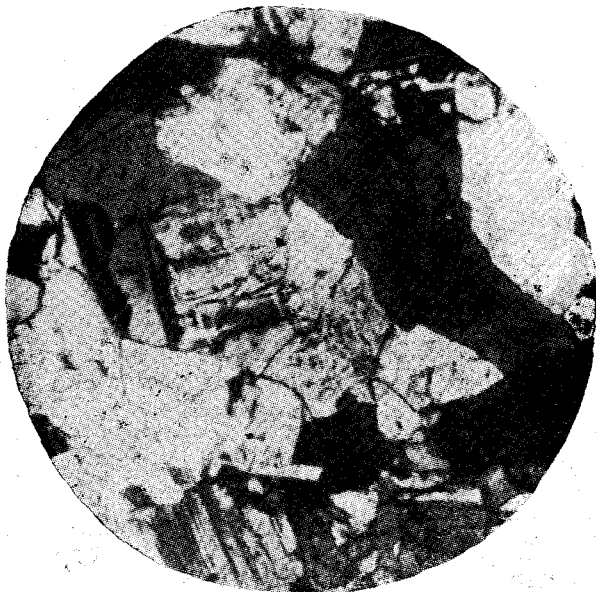


Рис. 2. Гранит западный. Равномернозернистая гранитная структура. Кварц, микроклин, альбит. Внизу видны округлые зерна граната.

Увел. в 20 раз; николи +.

в образовании золотоносных безызвестных и кварцевых жил, расположенных по соседству, восточнее нашей площади.

Гранит. Ограничивая метаморфический комплекс с запада, гранитный массив уходит далеко на запад, и нашими работами установлена только его восточная граница, являющаяся естественной западной границей наших работ.

Гранит (рис. 2) западный представляет среднезернистую, светлую, часто белую породу, изредка порфиоровидной структуры. В нем обильны шпатовые участки пегматитовой структуры. Легко наблюдать, как в обычной среднезернистой породе совершенно постепенно начинают увеличиваться размеры неделимых, доходя до 1,5—2 см. Уже простым глазом обнаруживается графическая структура таких участков; иногда она отсутствует, и порода имеет пегматоидный характер. Этим разностям свойствен чисто белый цвет.

Иногда только в центре шпата наблюдается графическая структура. Под микроскопом состав породы почти аналогичен порфиоровидному граниту: кварц, К-Na-полевшпат — в обильно распространенных микропегматитовых сростках. Последний представлен микроклином и ортоклазом. Чаще других встречается разновидность, оптически промежуточная между ними. В этих зернах одна спайность отвечает ортоклазу, другая — микроклину. Исследовались спайности (001) и (130). Только эти элементы бывают дезориентированы, главная же спайность (010), когда она наблюдалась, всегда отвечает моногибридной разновидности. В таких зернах часто наблюдаются участки с микроклиновой решеткой, тогда как главная масса зерна лишена ее.

Повидимому, первичным К-Na-полевшпатам следует считать в граните ортоклаз, который под влиянием динамических процессов переходит в микроклин. Этот переход происходит постепенно, и динамика здесь была недостаточно энергична, чтобы довести его до конца.

Плагиоклазы представлены № 7, 18, 22, 24 и 25. Это довольно хорошие таблички; обычно полисинтетические, изредка простые, двойники по Карлсбадскому закону; двойник по Альбитовому закону встречен лишь однажды.

Слюды развиты очень слабо. Мусковит преобладает над красно-бурым биотитом. Из аксессуарных минералов встречены магнетит, апатит и гранат. Последний особенно интересен. Он неизменно наблюдается в породе, часто простым глазом. Под микроскопом цвет его розовый, зернышки изометричны, оплавлены. Этот минерал представляет характерную особенность породы. Вторичные минералы представлены продуктами разложения полевшпатов и не особенно обильны. Структура гипидиоморфнозернистая, часто гранофировая и изредка порфиоровая. В общем *habitus* гранита кайнотипный.

Линия контакта гранита с амфиболитом волнистая с многочисленными заливообразными углублениями, в северной части простирается по азимуту СЗ 320°. На юге эта линия загибается на запад и далее на северо-запад, образуя дугу, обращенную выпуклостью на юго-восток и юг.

Краевая зона гранитного массива богата ксенолитами амфиболита, чаще мелкими, но нередко достигающими значительных размеров. Обычно это тела, вытянутые большой осью вдоль контакта.

В нижеописанной таблице сопоставлены две описанные породы. Из этого сопоставления ясно видно, что, наряду с большим общим сходством, эти две породы сильно различаются в деталях. Таким образом, объединить их в единый массив, как кажется, нельзя ни по составу, ни по условиям, ни по времени образования. Наоборот, следует признать, что эти две породы различны во всех этих отношениях.

По данным В. С. Домарева, толща метаморфических пород выклинивается и порфиоровидный гранит сливается с западным гранитом в 2 км

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА
свойств гранита и порфировидного гранита

	Гранит	Гранит порфировидный
Макроскопически:		
Свойства		
Цвет	Преобладают белые цвета, светло-желтый слабо распространен	Белые цвета отсутствуют, обычно желтоватый или красноватый
Размеры зерна	Средние	Выше средних и крупные
Общий облик	Равнозернистый с весьма слабо выраженной склонностью к порфировидности	Почти всегда порфировидный
Под микроскопом:		
Минеральный состав	В общем сходный у обеих пород	
Кварц	Одинаков в обеих породах. Присутствует как обычная составная часть в виде микропегматитовых и микрогранулитовых вростков в полевых шпатах	
Гранофир	Весьма част	Весьма редок
Ортоклаз	Встречается	Не встречается
Ортоклазо-подобная разновидность	Распространена преимущественно	Не встречается
Микроклин	Не преобладает	Преобладает
Известково-натровые полевые шпаты	Почти одинаково у обеих пород В подчиненном и непостоянном количестве, иногда отсутствуют. Состав разнообразный. Плагноклазы варьируют: № 7, 18, 22, 24, 25	В подчиненном и непостоянном количестве, иногда отсутствуют. Состав разнообразный. Плагноклазы варьируют: № 8, 9, 10, 14, 15, 16
В общем состав плагноклазов	Несколько основнее	Несколько кислее
Слюды	Сравнительно часты	Редки
Апатит	Одинаково в обеих породах	
Магнетит	То же	
Гранат	Присутствует постоянно	Отсутствует совершенно
Структура		
Гранитная	Сильно распространена	Весьма слабо распространена
Порфировая	Слабо распространена	Встречается как правило
Явления катаклаза	Развиты ниже среднего	Развиты сильно
Общий облик	Порода свежая (кайнотипный)	Довольно сильно затронута метаморфизмом (скорее палеотипный)
Постмагматические явления	Очень интенсивно развитый пегматитовый процесс	Эндогидатогенный процесс, выражающийся кварцево-эпидотовыми жилками и зонами в самой породе и образованием жил березита, с которым связано месторождение золота

севернее Малышевского прииска. Однако взаимоотношений этих пород установить не удалось вследствие заболоченности местности.

Восточная интрузия ограничивает метаморфический комплекс с востока, отчего и получила свое название. Она оконтуривается в виде небольшого массива 10—11 км в меридиональном и 1,5—2 км в широтном направлениях. Выход этого массива на поверхность имеет форму клина, расширяющегося на юго-восток. Здесь своей широкой частью клин примыкает

к Баженовской ультраосновной интрузии асбестового месторождения; на севере он сужается и заканчивается в пределах Малышевского прииска серий апофиз, внедряющихся в толщу тальковых сланцев. Эта топографическая сопряженность восточной интрузии с Баженовским основным комплексом дала повод академику А. Е. Ферсману высказать мысль о генетическом единстве их. Наши исследования дополняют эти топографические обстоятельства следующими данными петрографического характера. Систематической и детальной шурфовкой установлена постепенная смена пород при движении с юга от Асбеста на север к Малышевскому прииску.

Начиная с габбро, являющегося крайним членом асбестовой интрузии, исследованной П. М. Татариновым,¹ далее в пределах восточной интрузии наблюдаются: габбро-диорит, диорит, кварцевый диорит, гранодиорит, гранит и порфировидный гранит. Далее с этой интрузией связаны мощные жилы аплита и серия жил — апофиз, сложенных диоритовыми порфиритами, в настоящее время весьма сильно метаморфизованными.

Таким образом, восточную интрузию можно рассматривать, как естественный дифференциат магматического очага, центром которого является Баженовское месторождение асбеста. Следует отметить, что пространственно-качественного перехода габбро-диорита и габбро нам наблюдать не удалось, так как смежные зоны этих пород заняты недоступной для шурфовки долиной реки Большой Рефт, а естественные обнажения здесь вообще отсутствуют. Однако исследование смежных частей обеих пород обнаруживает их большую петрографическую близость.

С другой стороны, трудно допустить, чтобы восточный массив, в сущности, геологическое тело весьма скромных размеров, находящееся к тому же в соседстве мощных интрузий, представлял самостоятельную, не связанную с последней интрузию.

Вся конфигурация восточной интрузии указывает на движение магмы с юго-востока от Асбеста на северо-запад. Всего вероятнее, что она и связана с комплексом Асбеста общностью магматического очага, но разделена хронологически, являясь более поздней фацией интрузивного процесса.

Габбро занимает на нашей карте небольшую площадь в юго-восточном углу. Макроскопически это мезократовая среднезернистая массивная порода. Под микроскопом в составе ее обнаруживается диаллаг, весьма сильно сосюритизированный плагиоклаз и акцессорный магнетит. Пироксен обычно замещен уралитом. Структура офитовая или чаще габбровая. Таким образом, порода представляет уралито-сосюритовое габбро обычного уральского типа. Двигаясь на север, мы встречаем следующий в порядке возрастания кислотности член восточной интрузии — габбро-диорит. Эта порода меланократовая, сложена роговой обманкой и плагиоклазом № 40—46. Лишь очень редко удастся установить остатки пироксена. Структура породы большей частью офитовая, изредка габбровая (рис. 3).

По мере продвижения к северу габбро-диорит довольно быстро сменяется более кислой фацией типа нормальных диоритов. По сравнению с предыдущей породой содержание амфибола здесь иногда даже повышается, но основность плагиоклазов падает до № 33. Изредка встречаются зерна биотита и кварца. Структура гипидиоморфнозернистая.

Диоритом сложена только средняя осевая часть массива. Местами она суживается, местами расширяется, занимая в среднем около поло-

¹ П. М. Татаринов, Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста, Тр. Геол. Ком. Нов. серия, вып. 185, 1928.

вины ширины массива (по широте); по оси массива диорит в виде островков обнаружен на всем его протяжении до северной оконечности в пределах Малышевского прииска.

По направлению к востоку и западу от осевой части массива порода сменяется еще более кислой разновидностью типа кварцевого диорита. В качестве темноцветного компонента в них присутствуют то роговая обманка, то биотит, то оба эти минерала вместе. Состав плагиоклазов колеблется в пределах № 30—40 и всегда в небольшом количестве присутствует кварц.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Дальше к периферии массива располагаются еще более кислые разновидности типа гранодиорита. Эта порода располагается в самых краевых частях массива и наблюдается не по всей его длине, а в виде прерывающейся местами оторочки. Наибольшего развития гранодиорит достигает в районе, прилежащем к Первомайскому прииску. Главным компонентом этих разновидностей являются плагиоклазы № 20—30, в небольших количествах присутствуют К-Na-полевшпаты—ортоклаз или микроклин и темноцветные—биотит или роговая обманка. Постоянно и в довольно значительном количестве присутствует кварц. Структура этой по-



Рис. 3. Восточная интрузия. Габбро-диорит, амфибол и плагиоклаз. Структура офитовая.

Увел. в 10 раз, николи +.

роды бывает различна. Наблюдалась гипидиоморфнозернистая, но в большинстве порода обладает порфировидной структурой, причем в качестве вкрапленников выделяются плагиоклазы.

Наконец, на периферии восточного массива в виде прерывистой каймы, а также в виде небольших участков, связанных с гранодиоритом, констатированы нормальные граниты.

Темноцветные компоненты, главным образом биотит, присутствуют в них в незначительном количестве, главными же компонентами породы являются кварц, ортоклаз или микроклин, присутствующие то вместе, то порознь, и кислые плагиоклазы № 4, 8, 9, 16, 17.

Преобладает чаще К-Na-полевшпат, иногда, однако, уступая плагиоклазу. Структура гранитов обычно гипидиоморфнозернистая, но нередко разновидности и порфировидные с фенокристаллами К-Na-полевшпатов.

Все перечисленные породы, слагающие восточный массив, насколько позволяет заключить произведенная здесь шурфовка, в условиях почти полного отсутствия обнаженности, представляются связанными между собой постепенными пространственно-качественными переходами. Наряду с породами типичными, имеется достаточно представителей промежуточного смешанного характера, которым в той или иной степени присущи свойства обеих типичных пород, связующим звеном между которыми является данный образец.

Это обстоятельство позволяет сделать заключение, что весь разнообразный комплекс пород восточного массива возник в результате дифференциации единого магматического бассейна и что процесс дифференциации этой интрузии происходил в весьма благоприятных условиях.

В качестве жильной фации этой интрузии развиты обильные диоритовые порфиры, особенно отчетливо проявляющиеся на Малышевском прииске и мощные жилы аплита, расположенные в пределах северо-восточной свиты метаморфических пород.

Таким образом, устанавливается ошибочность существовавшей до сих пор трактовки восточного массива как однородного в петрографическом смысле, сложенного диоритом. Это обстоятельство имеет существенное значение для понимания генезиса месторождения изумрудов.

Ультраосновные породы наблюдаются: 1) в толще изумрудоносных свит, главным образом на Первомайском прииске и 2) в более широком развитии в северо-восточной части района и на юге в юго-западном углу, образуемом речками Черемшанкой и Б. Рефтом. В первом случае развитие ультраосновных пород незначительно. На поверхности они вообще не наблюдались и лишь в рудничных выработках обнажались в заметных количествах. С углублением работ от 50 до 100 м количество гипербазитов увеличивалось, и постепенно, потеряв характер редкости, находки их стали обычным явлением.

Все гипербазиты здесь более или менее серпентинизированы и оталькованы. В наиболее же сохранившихся разностях они представляют обычный мелкозернистый агрегат темнозеленого цвета. Под микроскопом обнаруживается оливин и акцессорные магнетит и хромит. Пироксены наблюдались крайне редко, но иногда количество их бывало значительным. Таким образом, породы в первичном виде относились к типу перидотитов и дунитов.

На северо-востоке и юге характер развития гипербазитов приближается к региональному. Здесь перидотиты оконтурены шурфовой массивов сравнительно значительной величины.

В обоих этих массивах породы настолько метаморфизованы, что первичная их природа устанавливается с трудом. В северо-восточном массиве преобладает процесс серпентинизации, и сама порода остается крепкой; в южном преобладает экзогенное изменение породы, которая превращается в дезинтегрированную массу до глубины 10—15 м от поверхности.

В обоих случаях, однако, удается под микроскопом констатировать оливин, реже пироксен, магнетит и обильные вторичные минералы: серпентин, тальк, карбонаты и водную окись железа.

Метаморфизм ультраосновных пород. Как уже отмечено выше, все ультраосновные породы нашего района сильно метамор-

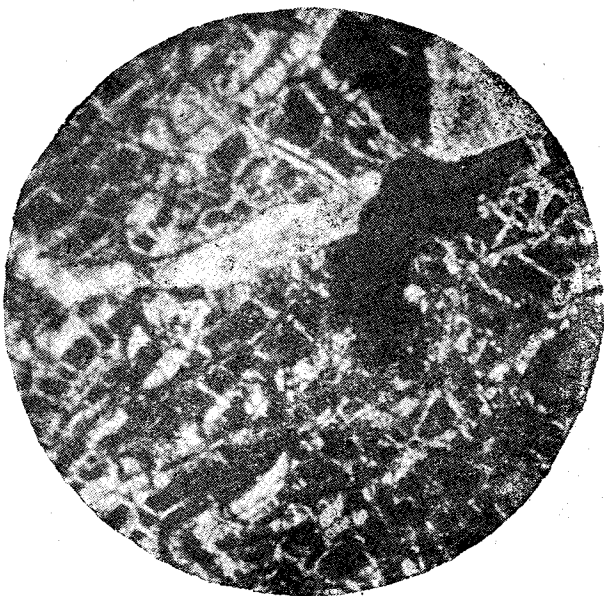


Рис. 4. Антигоритовый серпентинит. Увел. в 25 раз
николи +.

физованы. Оставляя без рассмотрения процессы выветривания, вкратце остановлюсь на более существенных явлениях.

Метаморфизм гипербазитов в массивах, лишенных жильной инъекции, сводится к обычному замещению пироксена и оливина антигоритом с выделением магнетита (рис. 4). В дальнейшей стадии в массе антигорита развивается чешуйчатый агрегат талька и карбонаты в виде бесформенных зернышек и скоплений, реже в виде ромбоэдров.

В изумрудоносных свитах наблюдается несколько отличная картина. Под микроскопом отчетливо видно, что оливин при метаморфизме лишь

в ничтожной части замещается серпентином, который рассекает зерна оливина довольно толстыми жилками. Остальная же масса оливина замещается непосредственно тальком. Эта картина хорошо видна на рис. 5. При этом в массе талька нередко присутствуют зернышки, а иногда и значительные скопления хондрит-гумита (рис. 6). Очевидно примесь фтора в метаморфизующих водах форсировала процесс метаморфизма.

Во всех случаях непосредственная связь ультраосновных останцев с толщами серпентинитов и тальковых пород ни в поле, ни при микроскопическом исследовании не внушает ни малейшего сомнения. Таким образом, идея о происхождении тальковых сланцев Изумрудных копей путем метаморфизации диоритовых пород¹ должна быть признана ошибочной.

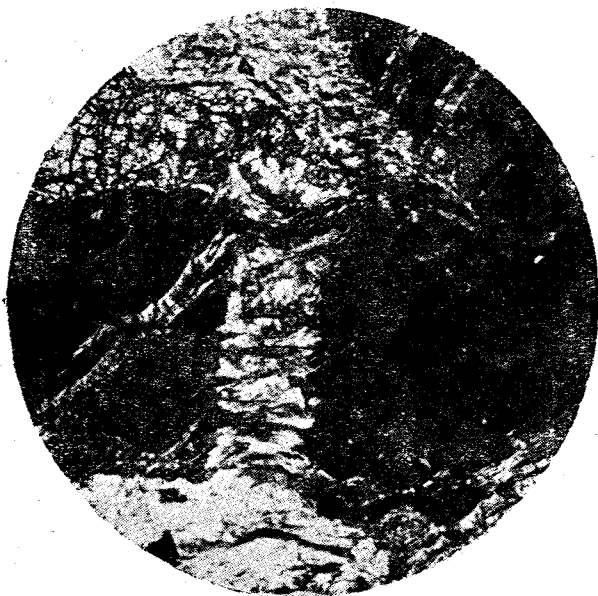


Рис. 5. Метаморфизованный гипербазит. Затемнены зерна оливина. Снизу, слева направо вверх идут тонкие жилки серпентина. Светлый, мелкочешуйчатый агрегат-тальк. Увел. в 10 раз; николи +.

Породы метаморфические

Метаморфические породы расчленяются на два комплекса: главный — полевошпатового амфиболита и северо-восточный, главным образом, тальковых и кремнистых сланцев. Первый назван главным потому, что с ним связаны месторождения изумрудов, которых северо-восточный комплекс совершенно лишен.

В состав главного метаморфического комплекса входят амфиболиты, плагиоамфиболиты, имеющие наибольшее развитие, и различные сланцы, образовавшиеся за счет дальнейшего метаморфизма амфиболитов: амфиболовые, слюдяно-амфиболовые, слюдяные, углистые и кварциты.

Толща амфиболитов зажата между западным гранитом и восточной интрузией и тянется с ССЗ на ЮЮВ в виде полосы через всю исследованную площадь. Длина этой площади на карте — 16,5 км. Ширина ее в северной части колеблется в пределах 0,7—1,4 км. На юге полоса рас-

¹ П. П. Пятницки И. Генетические соотношения горных пород свиты изумрудных сланцев, Тр. Геол. Ком. т. XLVIII, № 3, 1929.

ширятся до 4—5 км и загибается последовательно на Ю, ЮЗ, и З и СЗ, образуя дугу, обращенную выпуклостью к ЮВ и Ю, и как бы окаймляя в виде оторочки западный гранитный массив, который, говоря иначе, внедряется в толщу амфиболитов в виде широкого залива с ССЗ на ЮЮВ.

Амфиболиты обычно рассланцованы, хотя изредка и встречаются разности массивной текстуры. Сланцеватость большей частью довольно грубая, но нередко и тонкая. Простираие сланцеватости обычно совпадает с простираием всей полосы. В зоне изгиба на юге, кроме главной сланцеватости, наблюдается микроскладчатость с амплитудой складок от 0,5 до 1,5—2 см.

Падение плоскости сланцеватости, как правило, крутое от гранита, т. е. на СВ, В, Ю и ЮЗ.

Макроскопически амфиболиты представляют мезократовую среднезернистую породу, состоящую из амфибола и плагиоклаза.

В наиболее темных разностях амфиболитов нередко обнаруживаются остатки диопсида, реже они встречаются в частях более мезократовых. Под микроскопом амфибол обычно представлен волокнистой или (реже) компактной разностью из ряда тремолит-актинолит. Состав плагиоклаза колеблется в пределах № 0—33. Последние редко бывают свежими, чаще же представляют весьма мелкозернистый агрегат сильно разложенных зернышек.

Массовый характер имеет развитие вторичного альбита. Всему амфиболитовому комплексу пород свойственен процесс эпидотизации. В различных представителях наблюдается различная степень богатства минералами группы эпидота. Нередко количество его достигает значения существенной составной части. Из наблюдавшихся разновидностей эпидота — железистой и безжелезистой — первая образуется за счет дисиликатов, вторая за счет плагиоклазов. Часто вместе с эпидотом появляется и кварц. Путем вытеснения полевого шпата последним возникают амфиболовые, а при замещении амфибола бурой слюдой — слюдисто-амфиболовые сланцы. Иногда встречаются разности с далеко зашедшим замещением амфибола слюдой, даже до полного вытеснения, и мы имеем слюдяные сланцы.

Дальнейшие изменения породы заключаются в вытеснении кварцем всех других минералов иногда с одновременным привнесом углистого вещества в виде тонкой пыли и хлопьев. Таким образом, порода превращается в кварцит или углистый сланец.

Мигматизация амфиболитов наблюдается постоянно. В амфиболите, особенно в районе изумрудных месторождений, обычно наблюдается значительное количество полевошпатовых жил. От более крупных из них в толщу амфиболита отходят многочисленные тонкие

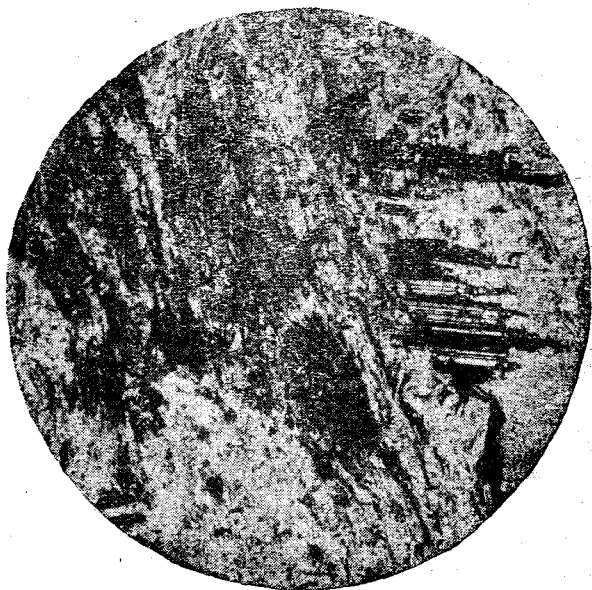


Рис. 6. Тальковая порода с остатками серпентина и включениями хондродит-гумита.

Увел. в 10 раз; николи +.

отпрыски. Густота этих жилок неравномерна, и порода приобретает такситобластовую структуру. Обычно же эта инъекция бывает тонкой и наблюдается равномерно во всей массе породы. Инъектирующий материал относится к плагиоклазу № 10—30. Но на Первомайском прииске наблюдались также и жилки кальцита. При мигматизме амфиболитов широко развито замещение амфибола бурой слюдой. Иногда инъекция полевого шпата бывает весьма обильна, а так как это явление сопровождается замещением амфибола бурой слюдой, то возникает своеобразная слюдяно-плагиоклазовая порода полосчатой текстуры, именуемая по местной терминологии „слюдогнейсом“.

Текстура мигматизированных амфиболитов резко выраженная, сланцеватая, нередко при этом наблюдается микроскладчатость.

В толще амфиболитов включены линзообразные тела тальковых пород. Последние в большинстве хорошо рассланцованы, причем элементы сланцеватости тальков и амфиболитов совпадают. Эти тальковые линзы ориентированы большей осью согласно с простиранием полосы амфиболита и расположены в виде изолированных звеньев, образующих цепь вдоль всей полосы. Длина тальковых линз по простиранию колеблется от 0,5 до 1,5 км; мощность — от 0,3 до 0,5—0,6 км. Путем инъекции минерализующих растворов в тальк образовались месторождения изумрудов, берилла, плавикового шпата, молибденита и некоторых других минералов, имеющих меньшее значение. Таких линз, образующих месторождения или, как их здесь называют, — приисков, — в настоящее время известно семь. В порядке с севера на юг прииски расположены следующим образом. В северной части полосы с северо-северо-западным простираением — Малышевский, Первомайский, Крупский и Свердловский. Далее следует перерыв около 6 км и затем, южнее реки Б. Рефт, в начале изгиба полосы расположен Черемшанский прииск, за ним Хитный прииск, фиксирующий южную выпуклость амфиболитовой полосы и, наконец, Красный прииск, расположенный на северо-западной ветви ее.

Восточная свита метаморфических пород, расположенная в северо-восточной части района, сложена тальковым, амфиболовым, слюдяным, глинистым, серицитовым и хлоритовым сланцами. Будучи лишена месторождений изумрудов, восточная свита не представляет интереса.

Жильные породы

Выделяя в специальный параграф описание изумрудоносного жильного комплекса, здесь я описываю все остальные жильные образования.

Жилы, связанные с северо-восточным порфировидным гранитом, представлены березитами. Это типичные белые породы, состоящие из тонкозернистого агрегата кварца с погруженными в него более крупными зернами кварца с примесью светлой слюды и пирита.

С ними связанное Полуденное месторождение золота геохимически характеризует своим наличием северо-восточный порфировидный гранит, который к месторождениям изумрудов непосредственного генетического отношения не имеет.

Жильная фация восточной интрузии представлена аплитами и сильно метаморфизованными диоритовыми порфиритами.

Аплитовые жилы часто встречаются среди восточной свиты метаморфических пород. Эти тела достигают здесь иногда значительных размеров (см. геологическую карту), обычно же сравнительно невелики. Генетическая связь этих аплитов с восточным массивом, судя по топографии их и наличию в периферических частях восточной интрузии разностей типичных гранитов, с которыми принято связывать аплиты, едва ли может внушать сомнения. Под микроскопом это обычный мелко-

зернистый агрегат кварца К-На-полевшпата, кварца и альбита с небольшой примесью чешуек бурой слюды. Структура аплитовая.

Диоритовые порфириды наблюдаются, главным образом, в пределах изумрудных приисков, но не представляют редкости также и в самом восточном массиве. Наибольшего развития эти жилы достигают к пределам Малышевского прииска, образуя северную оконечность восточного массива в виде серии апофиз. Породы, образующие эти жилы, делятся на два типа: мезократовый и меланократовый. Эти внешние признаки обусловлены резкими петрографическими различиями. Следует отметить, что диоритовые порфириды несут следы весьма энергичного и сложного метаморфизма, и первичная природа этих пород устанавливается наблюдением реликтов первичных свойств.

Метаморфизованный мезократовый диоритовый порфирит (рис. 7) представляет буровато-серую породу с хорошо выраженной порфировой структурой и обычно массивной, но нередко сланцеватой текстурой.

Под микроскопом вкрапленники образованы табличками плагиоклазов № 5—29. Нередко к ним присоединяются немногочисленные зерна роговой обманки, обычно сильно замещенные актинолитом и буровой слюдой. Кварц встречен лишь в единичных случаях. Основная масса обычно весьма мелкозернистая, состоит из альбита,

актинолита, буровой слюды и, повидимому, незначительного количества кварца. Акцессорные: апатит, сфен и рудный минерал. Вторичные процессы проявляются в сильной альбитизации плагиоклазов, в замещении рогообманки актинолитом и позже — буровой слюдой и в сланцеватой текстуре. Структура в сланцеватых разностях порфиробластовая.

С этими жилами так или иначе связано образование изумрудных месторождений. Наибольшего развития продуктивные жилы достигают в контакте описанной породы с тальковым сланцем. Этот факт, отмеченный еще Миклашевским (1862 г.), вполне подтвердился как нашими детальными разведками, так и практикой рудника.

Метаморфизованный меланократовый диоритовый порфирит (рис. 8) развит значительно меньше. Обычно это массивная, темнозеленая до черной порода. Под микроскопом главным компонентом породы является роговая обманка. Зерна ее, довольно крупные, представляют вкрапленники. Основная масса тонкозернистая, сложена почти целиком плагиоклазом. Количество основной массы изменчиво, чаще она заполняет интерстиции амфибола, но нередко зерна последнего как бы плавают в основной массе. Акцессорные — апатит и магнетит. Структура породы порфировая. Иногда встречается в небольших количествах эпи-

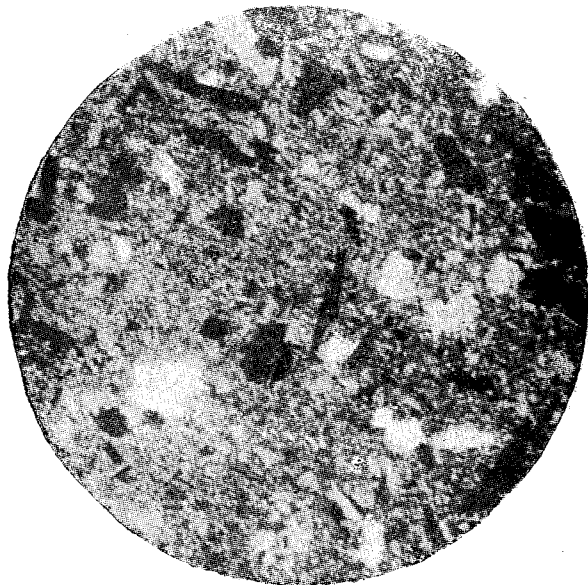


Рис. 7. Метаморфизованный, мезократовый, диоритовый порфирит. Вкрапленники плагиоклаза и амфибола. Основная масса из тех же минералов с примесью слюды.

Увел. в 10 раз; николи +.

дот. В контактах этой породы с тальковым сланцем, в противоположность предыдущей, значительных месторождений изумрудов не наблюдалось.

Жильная фация западного гранита представлена обильными образованиями пегматитового характера и кварцевыми жилами.

В описании этого массива упомянуто о многочисленных пегматитовых образованиях в нем, имеющих шпировый характер. Детальной геологической съемкой и разведкой Первомайского, Люблинского и Свердловского при-

исков установлено также наличие мощных (до 3 м), ответвляющихся от этого массива пегматитовых жил, секущих толщу амфиболитов. Три такие жилы были вскрыты в западном борту Большого Первомайского разнosa. Этот факт послужил одним из оснований считать пегматиты западного гранита фактором образования месторождений изумрудов, несмотря на то, что на Малышевском прииске никаких признаков подобного рода жил не наблюдалось. Кроме этих мощных жил наблюдались обильные мелкие жилки, особенно при разведке верховьев Малинового ключа.

Условия залегания этих жил резко отличаются от наблюдаемых в изумрудоносном комплексе. В отличие от последнего, простирающегося, как правило, по азимуту СЗ 320°, описываемые жилы секут амфиболиты в самых разнообразных простираниях. По

Рис. 8. Метаморфизованный меланократовый диоритовый порфирит. Вкрапленники — амфибол. Основная масса — агрегат плагиоклаза.

Увел. в 10 раз; николи ||.

форме эти пегматиты представляют сплошные жильные тела с более или менее значительными размерами по простираению с параллельными боками, отличаясь также и этим от изумрудоносных жил (описание которых см. стр. 175).

Мелкие жилы или сложены одним плагиоклазом или представляют агрегат кварца, микроклина и альбита (рис. 9). В них не представляют редкости полости, выстланные гребенчатым альбитом и с наросшими кристаллами зеленого апатита (рис. 10). В крупных жилах заметна некоторая зональность в строении. Центральная, большая часть жилы представляет агрегат К-полешпата, альбита и кварца гиганто-плазматической структуры. Участки полешпата и кварца достигают здесь размеров до 1 м. Периферические же части жил представляют весьма мелкозернистый агрегат тех же минералов, образуя то, что А. Е. Ферсман называет аплитовой зоной.

Граница между этими двумя зонами обычно резкая. Иногда же смежная часть представляет агломерат остроугольных обломков „аплитовой зоны“, сцементированных крупнозернистым пегматитом.

Во всех этих разновидностях пегматитовых жил при внимательном исследовании неизменно находятся мелкие акцессорные зерна буровато

красного граната — факт, указывающий на „кровное“ родство этих жил с западной гранитной интрузией.

С жилами описанного типа связаны жильные скопления кварца, иногда с включением бериллов. Линза кварца около 1,5 м в поперечнике была вскрыта канавой на Малиновом ключе в непосредственном соседстве с опробованной жилой плагиоклазита. Затем на площади между шахтой Малиновой и Первомайским прииском были обнаружены жилы и линзы кварца с включениями берилла и подвергнуты разведке. Это довольно мелкие тела, причудливой, но в общем линзообразной формы, расположены цепью по азимуту СЗ 320° и нередко соединены между собой извилистыми „проводниками“. Они сложены светлосерым кварцем с ничтожной примесью мусковита. Иногда в кварце находятся хорошо образованные призмы бледно-голубоватых мутных бериллов, величиною до 4—5 см по L_6 .

Ни разведка, ни попытки старателей эксплуатировать такие жилы не имели практического успеха.

Контактные явления

Контакт порфировидного гранита с серпентинитами и тальковыми породами непосредственно не наблюдался. Приконтактная зона тальковых пород характеризуется обилием карбонатов, близ поверхности разложившихся и придающих породе ржавый цвет.

Контакт гранита с амфиболитом наблюдался весьма многократно. В таких случаях в амфиболите наблюдается зона небольшой мощности (до 10—15 см), в которой амфибол замещен бурой слюдой, полевой шпат полностью исчез и на месте его образовался тонкозернистый агрегат кварца.

Контакт пород восточной интрузии с амфиболитом. В контакте этих пород обычно наблюдается плоская закрытая трещина. В амфиболите, на расстоянии около 5 см от контакта, амфибол замещен бурой слюдой.

Контакт пород восточной интрузии с тальковым сланцем наблюдался много раз в рудниках и разведочных выработках, причем представителем восточной интрузии обычно выступают жилы диоритовых порфиритов.

Картина контактов (рис. 11) совершенно постоянная. Эндоконтактные явления выражаются очень неопределенно и, повидимому, исчерпываются несколько более мелкими размерами зерен минералов, слагающих порфириты. Экзоконтактные явления обильны и весьма постоянны. В непосредственном соседстве с порфиритом тальк замещен агрегатом бурой слюды, облекающим жилу каймой, легко отделяющейся от порфирита по закрытой трещине. Далее от контакта слюда сменяется клинохлором, к которому вначале иногда примешиваются иглы актинолита. Клино-



Рис. 9. Агрегат табличек альбита в пегматитовой жиле. Увел. в 12 раз; николи +.

хлор сменяется тальково-хлоритовой зоной, постепенно переходящей в обычный тальк. Мощность этих зон варьирует от 5 до 40 см. Зоны слюды и хлорита чаще связаны постепенными переходами, но нередко бывают и разделены резкой границей. Хлорит в обычный тальк всегда переходит постепенно.

Таким образом, метасоматическое воздействие инъекции жильных диоритовых порфиров на боковые тальковые породы доказывается с полной очевидностью.

Возрастные соотношения пород

Из приведенных описаний контактов пород можно вывести следующие положения.

Наиболее древним является комплекс основных и ультраосновных пород, представленный в настоящее время своими метаморфическими производными — амфиболитом, серпентинитами и тальковыми сланцами. Более поздними являются восточная интрузия, северо-восточный порфировидный гранит и западный гранит.



Рис. 10. Выделения апатита в пегматитовой жиле.
Увел. в 20 раз; николи +.

На Первомайском приiske нам удалось наблюдать „пегматитовые“ жилы западного гранита, секущие жилы диоритовых порфиров, принадлежащие комплексу восточной интрузии (см. рис. 14). Таким образом, устанавливается более юный возраст гранита относительно последней.

Возрастные соотношения порфировидного гранита и восточной интрузии за отсутствием контактов остались невыясненными. Также не установлены точно эти соотношения между гранитом и порфировидным гранитом. Однако общий более палеотипный облик порфировидного гранита и кайнотипный — гранита позволяют думать, что первый древнее второго.

Таким образом, начиная с наиболее древней, породы идут в следующем порядке: I — комплекс основных и ультраосновных пород (ныне — амфиболиты и тальковые сланцы); II — восточная интрузия с своей жильной фацией; III — порфировидный гранит с жилами березита и кварца; IV — гранит с мощной фацией пегматитов.

Наиболее существенным в этой схеме является исправление положения в ней восточной интрузии. А. Е. Ферсман,¹ считая „жилы диорита“ (т. е. апофизы восточной интрузии) наиболее древними из пород, слагающих месторождение изумрудов, приписывал им пассивную роль контрфорсов для стресса, удерживавших также летучие выделения чисто механически. Из приведенного же описания контактов диоритового порфира с тальком и рис. 11 очевиден метасоматический характер контакта, т. е. очевидны:

¹ А. Е. Ферсман, Драгоценные и цветные камни СССР т. II, 1925.

- 1) более юный возраст восточной интрузии относительно тальково-амфиболитовой толщи и
- 2) химическая активность восточной интрузии.

Изумрудоносный жильный комплекс

Изумрудные жилы обладают большим постоянством в составе и строении и в общем подчиняются схеме, данной А. Е. Ферсманом. Эта схема представляет следующее. Жила, как правило, залегает в тальковом сланце и в разрезе представляет образование зеркально симметричного строения. Посредине проходит собственно „жила пегматита“ (плаггиоклазита), с боков она окаймляется зонами в следующей последователь-

С-З 320°

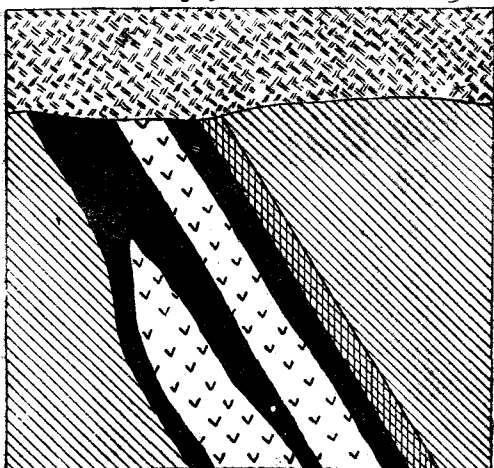


Рис. 11. Контакт жилы диоритового порфирита с тальковым сланцем. Две жилы залегают согласно со сланцеватостью талькового сланца. Экзоконтактные зоны слюды и хлорита резко обособлены и разделяются закрытыми трещинами.

1—диоритовый порфирит; 2—слюда;
3—хлорит; 4—тальк; 5—наносы.

Масштаб $\frac{1}{50}$.

С-З 320°

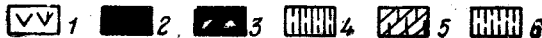
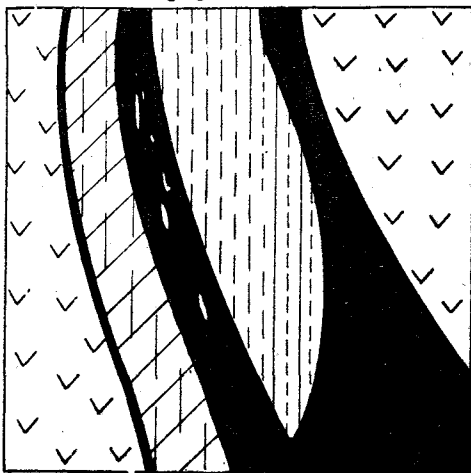


Рис. 12. Типичная изумрудоносная жила, зажата между двумя жилами диоритового порфирита.

1—мегаоморфизованный диоритовый порфирит; 2—слюда; 3—слюда с включением линз плаггиоклазита; 4—слюдяно-хлоритовая порода; 5—хлорито-актинолитовая порода; 6—хлорит.

Масштаб $\frac{1}{50}$.

ности: слюда, актинолит, хлорит, тальк. Иллюстрацией точного воспроизведения этой схемы в числе многих других может служить жила, вскрытая северным забоем Большого Малышевского разнosa. На рис. 12, изображающем эту жилу в разрезе, видна цепочка редких линз плаггиоклазита, представляющих тела весьма небольшого объема: по простиранию 10—15 см и по мощности 5—10 см. Эта цепочка вытянута, согласно общему простиранию сланцеватости пород, по СЗ 320° с падением около 70° СВ. Белые линзы плаггиоклазита окаймлены темнобурым агрегатом слюды. Этот агрегат мелких чешуек слюды, обычно плоско прилегающих друг к другу, для краткости обозначаем термином „слудит“. Этот термин, по нашему предложению, принят в работах А. Е. Ферсмана и представляет ряд удобств. Прежде всего, им определяется минеральный агрегат оригинального состава и происхождения, который до этого назывался, да и теперь еще называется некоторыми геологами „слюдяным сланцем“, не замечающими, в угоду традициям, всей нелепости выражения „жила слюдяного сланца“. Так как на месторождении наблюдаются и настоящие слюдяные сланцы, наш термин не позволяет впасть в пу-

таницу при описаниях. И, наконец, достигается краткость: одним коротким словом заменяется выражение „слюдяная оторочка плагиоклазитовых линз“. Мощность слюдитов колеблется в пределах от 15—20 см до 1—1,5 м. В описываемой жиле, как и обычно, в висячем боку, слюдит постепенно сменяется клинохлором, имеющим аналогичный слюдиту общий облик. В переходной зоне незначительно развит актинолит. В лежащем боку слюдит постепенно сменяется слюдяно-актинолитовой породой мощностью около 10 см. Далее к этому агрегату начинает примешиваться клинохлор, быстро вытесняющий слюду, и актинолит. Зона хлорита имеет мощность около 50 см, иногда увеличивается до 1 м и сменяется голубовато-серым тальком, который далее переходит в обычный тальковый сланец жвабо-бурого цвета.

Восточным краем забоя обнажена жила мезократового диорито-

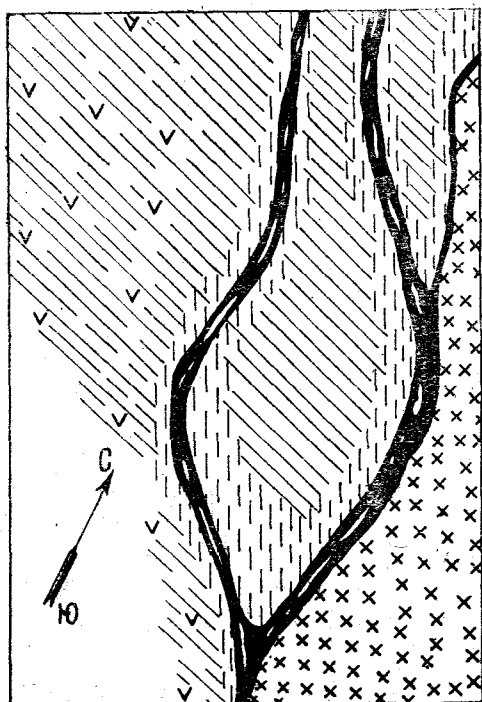


Рис. 13. Ветвящиеся жилы малой мощности и сравнительно значительных размеров по простиранию. Наблюдается постепенный переход серпентина в тальк, талька в хлорит и слюду. Отчетливо выражены слюдяные оторочки плагиоклазитов и диоритового порфирита

1 — серпентинит; 2 — тальк; 3 — хлорит; 4 — слюда, включающая линзы плагиоклазита; 5 — диоритовый порфирит.

Масштаб $\frac{1}{200}$.

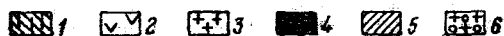
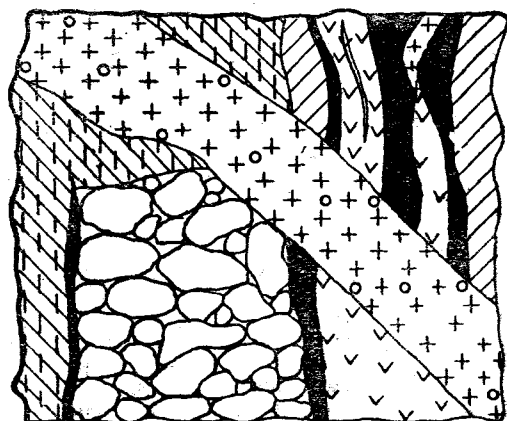


Рис. 14. Взаимоотношение жил плагиоклазита изумрудноносной и гранатовосной. 1 — хлорито-тальковый сланец; 2 — диоритовый порфирит; 3 — плагиоклазит без граната; 4 — буро-черная слюда; 5 — актинолит; 6 — плагиоклазит с гранатом.

Масштаб $\frac{1}{75}$.

вого порфирита. В контакте с тальком непосредственно по порфиристу стелется слой бурого слюдита мощностью 5—7 см, далее переходящий в слюдяно-хлоритовую породу мощностью 10—15 см, и затем в хлорит. Изумруды встречаются, главным образом, в слюдите, но бывают и во всех остальных членах этого комплекса.

Однако целый ряд обстоятельств усложняет описанную схему. Из сравнения только что описанного забоя с описанием контакта диоритового порфирита с тальковым сланцем видно, что плагиоклазит и порфирит производят качественно аналогичные метасоматические изменения талька, превращая его в хлорит, актинолит и слюду. После этого становится понятной картина контакта порфирита с тальком и в описанном забое. Две крайние полосы слюдита, лишенные плагиоклазитовых включений, и здесь возникли независимо от инъекции плагиоклазита и цели-

ком обязаны своим происхождением порфиритовой жиле. Совместное присутствие в забоях тех и других жил обычно связано с сильным увеличением мощности слюдитов, как это и видно в нижней части забоя, но вместе с тем создает определенные затруднения в расшифровке забоя, так как далеко не всегда можно установить, действию какой инъекции обязан своим происхождением слюдит.

Некоторыми морфологическими особенностями обладают жилы, вскрытые на Малышевском прииске в 1928 г. артелью Ярославцева. На рис. 13 изображен план этой выработки. Последняя вытянута с севера на юг на 15 м при ширине от 3 до 10 м; глубина около 6 м.

Вскрыт контакт серпентинита с метаморфизованным мезократовым диоритовым порфиритом. В западном борту отчетливо виден постепенный переход зеленовато-серого серпентинита сначала в более светлую ржаво-серую массивную тальковую породу, затем при движении на восток в тальковый сланец с обычным простираем сланцеватости СЗ 320° и с падением под углом 60° на СВ. В тальке, согласно с сланцеватостью, проходят две жилы, образованные четкообразно вытянутыми линзами и желваками белого плагиоклазита. Последний окутан сплошной каймой мелкочешуйчатой темнобурой слюды, переходящей в слюдяно-хлоритовый агрегат, который далее сменяется хлоритом и, наконец, тальково-хлоритовым сланцем светлого голубовато-серого цвета. Последний постепенно переходит в ржаво-белый тальковый сланец. В южной части выработки обе жилы сливаются. Мощность слюдита не превышает 10—15 см, мощность хлоритовых зон несколько больше.

Артелью добыто некоторое количество изумрудов. Они находились главным образом в хлоритовой и тальково-хлоритовой зонах и представляли хорошие, но мелкие призмочки довольно светлой зеленой окраски с обильными включениями мелких чешуек хлорита. Этим забоем иллюстрируется наличие жильного комплекса малой мощности при значительных размерах по простираению, связь жильного комплекса с контактной зоной талька и порфирита и подчиненность формы жил местным мелким особенностям элементов сланцеватости, при отсутствии признаков каких-либо механических деформаций самого жильного комплекса.

Аналогичен Первомайский забой № 17 на горизонте 21 саж. (1929 г.), обладающий, однако, чрезвычайно важными особенностями (рис. 14).¹ Весь жильный комплекс залегает в толще талькового сланца. В западной части забоя вскрыта тальково-хлоритовая порода, на западе переходящая в тальк. Часть забоя выработана и заложена. В восточной половине забоя наблюдается жила мезократового диоритового порфирита, разветвляющаяся в верхней половине на два прожилка. Эта жила залегает согласно с элементами сланцеватости талька: простираение СЗ 320°, падение СВ 80°. Одна плагиоклазовая жилка проходит в жиле порфирита, другая как бы заканчивает правую ветвь порфирита в верху забоя. Жилки плагиоклазита имеют те же элементы залегания. Жилы порфирита и плагиоклазита окаймлены черно-буром слюдитом, за которым располагается актинолит в виде резко ограниченных, мелко- и среднезернистых линзообразных скоплений зеленого цвета.

Весь этот обычный комплекс рассекается пластообразной „мощной“ жилой плагиоклазита с резко отличными элементами залегания при мощности около 40 см.

Мощным плагиоклазитом секутся хлорит, актинолит, слюдит, порфирит и плагиоклазит, и ни в одной из этих пород не обнаруживается при этом сколько-нибудь заметных экзоконтактных явлений.

Минеральный состав плагиоклазитов, согласно залегающих и секущего, в существенной части одинаков — обе жилы сложены плагиоклазом

¹ Зарисовка А. П. Бурова.

№ 26—28, но в каждом штуде из мощной секущей жилы неизменно наблюдаются мелкие зернышки буро-красного граната, категорически отсутствующие в мелких согласно залегающих плагиоклазитовых линзах. Наличие граната в секущей жиле указывает на „кровное“ родство ее с западной гранитной интрузией, отсутствие же его в согласно залегающих линзах, находящихся в столь тесном соседстве с секущей жилой, позволяет усомниться в наличии этого „родства“. Очевиден, таким образом, более юный возраст секущей плагиоклазитовой жилы, генетически связанной с западным гранитом.

Следует отметить, что более чем столетний опыт работы на изумрудных коях привел к выводу, что изумрудоносность связана с мелкими, четкообразно залегающими согласно с сланцеватостью плагиоклазитами. Мощные же, хорошо оформленные сплошные пластообразные секущие жилы плагиоклазитов никогда не образуют изумрудоносного комплекса.

Также лишены изумрудов и пегматитовые жилы с кварцем. Иллюстрировать это положение в числе многих других могут три жилы, вскрытые в западном борту Большого Первомайского разнosa. В контактах с такими жилами в тальковых породах обнаруживаются минеральные новообразования ничтожного масштаба и то не всегда. Тальк на расстоянии 3—5 см от контакта превращен в хлорит, и лишь непосредственно к жиле прилегает иногда ничтожный слой слюды, мощность которого измеряется миллиметрами.

Эти факты послужили основанием П. П. Пятницкому¹ отнести такие жилы к категории „стерильных“, в отличие от изумрудных плагиоклазитов, представляющих цепочки мелких линз и желваков, залегающих согласно с сланцеватостью вмещающего их талька.

Своеобразными чертами отличается жильный комплекс, вмещающей породой для которого служит амфиболит. Лучшим примером жил такого типа является жила на Малиновом ключе, разведанная в 1928 г.

Канавы, длиною 300 м, пройденная здесь по азимуту СВ 50°, целиком прошла по выветрелому амфиболиту, инфицированному массой жил плагиоклазита в самых разнообразных направлениях. Одна из таких жил, представляющая продолжение жилы, разрабатывавшейся до 1923 г. шахтой „Малиновой“, простирается по СЗ 320° и падает под углом 70° СВ.

Это направление свойственно наиболее продуктивным жилам. Больше, чем у других жил развитие экзоконтактных явлений и находки мелких зеленых бериллов дали повод нам произвести более детальную разведку именно этой жилы. Она была вскрыта углубкой канавы до 7,5 м и выработана штреком на протяжении 3 м. При этом добыто и промыто 27 м³ руды и получено около 400 г мутных, негодных для огранки, зеленых бериллов, что должно быть признано отрицательным результатом. При опробовании многочисленных жил подобного типа на Первомайском прииске всюду получен еще более определенный отрицательный результат.

В разрезе жила „Малиновая“ представляет следующую картину (рис. 15): в борту канавы вскрыта жила сильно каолинизированного молочно-белого плагиоклазита, окаймленного буро-черным мелкочешуйчатым слюдитом, и сланцеватый слюдитый плагиоамфиболит; висячем боку между слюдитом и амфиболитом располагается зона слюдяно-актинолитовой породы около 1 м мощности, соединенная с слюдитом и амфиболитом постепенными переходами. В верхней части забоя в соседстве со слюдитом наблюдается образование слюдяно-кварцевого агрегата.

Такой агрегат тонкочешуйчатой бурой слюды и тонкозернистого кварца наблюдается в качестве экзоконтактного изменения амфиболита

¹ П. П. Пятницкий, Генетич. соотн. горн. пород свиты изумрудных сланцев, Тр. Геол. Ком., т. XLVIII, № 3, 1929.

в виде каемки у многочисленных плагиоклазитовых жил, вскрытых Малиновой канавой. В расстоянии около 2 м к востоку от изображенного на рис. 15 забоя канавой вскрыта линза сливного кварца около 1,5 м мощности.

Еще более показателен забой штрека. Здесь мелкие жилки плагиоклазита образуют на контакте с амфиболитом лишь слюдисто-кварцевые оторочки, слюдит же располагается, главным образом, внутри мощного плагиоклазита.

Никаких остатков тальковых пород не только в забое, но даже на значительной площади (измеряемой километрами), прилежащей к нему, не встречено. С другой стороны, не внушает сомнения принадлежность жильной инъекции западному гранитному массиву.

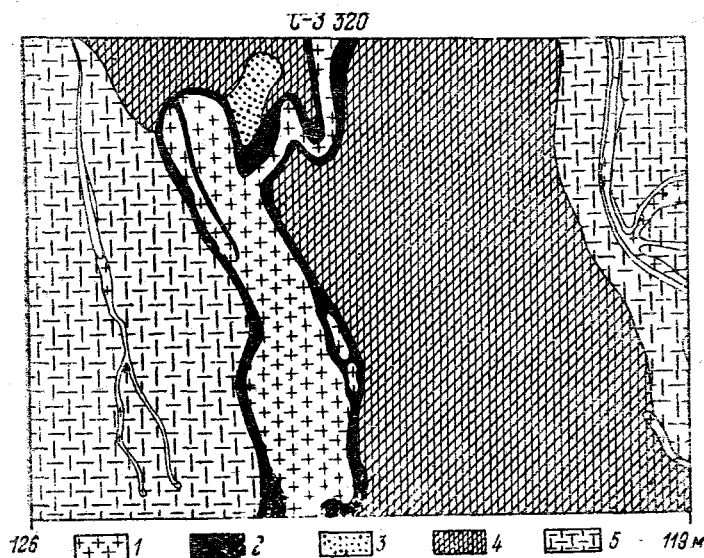


Рис. 15. Жила Малинового ключа: плагиоклазитовая жила в амфиболите; образования слюды скудны у мощных плагиоклазитов и отсутствуют совершенно около маломощных плагиоклазитов.

1—альбитит; 2—слюда; 3—слюдисто-кварцевый зальбанд; 4—слюдисто-актинолитовая порода; 5—плагиоамфиболит.

Масштаб $\frac{1}{75}$.

Бериллы, найденные здесь, обладают некоторыми своеобразными свойствами. Прежде всего, все они были найдены в теле плагиоклазита. Наблюдались призмочки берилла, одним концом соприкасающиеся с слюдитом, но ни одного кристалла, хотя бы частью погруженного в слюдит, несмотря на тщательные поиски, найдено не было. Затем, по тону окраски бериллы резко отличались от обычных изумрудов, приближаясь к тону амазонита. Голубоватый оттенок наводит на мысль о сходстве условий образования этих бериллов с бериллами Кузнецовских копей. О кузнецовских же изумрудах А. Е. Ферсман¹ пишет: „Сам изумруд характеризуется темным синеватым оттенком, переходя в тон аквамарина“.

Значительным развитием на Первомайском прииске пользуются пегматитовые жилы, состоящие из кварца, микроклина и альбита. Как на поверхности, так и в руднике, и в скважинах на глубине 100—150—180 м они представляют обычное явление.

Мощность этих жил варьирует от 1—2 см до 3 м. Прекрасные керны позволяют установить, что кварцево-микроклино-альбитовый агрегат

¹ А. Е. Ферсман, Драгоценные и цветные камни СССР т. II, стр. 144, 1925.

нередко образует внутреннюю часть жилы, по бокам которой располагаются зоны мелкозернистого аплита.

Макроскопически описываемые жилы представляют розовый довольно крупнозернистый агрегат микроклина, в котором рассеяны также крупные угловатые зерна серого кварца и белые пятнообразные скопления — весьма распространенное явление метасоматического замещения микроклина альбитом. Последний как бы поглощает микроклин, окаймляя зерна последнего и внедряясь в них в виде жилок и заливов. Нередки участки, в которых альбит резко преобладает над микроклином, а иногда и вытесняет его целиком.

Под микроскопом альбит представляется или в виде тонкозернистого агрегата, или в виде скопления таблитчатых двойников по альбитовому закону (рис. 9).

Из пневматогенных минералов в описанных жилах встречены флюорит и апатит. Последний образует включения в породе в виде весьма несовершенных оформленных зерен (рис. 10), но в полостях образует хорошие кристаллы. Полости в этих жилах довольно обычны. Размеры полостей обычно незначительны, но не представляют редкости и крупные „занорыши“. Окружающие „занорыши“ зоны жил сложены альбитом, в „занорышах“ образуются гребенчатые друзы. Апатит в „занорышах“ обычен и, в зависимости от размеров их, встречается или в мелких иголках или в виде крупных короткостолбчатых кристаллов, врастающих в альбит. Отношение длины этих столбиков к их диаметру в среднем 1,5:1; цвет оливково-зеленый. Развивается призма и широкий зеркально-блестящий пинакоид, грани дипирамид скудны и размеры их ничтожны.

Жилы описанного типа встречались в тальковых сланцах, но главным образом залегают в амфиболите. Изменения боковой породы в контакте с ними количественно ничтожны: тальк хлоритизируется, а амфибол превращается в зеленовато-серую слюду. В этой слюде, также изредка, встречаются кристаллы апатита.

На Малышевском прииске жил этого типа не наблюдается.

Совершенно отличны от всех описанных типов берилловые и берилло-флюоритовые жилы. Морфологически они представляют типичные жильные тела. Форма их линзообразная, размеры до 20 м по простиранию при 1—1,5 м мощности, размеры по падению варьируют в пределах 15—20 м. Такой формы жильные тела залегают в тальковом сланце согласно с направлением сланцеватости.

Часто более мелкие линзы соединены между собою тонкими „проводниками“.

Минеральный состав этих жил обычно следующий. Главную массу жилы образует белый, голубоватый или желтоватый довольно крупнозернистый сплошной агрегат берилла. В нем в качестве примесей встречаются мусковит, кислый плагиоклаз, хлорит, флюорит, изредка молибденит, самородный висмут (редок), пирит и халькопирит.

В мелких жилах количество плагиоклаза и иногда флюорита сильно возрастает, и они беспорядочно перемешиваются с бериллом. В более же крупных линзах (рис. 16) плагиоклаз большей частью сосредоточен в боковых частях линз, а флюорит — в висячем боку. Скопления последнего иногда достигают размеров, не уступающих берилловым линзам. Мусковит и хлорит часто располагаются в массе берилла в виде тонких потоков, параллельных простиранию жилы.

В более крупных жилах не представляют особенной редкости полости, иногда довольно значительных размеров, выстланные друзами берилла, причем размеры кристаллов последнего достигают 30—40 см по L_6 и 15—20 см по L_2 .

Один из таких кристаллов изображен на рис. 17. Хорошо развитые грани призмы покрыты обильными фигурами разъедания, пинакоид зер-

кально блестящ; на более мелких кристаллах наблюдаются довольно редкие грани дипирамид. На рис. 17 хорошо видна сильная коррозия берилла с отложением из разъединенной поверхности бородавчатого агрегата мусковита и клинохлора.

Берилловые жилы обычно окаймлены довольно мощными зальбандами мусковита; нередко так же непосредственно к бериллу прилегает гребенчатый агрегат маргарита, далее сменяющийся мусковитом.

Берилловые и берилло-флюоритовые жилы встречаются только на Малышевском прииске. Ни на одном из других приисков таких больших

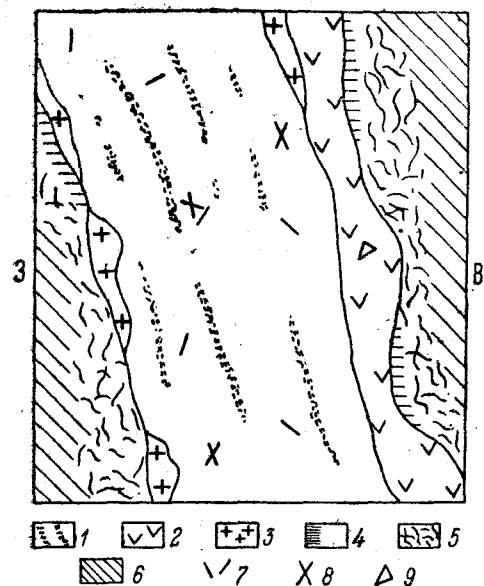


Рис. 16. Разрез берилловой жилы.
1—берилл с прожилками мусковита;
2—флюорит; 3—плагиоклаз; 4—маргарит;
5—мусковит; 6—тальк; 7—молибденит;
8—самородный висмут;
9—александрит.

Масштаб $\frac{1}{75}$.

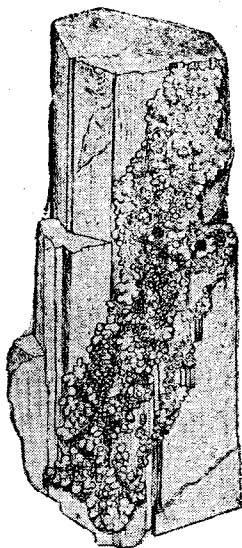


Рис. 17. Берилл из друзы, выстилающей полости в берилловой жиле. Видна коррозия берилла с образованием бородавчатого агрегата мусковита и хлорита. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

скоплений этих минералов не встречалось. И в общем наблюдается постепенное уменьшение масштаба жильных образований с переходом от северных приисков к южным.

Малышевский прииск помимо обилия жильных участков характеризуется наличием берилловых и берилло-флюоритовых жил. Следующий за ним в 4 км к югу Первомайский прииск уже лишен их, но представляет мощную свиту изумрудоносных линз и жил. Расположенный еще южнее, 2,5 км, Свердловский прииск представляет комплекс более коротких изумрудоносных жил, более или менее изолированных друг от друга. Наконец, Черемшанский прииск представляет следующую картину. Перидотитовый массив, сравнительно слабо оталькованный в центральной части, на периферии превращен в массивную карбонато-тальковую породу. В этой оторочке проходят изумрудные жилы. Они хорошо выдерживаются на значительном простирании—до 100—150 м при небольшой мощности. Последняя обычно не превышает 0,6—0,7 м, изредка достигая 1—1,5 м и часто падая до 10—15 см.

Приуроченность этих образований к трещинам в тальковой породе здесь выступает нагляднее всего. Нередки случаи разветвления жил и

взаимного пересечения их по направлениям, совпадающим с трещинами отдельности боковой породы. Известны здесь также жилы с падением на запад, что в северных приисках наблюдалось в качестве редкости. Такая жила прослежена на протяжении более 100 м по простиранию, причем изумрудов в ней не обнаружено, но встречались обильные скопления апатита и черного шерла.

По своей форме Черемшанские жилы довольно типичны. Четко-образные раздувы сравнительно небольших размеров часто соединены „проводниками“, представляющими линзообразные скопления мелкочешуйчатого клинохлора, расположенные вдоль трещин боковой породы.

Особенностями Черемшанских жил являются:

1) распространен серовато-зеленый цвет слюды, окаймляющей плагиоклазовые линзы, благодаря чему в забоях бывает довольно трудно найти границу между слюдитом и хлоритовой зоной;

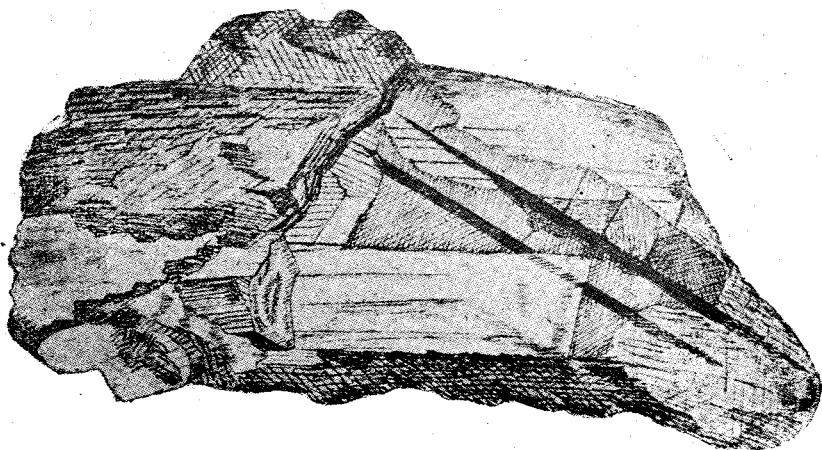


Рис. 18. Изумруды в кварце. Видны обломанные кристаллы изумруда в серой массе кварца и отпечатки на нем отбитых кристаллов изумруда.
Нат. вел.

2) исключительная свежесть плагиоклазов, сложенных крупными желтоватыми зернами плагиоклаза № 25—30; эти зерна стеклянноблестящи и обладают значительной прозрачностью, что резко отличает их от матовых и совершенно белых плагиоклазитов других приисков;

3) слабое развитие актинолита и

4) значительное и иногда обильное развитие хризоберилла;

5) морфологически жилы хорошо выдержаны и расстояния между ними значительны.

Минералогия жильных образований

Элементы

1.¹ Графит встречается в виде тонких примазок, до 1,5—2 см мощности, весьма тонкочешуйчатого агрегата, в тальковых сланцах, но не имеет регионального распространения и приурочен к жильным комплексам.

Такие примазки встречены, например, на Малышевском прииске скважиной № 7 на глубине 37 м.

¹ № минералов соответствует номерам на диаграммах I и II (стр. 191 и 194).

2. Висмут самородный встречается также на Малышевском прииске. Он представляет вкрапленность мелких зернышек в берилле и с разработкой берилловых жил перестал быть редкостью. Встречены сростки висмута с молибденитом и халькопиритом в берилле, причем размеры индивидов этих минералов достигают 1 см в наибольшем направлении.

Сульфиды

3а. Молибденит встречается в виде мелкой редкой вкрапленности в пегматитовых жилах Первомайского прииска, содержащих акцессорный гранат.

3б. Молибденит, иногда в сростаниях с висмутом и халькопиритом встречается в берилловых жилах Малышевского и Хитного приисков.

4. Сфалерит красновато-бурого цвета в зернах, величиною с орех и в небольших зернистых скоплениях встречен в кварцевых жилах Малышевского прииска.

5. Галенит обнаружен в жильном комплексе Первомайского прииска.

6. Пирротин установлен нами в виде незначительной чешуйчатой вкрапленности в кернах буровых скважин Первомайского прииска, главным образом в диоритовых порфиритах.

7. Пирит встречается довольно часто. Он обычен в виде тонких примазок на трещинах отдельности углистых сланцев и диоритовых порфиритов. Изредка встречается в зияющих трещинах в виде зернистого агрегата. Встречается также пирит в трещинах раздробленных кристаллов берилла в качестве „залечивающего“ минерала.

8. Халькопирит встречается вместе с пиритом, но значительно реже.

9. Борнит изредка наблюдается в виде тонкой пленки на халькопирите.

Окислы

10. Корунд встречен всего в одном шлифе слюдита, где установлен оптическими измерениями.

11. Гематит встречен на Люблинском прииске в виде вкрапленности мелких чешуек в тальковом сланце.

12а. Кварц дымчатый — в виде линз, соседствующих с линзами и желваками плагиоклазита, в жильных комплексах. Находки такого кварца считаются местными работниками и старателями благоприятными показателями изумрудности жил.

12б. Кварц серый или светлодымчатый, изредка встречается в штучках с изумрудом (рис. 18), где заполняет промежутки между кристаллами его, как бы цементируя их.

12с. Кварц светлосерый встречен в виде жил и линз, мощностью до 2—3 м, в юго-западной части Малышевского прииска, на площади между Первомайским прииском и Малиновым ключом и между Свердловским прииском и рекой Б. Рефт.

В этих жилах, обычно у зальбандов, встречаются в кварце кристаллы мутного серовато-зеленого берилла, достигающие размеров до 5 см в длину. Скопления таких кристаллов в кварцевых жилах Малышевского прииска служили объектом работ старателей, однако недолго, так как особого успеха не принесли.

12д. Кварц светлодымчатый, сильно трещиноватый, образует значительного объема линзы на Кузнецовских коях, где содержит включения эпидота, флюорита, десмина и берилла.

12е. Серый кварц входит в состав мощных пегматитовых жил, обнаженных большим разносом Первомайского рудника. Здесь же на

глубине до 150—180 м бурением обнаружены пегматитовые жилы, в которых кварц входит в качестве обычного компонента совместно с микроклином, альбитом и мусковитом. Кварц является нормальным компонентом западного гранита.

12f. Кварц входит в качестве привнесенного продукта в порфировидный гранит в парагенезисе с эпидотом в виде жилок.

12g. Кварц наблюдается в виде линз в углистых сланцах.

12h. Кварц наблюдается в составе березитовых и аплитовых жил, расположенных восточнее восточной интрузии.

12i. Кроме этого кварц входит в состав описанных выше горных пород в качестве нормального компонента.

13. Халцедон встречается в виде небольших корок.

14a. Рутил обычно обилен в слюдитах в виде мельчайших зернышек, окаймленных плеохроичными ореолами.

14b. Рутил в виде столбчатых кристаллов встречается в хлорите, входящем в жильный комплекс.

15. Циркон упоминается А. Е. Ферсманом с вопросом; нами встречен не был.

Галоидные соединения

16a. Флюорит в виде линз более или менее значительного объема, допускающих массовую эксплуатацию, встречается лишь на Малышевском прииске. Это крупнозернистый агрегат, сильно трещиноватый, бесцветный, голубоватый, зеленоватый, большей же частью красновато-фиолетовый. Эти образования флюорита находятся в тесной связи с бериллом.

16b. Флюорит встречается также, хотя и в качестве особой редкости, в виде хорошо ограниченных кубо-октаэдров на альбите в полостях пегматитовых жил Первомайского прииска. Здесь он бледно-фиолетового цвета.

16с. Кроме этого флюорит иногда тонко пропитывает слюдит, а изредка и жильные породы типа диоритовых порфиритов.

Карбонаты

17a. Кальцит встречен в виде тонких белых жилок в амфиболите буровыми скважинами на Первомайском прииске.

17b. Кальцит гораздо обильнее развит на Малышевском прииске, где впервые обнаружен в 1931 г. в керне скважины № 4 на глубине 112 м. Длина кальцитового керна была около 1,5 м. Кальцит белый, среднезернистый, мраморовидный, содержит довольно обильную примесь мелких чешуек зеленого хлорита. В 1934 г. и позже на глубине около 40 м кальцит был обнаружен забоями рудника в виде значительных масс весьма крупнозернистой структуры. Несомненно, кальцит связан с жильным процессом.

Шпинелиды

18. Магнетит встречается в виде обильных, совершенно образованных откардров, большей частью мелких, но иногда достигающих размеров 1,5 см в хлоритовых породах.

19. Хромит — в ультраосновных породах, иногда в виде линзочек.¹

20a. Хризоберилл-александрит является одним из драгоценных компонентов месторождения.

Обильный александрит был связан с хлоритовыми оторочками плагиоклазитов на прииске Красном, но встречается и на других приисках

¹ После сдачи этой работы в печать на Малышевском прииске в руднике была вскрыта линза хромита массой около 2 тонн.

в слюдитах. Чаще он образует дипирамидальные или таблитчатые псевдогексагональные тройники совершенной огранки, но бывает и в виде сростков не вполне ограненных тройников, а также и в небольших зернистых скоплениях (хризоберилла).

20b. Александрит встречается, хотя и очень редко, в виде включений отдельными кристалликами в массе флюорита на Малышевском приiske.

Фосфаты

21a. Апатит в виде столбчатых кристаллов бесцветных, желтоватых и зеленоватых, встречается в слюдитах и хлорите. На Черемшанском приiske одна из жил была особенно богата им, но не дала ни одного берилла.

21b. Апатит встречается в полостях пегматитовых жил Первомайского прииска. Здесь он нарастает на гребенчатом альбите в виде очень коротких и широких гексагональных призм с очень скудными и слабо выраженными гранями дипирамид, но с широко развитым зеркальным пинакоидом. Цвет этих кристаллов довольно густой — оливково-зеленый. Размеры их достигают 3 см длины при 2—3 см в поперечнике.

Силикаты

22. Оливин установлен в остатках ультраосновных пород, послуживших материалом для образования серпентинитов и тальковых пород.

23. Фенакит бесцветный, встречается в слюдитах, бледнорозоватый, иногда в виде гнезд, — в тальковом сланце. Форма кристаллов столбчатая: комбинация призмы и двух ромбоэдров. Нередко зернистый агрегат.

24a. Актинолит обычный компонент изумрудоносного комплекса, нередко очень обильно развивающийся. Он связан здесь со слюдой и хлоритом постепенными переходами, но иногда и резко отграничен от них.

24b. Актинолит — обычный, но скудный компонент экзоконтактной зоны в контактах талька с диоритовыми порфиритами. Здесь он встречается в виде примеси к хлориту.

25. Амфиболовый асбест встречается в виде скудных и редких образований в жильном комплексе.

26. Серпентин констатирован в ядрах массивов тальковых пород.

27a. Тальк в виде массивных и рассланцованных пород вмещает месторождения изумрудов.

27b. Тальк серебристо-белый встречался в виде жильных образований в тальке 27a.

28. Хондродит-гумит установлен в оталькованных ультраосновных породах на Первомайском приiske в кернах буровых скважин.

Топаз (по А. Е. Ферсману) встречен в качестве исключительной редкости в слюдите.¹

29a. Гранат темнокрасный, характерный аксессуарный минерал западного гранита и связанных с ним пегматитовых жил.

29b. Гранат в парагенезисе с кальцитом и диопсидом встречен буровыми скважинами в виде жилок в амфиболитах на Первомайском приiske.

29c. Гранат (гессонит?) желтовато-красноватого цвета встречался довольно обильно в жильном комплексе Хитного прииска.

30a. Берилл бесцветный, голубоватый, желтоватый и белый в сплошных массах обилён на Малышевском приiske. В полостях не-

¹ После сдачи этой работы в печать на Малышевском приiske был встречен обильный винно-желтый топаз в парагенезисе с флюоритом и изумрудом в слюдите.

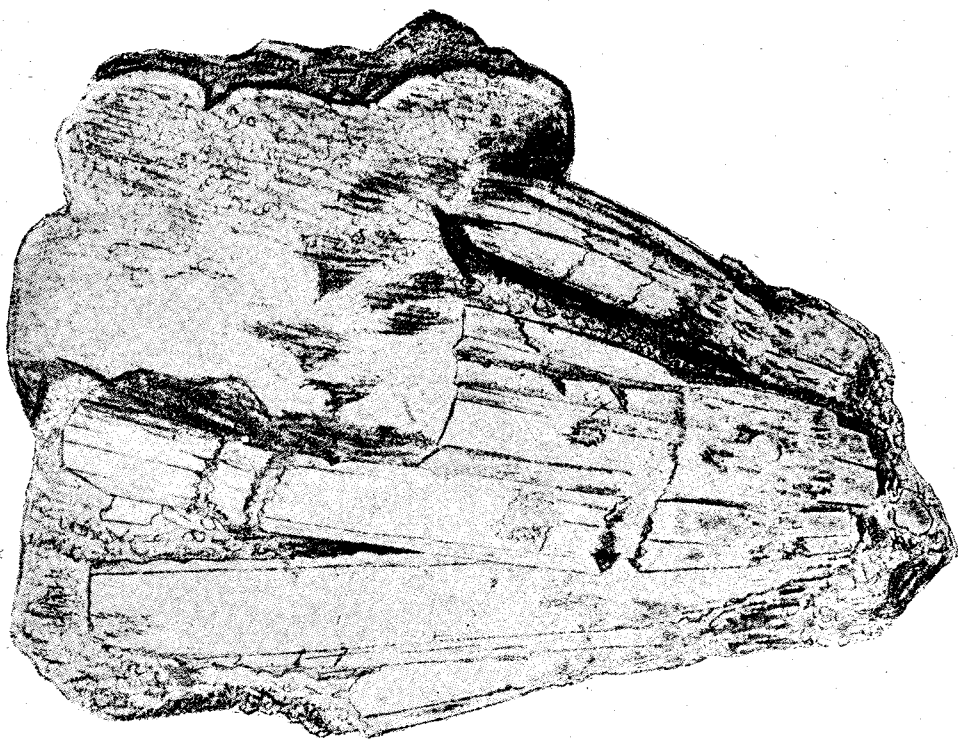


Рис. 19. Изумруды в слюде. Видны изломы кристаллов, их разрывание и залечивание трещин агрегатом слюды. Нат. вел.



Рис. 20. Изумруд. Изломы, изгибы, залечивание и разъедание слюдой кристаллов изумруда. Сосцеобразное заканчивание кристаллов агрегатом слюды. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

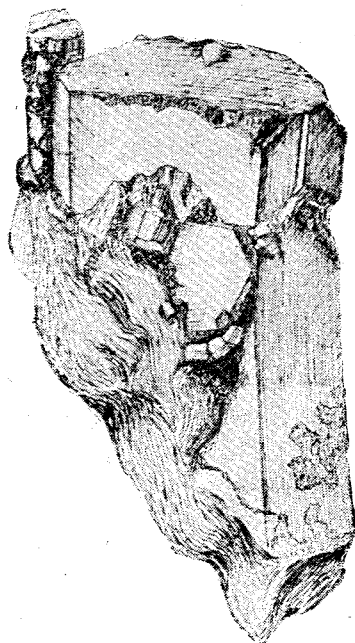


Рис. 21 Тот же штуф. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

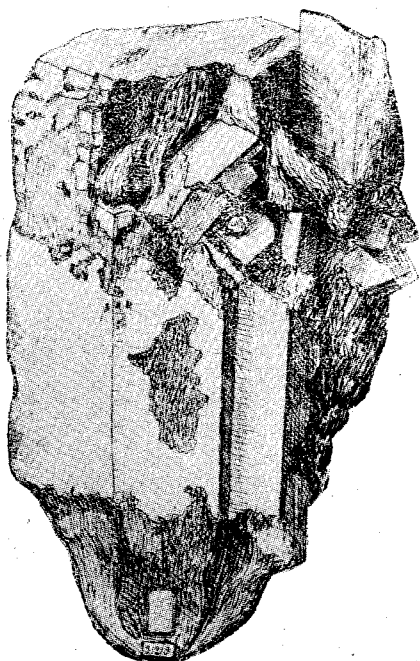


Рис. 22. Тот же штуф. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

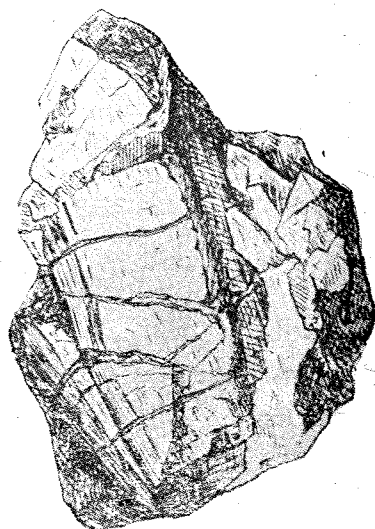


Рис. 23. Изумруд, погруженный в слюду. Трещины залечены серым кварцем. Нат. вел.

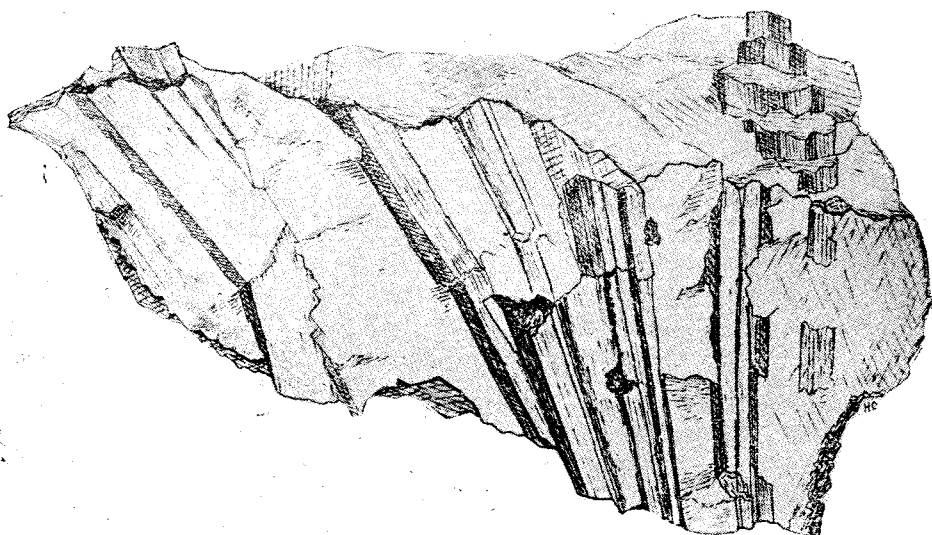


Рис. 24. Изумруд в плагиоклазите. Нат. вел.

редки прекрасно образованные кристаллы, несущие сильные следы разъедания с новообразованием мусковита и хлорита (рис. 17).

30b. Изумруд — зеленый берилл, образуется обычно в хороших гексагональных призмах, но из конечных граней пинакоиды наблюдаются очень редко, дипирамиды же не наблюдались вообще.

Главным образом изумруд находится целиком погруженным в слюдите (рис. 19), причем нередко в виде сростков (рис. 20, 21, 22). Вмещающий изумруды агрегат слюды как бы заканчивает рост его кристаллов, образуя на концах сосцеобразные наросты.

Очень редко изумруды встречаются среди зернистого актинолита, но в хлорите и даже благородном тальке не представляют редкости. Реже изумруды попадают в плагиоклазите (рис. 24); при этом они окрашены бледнее. Еще реже изумруд полностью (рис. 18) или частично (рис. 23) погружен в серый кварц.

Кристаллы изумруда, обычно в той или иной степени трещиноватые, нередко разломаны, причем или растянуты (рис. 19), или, сверх того, изогнуты (рис. 20, 21, 22, 24 и 18).

Трещины в изумрудах „залечиваются“, смотря по тому, в каком минерале погружен кристалл, слюдою (рис. 19, 20, 21, 22), плагиоклазом (рис. 24) или кварцем (рис. 18, 23). Изредка в качестве материала, „залечивающего“ трещины в бериллах, наблюдается пирит.

Как хорошо видно на рисунках, кристаллы изумруда как бы корродированы и частью замещены агрегатом слюды. Внутри кристаллов также весьма обычны включения чешуек слюды и талька, часто весьма обильные.

30с. Берилл бесцветный, голубоватый, мутный, серовато-голубоватый, в виде столбчатых кристаллов наблюдается в кварцевых жилах Малышевского прииска, на площади между Малиновым ключом и Первомайским прииском и между Свердловским прииском и рекой Б. Рефт.

30d. Берилл зеленовато-голубой, по окраске приближающийся к тону амазонского камня, встречен исключительно в плагиоклазитах Малинового ключа и Крупского прииска.

30e. Берилл Кузнецовских копей — темного, синеватого оттенка, переходящий в тон аквамарина — встречается в массе светлодымчатого кварца.

П о л е в ы е ш п а т ы

31. Микроклин входит в состав пегматитовых жил, связанных с западным гранитом.

32a. Плагиоклазы от № 0 до № 33 образуют плагиоклазитовые килы и линзы.

32b. Плагиоклаз № 0 в виде гребенчатого альбита выстилает полости пегматитовых жил, связанных с западным гранитом. Им же частично замещены в этих жилах калиевые полевые шпаты.

33. Эпидот обильный в виде резко удлиненных кристаллов присутствует в жильном кварце Кузнецовских копей. Здесь же (по А. Е. Ферману) он присутствует и в слюдитах.

С л ю д ы

34a. Мусковит присутствует в пегматитовых жилах западного гранита.

34b. Мусковит образует оторочки флюорито-берилловых линз, а также присутствует в массе этого берилла.

35a. Флогопит с кварцем образует зальбанды пегматитовых и агитоклазитовых жил в амфиболитах.

36b. Флогопит слагает подавляюще большую часть слюдитов окаймляющих как линзы плагиоклазитов, так и жилы диоритовых порфиритов, залегающих в тальке.

36. Биотит (?), по А. Е. Ферсману, слагает слюдиты. Однако, все наши анализы, а также анализы, приведенные у А. Е. Ферсмана,¹ указывают на то, что эта слюда является флогопитом.

37. Фуксит встречен в виде вкрапленности в обычном флогопитовом слюдите. Но на Первомайском прииске в 1930 г. он вскрыт забоем в виде сплошного мелкочешуйчатого агрегата. Удалось наблюдать образование последнего в контакте хромита с секущей его жилкой плагиоклазита.

38. Маргарит наблюдается в виде жилок гребенчатой структуры в хлоритовых породах и иногда в виде небольших оторочек на берилло-флюоритовых линзах.

39a. Клинохлор обильно развит в жильном комплексе, представляя крайний член жильного комплекса, постепенно сменяющийся боковой породой — тальком.

39b. Клинохлор занимает то же положение в контактах талька с диоритовыми порфиритами.

40. Десмин очень редок и встречен на северных приисках К. К. Матвеевым. Но на Кузнецовских коях он часто встречается в виде изящных желтоватых розеток на кварце, совместно с эпидотом.

41. Турмалин (шерл) довольно частый минерал. Он встречается в слюдитах, особенно в западной части Черемшанского прииска в виде черных шестигранных призм. Образует радиально-лучистые включения (солнца) в мощных пегматитах Первомайского прииска. Встречался внутри кристаллов берилла на Малышевском прииске. Иногда — зеленовато-бурый, попадает в амфиболитах.

Н и о б о т а н т а л а т ы

42. Колумбит встречается, но очень редко. Мне удалось наблюдать его в качестве более или менее постоянного компонента только в мощной пегматитовой жиле Первомайского прииска, генетически связанной с западным гранитом в виде редких зерен, и однажды в таком же пегматите, пересеченном скважиной № 6 на глубине 39—45 м.

З а к л ю ч е н и е

Резюмируя это, чрезвычайно бегло изложенное, описание фактических наблюдений, можем классифицировать жильные процессы района Изумрудных копей следующим образом:

I—жильные образования, связанные с северо-восточным гранитом. II—с западной гранитной интрузией и III—с сложной восточной интрузией.

К категории I относятся:

а) золотоносные жилы березита и кварца, расположенные к востоку от описанной площади;

б) кварцевые жилы с эпидотом и мусковитом, секущие северо-восточный гранитный массив.

Категория II, довольно разнообразная по минеральному составу, представляет сложный пегматитово-эндогидатогенный комплекс с слабо выраженными явлениями пневмогенного характера.

Для этих жил характерно весьма слабое развитие контактово-метасоматических изменений боковых пород — амфиболитов и тальков. С дру-

¹ А. Е. Ферсман, Драгоценные и цветные камни СССР, т. II, стр. 182—183, 1925.

гой стороны, в самих этих жилах довольно мощно развит процесс замещения К-полешпата альбитом.

Этот комплекс можно расчленить на три стадии на основании довольно резкого минералогического различия жил.

1-я стадия — магматогенная — представлена следующими типами жил.

А. Мощные пегматитовые дайки Первомайского прииска. Это пегматиты гигантоплазматической структуры, сложенные кварцем, К-полешпатом и альбитом. Иногда эти жилы имеют зональное строение: гигантоплазматическая внутренняя часть, в которой наблюдаются шершавые солнца, к бокам сменяется мелкозернистой зоной того же состава с включениями колумбита и далее — аплитовидной зоной. Такие жилы, в изобилии наблюдавшиеся на Первомайском прииске, отличаются сильным развитием в них альбита, часто нацело замещающего калиевый полевой шпат.

В. Жилы менее мощные, сложенные теми же минералами, мелкозернистой пегматоидной структуры с включениями колумбита, в боковых частях переходящие в аплитовидную породу.

С. Аплитовые жилки, изредка встречающиеся без видимой связи с пегматитами.

Жилы этого типа относятся, повидимому, к наиболее высокотемпературным из всех пегматитовых образований, встречающихся в Изумрудных копях. При образовании их большая часть жильной субстанции отложилась в магматогенную стадию. Эти жилы представляют пластообразные тела значительной массы, достигая трех метров мощности. Жилы более позднего происхождения далеко уступают им в этом отношении, варьируя в мощности от единиц до десятков сантиметров. Вместе с тем и форма жильных тел изменяется. Вместо хорошо выдержанных дайкообразных тел наблюдаются неправильные ветвящиеся жилы с часто изменяющейся мощностью.

После отложения значительных масс кварца и полевого шпата в оставшемся растворе увеличилось относительное содержание минерализаторов: Р и F, играющих в общем незначительную роль, главным образом воды, а также и Be, и процесс вступает в следующую „надкритическую“ стадию.

Довольно резкое изменение минералогического состава в образованиях второй стадии, возможно, указывает на наличие перерыва в ходе процесса.

Наиболее существенную роль в этой стадии процесса играет, повидимому, вода. Температура раствора еще выше критической точки воды, что препятствует образованию минералов, содержащих воду. Эта надкритическая стадия характеризуется отсутствием кварца и К-полешпата и обильным отложением альбита, что приводит к образованию жил типа D и E.

D. Жилы среднезернистой пегматоидной структуры с сильно выраженным процессом альбитизации К-полешпата. Последний вначале образуется в виде тонкозернистого, затем в виде чешуйчатого агрегата, замещающая микроклин весьма энергично, и нередко вытесняет его полностью. Здесь обычны миаролитические полости, покрытые друзами альбита с апатитом (21b) и очень редким флюоритом (16b).

E. Гранатсодержащие плагиоклазиты являются также частными производными этого процесса. Эти жилы — типа Малинового ключа — представляют белый среднезернистый агрегат альбита, окаймленный экзоконтактно измененными зонами боковых пород.

В огромном большинстве эти жилы не содержат берилла, но на Малиновом ключе в плагиоклазите было найдено немного бериллов своеобразной окраски (30d). Присутствие фтора проявляется здесь в образовании оторочек фторосодержащего флогопита около плагиоклазитов.

С переходом через критическую точку воды характер жильного процесса резко изменяется, принимая типичные эндогидатогенные черты. В образованиях этой — третьей — стадии исключительную роль играет кварц и значительно участие минералов, содержащих воду, которыми являются эпидот и десмин. Здесь же выделяется и главная масса берилла, количество которого в общем очень невелико. К эндогидатогенной фазе относятся жилы типа F и G.

Ф. Жилы Кузнецких копей. Они представляют линзообразные скопления светлодымчатого кварца с обильными включениями эпидота, довольно частым десмином и темным синеватым, приближающимся по окраске к аквамарину, бериллом (30е). Наблюдаются скудные и редкие скопления флюорита.

Г. Кварцевые жилы с бериллом. Это жильные скопления светло-серого кварца с незначительными включениями голубовато-серых мутных кристаллов берилла (30с). Такие жилы встречались с юго-запада от Малышевского прииска, обильны между Малиновым ключом и Первомайским прииском, попадают на Первомайском и Крупском приисках, а также между Свердловским прииском и рекой Б. Рефт.

Развитие жильного процесса, связанного с западным гранитом, изображено на диаграмме I.

Д И А Г Р А М М А I

жильного процесса, связанного с западной гранитной интрузией

Стадии	Магматогенная			Надкритическая		Эндогидатогенная	
Породы и тип жил	Аплит	Мелкозернистый пегматит	Гигантоплазматич. пегматит	Альбитовый	Малинового ключа	Кузнецовские копи	Кварцево-берилловые жилы
Минералы							
Кварц						12f	12b
К-полешпат	31	31	31				
Плагиоклаз кислый							
Альбит				32b	32a		
Мусковит							
Альмандин	29a						
Колумбит		42					
Турмалин			41				
Берилл					30d	30e	30c
Апатит				21b			
Флюорит				16b			
Эпидот						33	
Десмин						40	

Таким образом, жильная фация этой интрузии представлена типичным пегматитовым процессом, так называемой чистой линией, с довольно сильно развитой конечной эндогидатогенной стадией. Особенностью этого процесса является бедность жильного расплава летучими компонентами. Этим объясняется весьма малый эффект метасоматического воздействия жильной инъекции пегматитов на вмещающие амфиболиты и тальковые сланцы.

Другой причиной этого факта является, повидимому, сравнительно низкая температура расплава. Указанием на это служат следующие обстоятельства. В изумрудоносных жилах главная масса берилла (изумруда) находится в слюдитах и лишь незначительная часть их погружена в плагиоклазит, в то время как в жилах разбираемого комплекса берилл никогда не наблюдался в экзоконтактовых зонах, а всегда в плагиоклазитах или кварце. Даже фтористые соединения бериллия не отличаются особенной летучестью, и для передвижения его в экзоконтактовую зону (слюдит) необходима, повидимому, довольно высокая температура. Отсутствие таковой приводит к выпадению берилла внутри кварцевых и альбититовых тел. Считая температуру анхизвектической магматической фазы рассматриваемого жильного комплекса 600° — за один предел и критическую точку воды около 400° — за другой, находим температуру образования бериллов в альбите Малинового ключа $400-600^{\circ}$; вероятно она близка к 500° , что совпадает с температурой образования альбита, включающего бериллы, определяемой Бауром¹ и Кенигсбергером² как минимум — 450° .

Но в эту стадию процесса выкристаллизовывается лишь весьма незначительная часть берилла (количество которого в этом процессе и вообще — весьма невелико), остальная же масса его кристаллизуется позже — в кварцевых жилах типа Кузнецовских копей и, главным образом, — в кварцево-берилловых жилах при температурах гораздо более низких.

Жилы типа Кузнецких копей, судя по наличию эпидота и десмина, образовались при более низкой температуре, чем альбититы Малинового ключа. Опытным путем Баур и Кенигсбергер определяют температурный интервал устойчивости десминоподобного цеолита $250-300^{\circ}$, причем при низших температурах цеолиты образуются в отсутствие CO_2 . В разбираемом процессе последняя отсутствовала, следовательно наиболее вероятной температурой образования жил типа Кузнецовских копей, является температура $250-300^{\circ}$.

Еще более низкотемпературными образованиями являются кварцево-берилловые жилы. Минералов, позволяющих хотя бы догадываться о температуре этих образований, не наблюдалось, но в пользу высказанного положения говорит полное отсутствие изменений минералов пород, вмещающих кварцево-берилловые жилы: талька, амфибола, полешпатов. Повидимому, температуру этого процесса можно определить интервалом $200-100^{\circ}$.

Таким образом, эндогидатогенный характер берилловых образований в рассмотренном процессе проявляется с вполне достаточной определенностью, причем температурный интервал образования берилла определяется $100-500^{\circ}$.

Категория III процессов, связанных с восточной интрузией, сложнее и разнообразнее.

Магматогенная стадия здесь представлена меланократовым и мезократовым диоритовыми порфиритами и аплитами. Развитие этих пород весьма значительно, причем количественно резко преобладает мезократовый диоритовый порфирит.

¹ E. Baur, Z. anorg. Chem. 1911, 72; Z. f. Electrochem. 1911, S. 739.

² J. Müller u. J. Koenigsberger, Z. anorg. Chem., 1918, B. 104.

Затем следует стадия пневмато-эндогидатогенная. В эту стадию произошло отложение значительных масс флюорита и берилла. Уже один объем этих линз в сотни тонн, при совершенно ничтожном количестве сопровождающего их полевого шпата, противоречит представлению об их образовании путем выноса минерального материала пегматитовым расплавом.

Крупные размеры зерен берилла и флюорита в зернистом агрегате — не меньше 3 см, обычно же значительно крупнее, наличие полостей, покрытых друзами берилла, в которых кристаллы прекрасно образованы (рис. 17) и достигают десятков килограмм весом, говорят за то, что кристаллизация здесь происходила в условиях длительного и спокойного процесса. Наличие в массах берилла включений молибденита и самородного висмута (2 и 3б) указывает на переходный между пневматогенным и эндогидатогенным характер процесса. Чрезвычайно существенную роль при этом играл фтор, присутствовавший в весьма значительном количестве. Следует отметить, что циркуляция его продолжалась и после образования берилло-флюоритовых жил, что отчетливо наблюдается на кристаллах берилла (рис. 17), где коррозия проникает в тело кристалла на глубину более 1 см и может быть объяснена только действием фтористых соединений.

Наличие маргарита и особенно довольно значительных скоплений мусковита, окаймляющих флюорит и берилл, указывает на пневматогенный характер процесса в его начальной стадии.

Развитие этого процесса изображено на диаграмме II. Магматогенная фаза этого процесса резко выделяется в виде жил аплитов и диоритовых порфириров. Кварцево-полевошпатовых жил пегматитового характера, которыми, вследствие близкого соседства с западным гранитом, так богат Первомайский прииск, на Малышевском прииске не наблюдалось за весь 100-летний период его разработки. Вследствие большой удаленности Малышевского прииска от западного гранита, пегматитовая инъекция не достигла этого участка, и деятельность западной интрузии проявилась здесь лишь образованием низкотемпературных кварцево-берилловых жил, процесс образования которых, вероятно, имел длительный характер. Расстояние и толщина пород, отделяющая Малышевский прииск от этого гранита, оказались преодолимыми не для кратковременной, хотя может быть и бурной, инъекции пегматитового расплава, а для спокойного и длительного тока более холодных водных растворов, связанных своим происхождением с этой же самой инъекцией.

С другой стороны, линзы берилла и флюорита сколько-нибудь значительных размеров развиты только на Малышевском прииске.

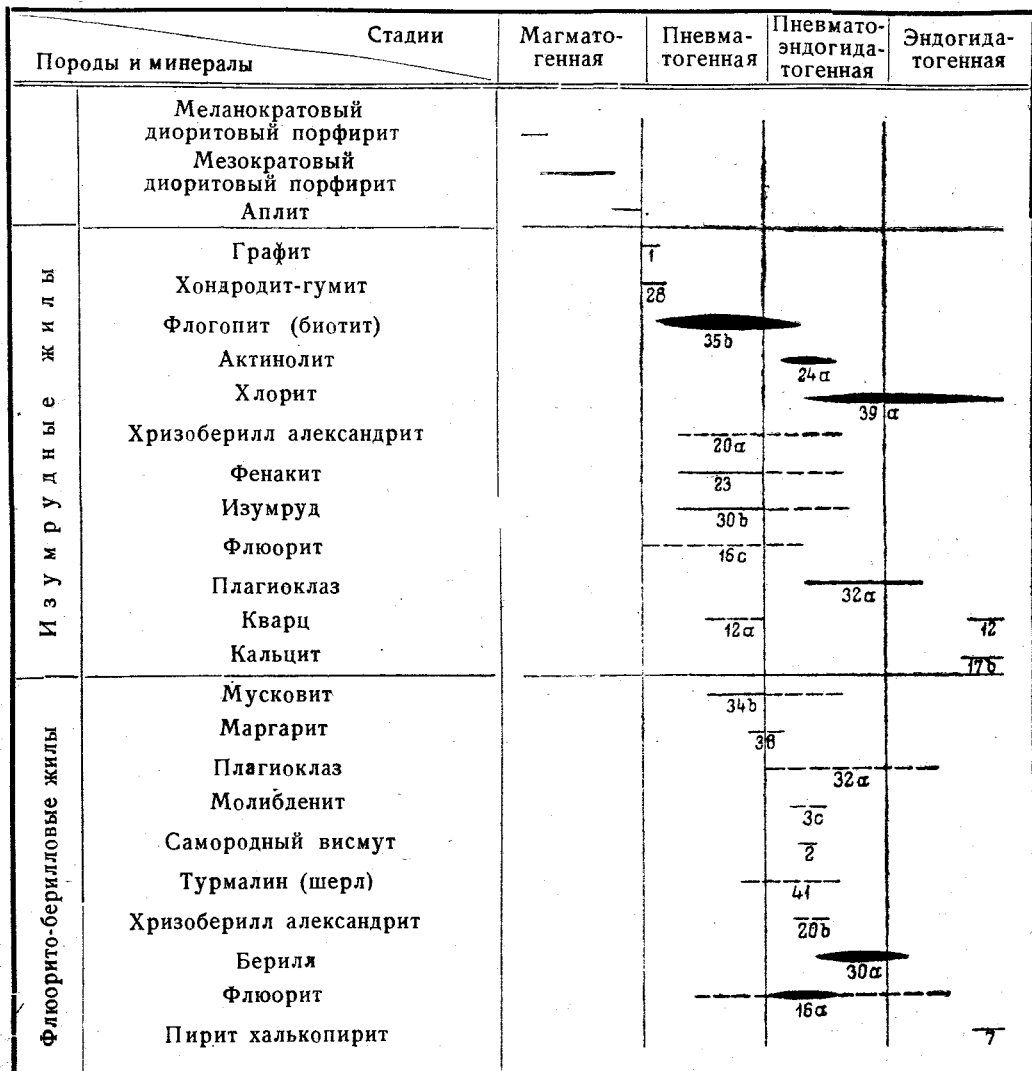
Поэтому, если диаграмма I в значительной части отвечает Первомайскому прииску с включением Малинового ключа и Кузнецовских копей, то в диаграмме II отображен целиком Малышевский прииск.

В геолого-топографическом отношении последний представляет оконечность так называемой восточной интрузии. Беглого взгляда на геологическую карту достаточно, чтобы удостовериться в том, что Малышевский прииск является той точкой, по направлению к которой (с юго-востока) было устремлено все движение магматической субстанции, образовавшей восточную интрузию. Достижением этого пункта закончилось продвижение интрузии. Несомненно, что по этому же пути следовали также и последующие выделения, давшие начало жильным образованиям. Растерявшись в небольшой части на приисках, расположенных южнее, главная масса их скопилась на Малышевском прииске как в конечной точке движения, чем и обуславливается наличие здесь жил берилла и флюорита исключительной для этого месторождения мощности. Типичное строение и состав изумрудных и берилловых жил описаны выше.

Так как флюорито-берилловые изумрудоносные жилы резко различаются морфологически и минералогически, условия образования их

Д И А Г Р А М М А II

жильных процессов, связанных с восточной интрузией



удобнее рассматривать отдельно. Рассмотрим сначала изумрудные жилы.

Данных для определения температуры процесса образования изумрудных жил недостаточно, поэтому высказываемые ниже положения имеют предположительный характер.

Выше указано, что главная масса изумрудов встречается в слюдах. Слюда плотно обрастает кристаллы изумруда, образует сосцеобразные наросты на концах его кристаллов (рис. 20, 21, 22), а также обильно включена в последних. Таким образом устанавливается сингенетичность слюды и изумруда. Кроме этого изумруд включается в плагиоклазитовых линзах в виде идиоморфных кристаллов, а также не представляет редкости в хлорите и даже тальке, взаимоотношение с которыми совершенно аналогично взаимоотношениям со слюдой. Изумруд встречается также во всевозможных переходных породах жильного комплекса: слю-

дяно-актинолитовой, слюдяно-хлоритовой, слюдяно-актинолито-хлоритовой и т. д. Реже всего изумруд ассоциируется с актинолитом, но эти минералы отнюдь не являются взаимно исключаящими.

Таким образом, устанавливается образование изумруда на довольно большом температурном интервале, причем совершенно отчетливо устанавливаются наиболее благоприятные условия его образования, отвечающие образованию слюдяных оторочек плагиоклазитов (слюдитов).

Все без исключения (довольно многочисленные) анализы слюдитов, выполненные по нашим материалам химической лабораторией ЦНИГРИ, показали, что они слагаются флогопитом.

Условия образования флогопита и альбита в пневматогенном процессе определяются Кюницем¹ температурой 400°

С другой стороны, если принять температуру образования альбита попрежнему около 500°, то высшая температура образования изумрудов в нашем месторождении определится 500°.

Минимальная температура образования изумруда определяется полем устойчивости сингенетичного с ним талька, для которого А. Е. Ферсманом указывается температура 200°. Таким образом, термические условия образования изумруда определяются интервалом температур 500—200°, при оптимальной температуре около 400°.

Эти цифры несколько ниже даваемых А. Е. Ферсманом.² При определении температуры процесса А. Е. Ферсман исходит из основного положения—инъекции остаточного гранитного расплава в ультраосновную породу при температуре около 800—600°. К этой температуре он приурочивает образование „десилицированного пегматита“, т. е. плагиоклазита. Образование „биотитовой“ зоны он приурочивает к температуре 600°. За ней следует актинолитовая и хлоритовая с $t=500^\circ$ и далее тальковая с $t=200^\circ$. Таким образом определяется температурный интервал образования изумруда 800—500°. Оптимальной для изумруда А. Е. Ферсман считает середину биотитовой зоны с 600—500°. Размеры настоящей статьи не позволяют вдаваться в детальный разбор этого положения, однако, следующие обстоятельства представляются весьма существенными.

Морфология жильных комплексов и слагающих их зон, неувязки и натяжки при попытке представить количественную сторону явления:³ резкое несоответствие масс „десилицированного пегматита“ (плагиоклазита) и „reaction times“, категорическое отсутствие в изумрудном комплексе зоны „окварцованного талька с линзами кварца“, необходимого для сведения баланса десиликации; обилие фтора, участвовавшего в образовании месторождения (линзы флюорита), придающего процессу характер, сильно отличный от нормального пегматита и, наконец, самая сложность механизма десиликации—все говорит против применения теории десиликации для объяснения образования нашего месторождения. Все эти неувязки и натяжки немедленно исчезают как только мы заменим сложный процесс десиликации пегматита пневмато-эндогидатогенным, метасоматическим процессом.

Образование изумрудоносных жил относится, повидимому, к наиболее ранней фазе процесса, когда преобладают явления пневматогенного характера, но и в следующей стадии—пневмато-эндогидатогенной—изумруды также образуются, но, повидимому, в несколько меньшем количестве.

В объяснение этого положения можно привести следующие соображения. Даже фтористые соединения бериллия не обладают особен-

¹ W. Kunitz, *Chemie d. Erde*, IV, 1929, S. 208—251.

² А. Е. Ферсман, *Пегматиты* т. I, стр. 528, 1931.

³ *Ibid.*, 526,

ной летучестью. Поэтому лишь малые количества его были эксгалированы в пневматогенную фазу. В эту фазу происходила энергичная переработка минералов, слагающих боковые породы, в том числе хромита. Количество хрома, поступавшее при этом, оказывалось достаточным для окраски малых количеств берилла в зеленый цвет. В результате образовался изумруд.

Следующая фаза—пневмато-эндогидатогенная—характеризуется температурой ниже или около критической точки воды. В середине этой фазы начался мощный приток бериллия и фтора, вероятно в виде фтористых соединений бериллия и некоторых других элементов: щелочей и глинозема. Это сразу освобождает нас от исходной температуры в 800° и дает возможность понять связь изумрудных жил с флюорито-берилловыми.

На возможность и вероятность метасоматического характера рассматриваемого процесса указывает образование на всех приисках аналогичных зон слюды, актинолита и хлорита при изменении талька в контакте с жилами диоритовых порфиров, т. е. в процессе заведомо контактово-метасоматического характера.

С другой стороны, при определении оптимальной температуры образования изумрудов А. Е. Ферсманом вкралась, повидимому, ошибка. При анализе этого явления он говорит:¹

„ . . . для выпадения берилла пространственно намечалось самое выгодное место в середине биотитовой зоны, где должны были господствовать температуры, оптимальные для его кристаллизации—500—600°. Несколько выше образование биотитовых зон сравнивается с образованием „лейст биотита“ в нормальных пегматитовых жилах, чем характеризуются фазы В и С по номенклатуре А. Е. Ферсмана, т. е. 700—800°. Оставляя до другого случая разбор генезиса этих лейст, заметим, что они относятся к биотиту или даже к лепидолокану.

Далее² „ . . . 4) в мигматических пегматитах³ мы наблюдаем типичные биотиты с содержанием Mg, (ОН) и Li.“ В шести анализах слюдитов, приводимых А. Е. Ферсманом,⁴ содержание с слюдах:

Fe ₂ O ₃	колеблется в пределах	1,34—2,17%
Al ₂ O ₃	„ „ „	12,17—16,94%
FeO	„ „ „	7,24—7,82%
MgO	„ „ „	18,22—21,64%

На основании этих цифр слюды должны быть отнесены к флогопитам, с чем совпадают все без исключения, довольно многочисленные анализы лаборатории ЦНИГРИ над соответствующим нашим материалом. Уже по одному этому нельзя условия образования слюдитов приравнять к условиям образования выше указанных лейст. Что же касается флогопитов, то А. Е. Ферсман говорит:⁵ „ . . . что они образуются в более холодных контактах с карбонатными породами“. Таким образом, наше представление о температурах образования изумрудов оказывается в соответствии с фактическим материалом и положением „5“ А. Е. Ферсмана.

Берилловые и флюорито-берилловые жилы являются более низкотемпературным продолжением описанного процесса, хотя различие температур, возможно, не особенно велико.

Зальбанды берилловых жил обычно образованы мусковитом. Мусковит содержится в виде довольно обильных включений также и в са-

¹ А. Е. Ферсман, Пегматиты, 321.

² Ibid., 321.

³ Наиболее типичными предствителями которых А. Е. Ферсман считает изумрудные жилы.

⁴ Драгоценные и цветные камни СССР, т. II, стр. 182—183, 1925.

⁵ Пегматиты, т. I, стр. 321, 1931.

мих берилловых линзах. Метасоматическое изменение тальковых пород происходит гораздо менее энергично, и зоны флогопит-хлорит около берилловых линз, если и не отсутствуют совершенно, то во всяком случае выражены весьма слабо. Вследствие этого и количество хрома, вовлекаемого в процесс, весьма сильно падает, а так как он распределяется в большой массе берилла, то и дает ничтожный эффект окраски; но даже и это наблюдается редко, обычно же берилл или белый или кремово-желтого оттенка.

Таким образом, фаза флюорито-берилловых жил характеризуется усилением гидатогенного характера процесса и в конце, повидимому, представляет чисто эндогидатогенный процесс с температурой едва ли выше 200°.

Рассчитывая вернуться к поставленным здесь вопросам для более детального их разбора, я ожидаю критики выдвинутых положений.

Summary

These emerald mines are situated on the Eastern slope of the Urals, 70 kilometers NNE of Sverdlovsk town.

The deposit is a complex of metamorphic rocks enclosed by three intrusions, viz.—on the E, by an intrusion of porphyritic granite, on the W, by one of granite, on the E, by the so-called „Eastern“ intrusion—complex and strongly differentiated.

The metamorphic complex presents a thick layer of amphibolites and plagi amphibolites, wherein are included lens-like talcous rocks. In the nuclei of the latter are often to be found remnants of serpentinites and sometimes of peridotites and dunites. In these lenses, through injection of diverse vein substrata, have been formed deposits of emeralds, beryl, and fluorite.

Porphyritic granite (fig. 1) and granite (fig. 2) are in the main similar rocks. They are made up of quartz, feldspar, and plagioclase, with an insignificant admixture of micas (p. 198).

This comparison clearly shows that these two rocks having a great general resemblance greatly differ in details. Therefore it is impossible, to my opinion, to unite them into one integral whole neither from the point of view of their composition nor from the conditions and time of their formation.

On the contrary one must recognize that these two rocks are different in all respects.

The Eastern Intrusion

The investigators of the Emerald Deposit were till now entirely unanimous with respect to the petrographic characteristics of this massif. All of them without exception considered the Eastern massif as a body and took uniform in the petrographical sense. Diorite was believed to be its principal constituent. This error depended on absence of denudations and insufficient prospecting. Our prospecting has shown that this conception does not agree with the real state of things. The Eastern massif is made up of a series of rocks which form a complex of the following composition: gabbro-diorite, diorite, quartz-diorite, granodiorite, porphyritic granite.

The vein facies of this massif is represented by dioritic porphyrites and aplites.

The south-eastern part of the Eastern massif is the most basic chemically. The rock here is melanocratic and consisting of hornblende and plagioclase, № 40—45. Remnants of pyroxene are very seldom to be found. The texture of the rock is chiefly, ophitic, and rarely gabbroic (fig. 3).

This rock is characterized by gabbrodiorite. The latter resembles very much the corresponding rock from the Bagenov asbest deposit, described by P. M. Tatarinov.

Comparative Table of the Properties of Granite and Porphyritic Granite

	Granite	Porphyritic granite
Macroscopically		
Colour	White colours predominate Pale yellow is rare	White colours are absent Yellow and reddish are common
Size of grains	Medium	Over medium and large
General aspect	Epigranular, with slight tendency toward porphyritic character	Almost always porphyritic
Under the microscope		
Mineral composition	On the whole alike in both rocks	
Quartz	Alike in both rocks. Is present as a usual constituent in the shape of micropegmatitic and microgranulitic ingrowths in feldspars	
Granophyre	Very frequent	Very rare
Orthoclase	Occurs	Does not occur
Orthoclase-like variety	Occurs very often	Does not occur
Microcline	Does not predominate	Predominates
Calcosodic feldspars	Nearly alike in both rocks.	
	In subordinate and inconstant quantities; sometimes absent	
	Composition varied	Composition varied
	Plagioclases vary:	Plagioclases vary:
	№ 7, 18, 22, 24, 25	№ 8, 9, 10, 14, 15, 16
	Rather basic in the main	Somewhat more acidic
Micas	Comparatively frequent	Rare
Apatite	Alike in both rocks	
Magnetite	Alike in both rocks	
Garnet	Always present	Totally absent
Texture		
Granitic	Widespread	Spread very feebly
Porphyritic	Feebly spread	Spread almost exceptionally
Granophyric	Widespread	Occurs very rarely
Cataclastic phenomena	Developed below medium	Strongly developed
		The rock rather strongly influenced by metamorphism
General aspect	Recent rock (cenozoic type)	Rather paleogene
Postmagmatic phenomena	Intensely developed pegmatitic process	Endohydaticogenic process shown by quartzepidote veinlets and zones in the rock itself and by formation of beresite veins connected with gold deposits.

Advancing to the N the gabbrodiorite is soon enough replaced by a more acidic facies of the type of normal diorites. As compared with the former rock, the amphibole content here is sometimes even higher, but the basicity of plagioclases drops to № 33. Rarely there are found grains of biotite and quartz. The texture is hypidiomorpho-granular.

Only the middle axial part of the massif is made up of diorite. In places its goes narrowing, in places it widens, occupying on the average about half the width of the massif (in the direction of latitude); along the axis of the massif diorite has been discovered in the form of islets over its whole extent up to the northern end in the region of the Malyshev mine.

Towards the E and N of the axial part of the massif, the rock is replaced by a more acidic variety of the quartz-diorite type. As a dark-coloured

component there is present now hornblends, now biotite, now both minerals at the same time.

The composition of the plagioclases varies within the limits of № 30—40, and always there is quartz in small quantities. The texture is hypidiomorpho-granular.

Farther toward the periphery of the massif are situated still more acidic varieties of the granodiorite type. This rock is situated in the extreme marginal parts of the massif and is found not over its whole length but in the form of a fringe interrupted in places. The granodiorite reaches its highest development in the region continuous to the First May Mine. The principal components of these varieties are plagioclases № 20—30; in small quantities there are present K-Na-feldspar-orthoclase or microcline and dark-coloured biotite or hornblende. Constantly and in considerable quantities there is quartz.

The texture of this rock is varied; sometimes it was hypidiomorpho-granular, but for the most part the rock has a porphyritic texture, phenocrysts are chiefly represented by plagioclases.

Lastly, on the periphery of the Eastern massif have been discovered normal granites in the shape of a broken fringe and also in the form of small spots connected with granodiorite.

Dark-coloured components, chiefly biotite, are present in them in insignificant quantities, the principal components of the rock being quartz, orthoclase or microcline, singly or jointly, and acidic plagioclases № 4, 8, 9, 16, 17.

There often predominates K-Na-feldspar, but sometimes it yields to plagioclase. The texture of the granites is usually hypidiomorpho-granular, but porphyritic varieties with phenocrysts of K-Na-feldspars are not rare.

All the above mentioned rocks which constitute the Eastern massif, so far as show by the prospecting performed here in an almost entire absence of denudations, seem to be connected with one another by gradual spatial and qualitative changes. Parallely with the typical rocks there are many representatives of intermediate mixed character possessing, in a higher or lower degree, the properties of both typical rocks, between which a given specimen may be placed as a connecting link.

This circumstance leads to the conclusion that the whole complex of varied rocks of the Eastern massive arose as a result of the differentiation of a unique magmatic basin and that the differentiation process of this intrusion took place under very favourable circumstances.

The vein facies of this intrusion appears in the development of abundant dioritic porphyrites which show themselves very distinctly at the Malyshev mine; it appears also in the large veins of aplite, situated within the limit of the north-eastern suite of metamorphic rocks.

The investigation into the character of the porphyrite veins which an apophyses from the „Eastern“ intrusion have determined the geological rôle of the latter. Formerly, these veins, and the „dioritic“ massif as well, were believed to be the oldest formations which acted a passive rôle during the origination of deposits. Yet the character of the contacts of porphyrites with talcous rocks (fig. 11) asserts the contrary. In these contacts the exocontactual changes of the talc are indubitable and show themselves in its being replaced by phlogopite and clinocllore.

Thus the younger age of the „Eastern“ intrusion with respect to the metamorphic complex is established and also the possibility of its active participation in the formation of an emerald deposit.

Characteristics of the vein processes of the region

Summarizing the description of actual observations, it becomes possible to classify the vein processes of the region of the Emerald Mines as follows:

- (1) Vein formations connected with Nordestern granite.

(2) Those connected with the Western granitic intrusion.

(3) Those connected with the Eastern complex intrusion.

To the 1st category belong:

(a) the auriferous veins of beresite and quartz situated on the E of our area,

(b) the quartz veins with epidote and muscovite intersecting the E granite massif.

The 2nd category, sufficiently varied in mineral composition, presents a complicated pegmatite-endohydrothermal complex with feebly shown phenomena of pneumatogenic character. These veins are characterized by a very feeble development of contact-metasomatic changes in the side-rocks—amphibolites and talcs. On the other hand, in those very veins, is strongly developed the process of replacing of K-feldspar by albite.

This complex can be divided into three stages according to the marked mineralogical dissimilarity of the veins.

The 1st stage, magmatogenic, is represented by the following vein types:

(a) the large pegmatite dykes of the First May Mine. These pegmatites are of gigantoplasmatic texture and made up of quartz, K-feldspar, and albite. Sometimes these veins have a zonal structure: the gigantoplasmatic inner part, in which are found schorl suns, are replaced towards the sides by a fine-grained zone of the same composition with inclusions of columbite, and farther by an haplitic zone. Such veins abundantly intersected by boreholes at the First May Mine, are characterized by a strong development of albite which often wholly replaces K-feldspar in them.

(b) Lesser veins made up of the same minerals of fine-grained pegmatitic texture with columbite inclusions and passing into a haplitic rock in the sides.

(c) Haplite veinlets which are rarely found without a visible connection with pegmatites.

The veins of this type seem to belong to the upmost high-temperature pegmatitic formations met with in the Emerald mines.

Into the magmatic stage was deposited the overwhelmingly greatest part of the vein substance. The veins described are bedded bodies of considerable mass, reaching three or more meters in thickness. Veins of later origin are by far inferior to them in this respect, varying from units to some tens of centimeters in thickness. The shape of the vein bodies changes at the same time. Instead of well outlined dyke-like bodies there appear irregular branching veins with frequently changing thickness.

After the deposition of considerable masses of quartz and feldspar, the relative content of mineralizers, P and F, which in general play and insignificant rôle, increased, as also most of all did increase the content of water and that of Be, and the process entered the following, epicritical stage.

A marked change in mineralogical composition in this stage possibly indicates the presence of a break in the course of the process.

Water seems to play the most essential rôle in this stage of the process.

The temperature of the solution is still higher than the critical point of the water, which fact is an obstacle to the formation of minerals containing water. This epicritical phase is characterized by the absence of quartz and K-feldspar and by an abundant deposition of albite, which leads to the formation of veins of types d and e.

The d — veins have a middle-grained pegmatoid texture with strongly marked process of metasomatic replacement of K-feldspar by albite. The latter forms at first in the shape of a fine-grained and then scaly aggregate, replacing microcline on the periphery of the grains and in crotches, and often

dislodging it totally. Here usually occurmiarolitic cavities lined with druses of comb-like albite (fig. 9), with apatite (21b, fig. 10) and with very rare fluorite (16b).

e — Garnet-bearing plagioclases are also partial derivatives of this process.

These veins — type Malinovy Kluch — represent a white middlegrained aggregate of albite, fringed with exocontactually altered zones of side-rocks.

In a vast majority of these veins there is no beryl, but at Malinovy Kluch, in plagioclase, were found some beryls of a peculiar coloration (30d). The presence of fluorine is indicated by the formation of fringes made up of F-containing phlogopite around plagioclases (fig. 15).

After passing the critical point of water the character of the vein process markedly changes, assuming typical endohydatic features. In the formations of this phase quartz plays an exceptional rôle; the participation of water-bearing minerals — epidote and desmine — is considerable. Here also is separated the main mass of beryl, but in suns its quantity is very small.

To the hydatic stage belong veins of f and g types.

f — These are veins of the Kuznetsov mines. They present agglomerations of light-smoky quartz with abundant inclusions of epidote, with frequent desmine and dark-blue beryl approximating to aquamarine in colour (30e). There are found scanty and rare remnants of fluorite.

g — Quartz veins with beryl. These are vein agglomerations of light-gray quartz, with insignificant inclusions of blueish-gray turbid beryl-crystals (30c). Such veins were met with on the SW of the Malyshev mine; they are numerous between the Malinovy Kluch and First May Mines, are also found at the First May and Krupsky Mines, and between the Sverdlovsk Mine and the B. Reft River.

The development of the vein process is shown on diagram I.

Thus the vein facies of this intrusion is represented by a typical pegmatic process of the so-called pure line by a strongly developed final endohydatic phase. The peculiarity of this process is the poverty of the vein melt in volatile components. This explains the very feeble effect of the metasomatic influence of the vein pegmatite injection on the including amphibolites and talcous schists.

The other cause of this fact seems to be the comparatively low temperature of the solution. This is indicated by the following circumstances. In the emerald-bearing veins the main mass of beryl (emerald) is contained in phlogopite-trimming and only an insignificant part of it is sunk into plagioclases, whereas in the veins of the discussed complex beryl has never been found in exocontactual zones, but always was found in plagioclases or quartz. Even the fluorine compounds of beryllium possess no particular volatility, and to force beryllium into the exocontactual zone a very high temperature seems to be necessary. The absence of such results into separation of beryl within quartzous and albitic bodies. Assuming the temperature of the anchitectic magmatic stage of the discussed vein complex to be as high as 600° C. for a limit, and the critical point of the water about 400° C. for the other limit we shall find the temperature of formation of beryls in the albitite of Malinovy Kluch between 400–600°; it is probably near to 500° C. This coincides with the formation temperature of albite (including beryls), which is determined by E. Baur¹ and J. Koenigsberger² as 450° C.

But in this stage of the process crystallizes only a very insignificant part of beryllium (whose quantity in this process is in general very small), and the remaining mass of it crystallizes later on in the quartz veins of the

¹ E. Baur, Z. anorg. Chem., 1911, 72, Z. f. Electrochem., 1911, S. 739.

² J. Müller u. J. Koenigsberger, Z. anorg. Chem., 1911, Bd. 104.

Kuznetsov Mines type and chiefly in quartz beryl veins at temperatures below 400° C.

Veins of the Kuznetsov Mines type, as indicated by the presence of epidote and desmine, must have formed at a lower temperature.

In their experiments E. Baur and J. Koenigsberger determined the temperature interval of stability of desmine-like ceolite as 250—300°, ceolites forming in lower temperatures in the absence of CO₂. In the discussed process CO₂ was absent, and consequently the most probable formation temperature for veins of the Kuznetsov Mines type is the temperature of 250—300° C.

Quartz-beryl veins must have still lower formation temperatures. Minerals permitting to guess the temperature if these formations have not been found, but in favour of the above supposition speaks the total absence of changes in the minerals of the rocks including quartz-beryl veins, viz. talc, amphibole, feldspars.

Evidently, the temperature of this process may be determined as lying in the interval 200—100° C.

Thus the endohydatogenic character of beryl formations in the discussed process shows itself with quite sufficient precision and the formation temperature interval for beryl is determined as 100—150° C.

The 3^d category of vein processes connected with the Eastern intrusion is more complex and varied.

The magmatogenic stage here is represented by melanocratic (fig. 8), and mesocratic (fig. 7) dioritic porphyrites and hoplites. The development of these rock is considerable, mesocratic dioritic porphyrite predominating quantitatively.

Then comes the pneumato-endohydatogenic stage. During this stage the deposition of considerable masses of fluorite and beryl (fig. 16) took place. The very volume of these lenses weighing hundreds of tons and the quite negligible quantity of accompanying feldspar contradict the assumption that they might have been formed by the pegmatite melt carrying up the mineral material.

The large size of the beryl and fluorite grains,—in the granular aggregate not less than 3 cm, but usually much larger,—the presence of cavities covered with beryl druses, in which the crystals are beautifully built up (fig. 7) and attain tens of kilograms in weight, prove that crystallization proceeded here under the conditions of a long and quiet process. The presence of inclusion of molybdenite and native bismuth (2 and 3b) in the beryl masses indicates that the process had a character intermediate between pneumatogenic and endohydatogenic. An exceptionally important rôle was played by fluorine which was present in such a large quantity. It will be noted that its circulation continued after the formation of beryl-fluorite veins, which is clearly shown in beryl crystals (fig. 7), where corrosion penetrates into the crystal body to a depth of more than 1 cm.

The presence of margarite and especially considerable accumulations of muscovite, which fringe the fluorite and beryl, indicate the pneumatogenic character of the process in its initial stage.

The development of this process is shown in diagram II. The magmatogenic stage of this process is clearly shown in the veins of haplites and dioritic porphyrites. Quartz-feldspar veins, of pegmatitic character,—so abundant in the First May Mine because of the near neighbourhood of pegmatitic granite,—were not met with in the Malyshev Mine during the whole 100 year period of its being worked out. Due to the long distance of the Malyshev Mine from the Western granite, the pegmatite injection did not reach this spot and the activity of the Western injection manifested itself here only by the formation of low-temperature quartz-beryl veins, the formation process of which probably was a protracted one. The distance and thickness of

rocks separating the Malyshev Mine from this granite proved to be insuperable not to the short-lived injection of the pegmatite melt, but to the quiet and prolonged flow of the colder aqueous solutions connected, by their origin, with the this same injection.

On the other hand, lenses of beryl and fluorite of somewhat considerable dimensions are developed only in the Malyshev Mine. Therefore, if diagram I for the most part corresponds to the First May Mine with Malinovy Kluch and Kuznetsov Mines, diagram II pictures the whole of the Malyshev Mine.

In geologico-topographical respect the Malyshev Mine represents one of the extremities of the so-called Eastern intrusion. A quick glance at the geological map will suffice to ascertain that the Malyshev Mine is just the point towards which (from the SE) was directed all the movement of the magmatic substance, that formed the Eastern intrusion. Reading this point terminated the progress of the intrusion. It is doubtless that the same way was followed by subsequent separations which gave rise to vein formations. While a small part of the magmatic substance spread over the mines situated farther to the south, the main part accumulated in the Malyshev Mine, as terminal point of the movement, which explains the presence here of beryl and fluorite veins of such an exceptional magnitude for this deposit.

Since fluorite-beryl veins and emerald-bearing veins are unlike morphologically and mineralogically, it will be more convenient to examine them separately.

Let us at first consider emerald veins (fig. 12).

There are no sufficient data for determining the formation temperature of emerald veins, therefore the statements made hereafter have only a conjectural character.

The typical structure of an emerald vein is described above, where it is pointed out that the main mass of emeralds is found in the mica (phlogopite). Mica tightly overgrows emerald crystals, forms mammillary growths at the ends of them (fig. 20, 21, 22). Mica is often and abundantly included in the crystals. Thus, is established the syngenetic relation of mica and emerald. Moreover, the emerald is included in plagioclase lenses in the form of idiomorphic crystals, nor is it a rarity in chlorite and even in talc the correlation with which is quite analogous to that with mica. The emerald is met with in all possible intermediate rocks of the vein complex: it may be mica-actinolitic, mica-chloritic, mica-actinolite-chloritic, etc. Most rarely emerald is associated with actinolite, but these minerals by no means exclude one another.

Thus the formation of the emerald is established on a rather wide temperature interval, and the most favourable conditions of its formation are determined quite precisely; they correspond with the formation at micaceous fringes in plagioclases.

The numerous analyses of mica performed on our materials by the Central Chemical Laboratory of CNIGRI (Central Scientific Research Mining Prospecting Institute) have shown without exception that all of them are made up of phlogopite.

The formation conditions of phlogopite and albite in the pneumatogenic process are determined by W. Kunitz,¹ the required temperature being 400° C.

On the other hand, admitting according to E. Bauer and J. Koenigsberger, 500° C. as formation temperature for albite, we shall state that the highest formation temperature for emeralds in our deposit was 500°.

The minimum formation temperature for emerald is determined by the field of stability of talc, which is syngenetic with emerald, 200° C being the temperature indicated for talc by A. E. Fersman.

¹ W. Kunitz, Chem. d. Erde, IV, 1929, SS. 208—251.

Thus the thermal conditions for the formation of the emerald are determined by the temperature interval of 500—200°, the optimal temperature being 400° C.

These figures are somewhat below those indicated by A. E. Fersman.¹ In determining the temperature of the process A. E. Fersman starts from the principal admission that the injection of the residual granite melt into the ultrabasic rock took place at $t=800^{\circ}\text{C}$.

He refers to this temperature the formation of the „desiliconized pegmatite“, that is plagioclasite. The formation of the „biotite zone“ he refers to the temperature of 600° C. After it comes the actinolite-chlorite zone with $t=500^{\circ}\text{C}$, and then the talc zone with $t=200^{\circ}\text{C}$.

Thus the temperature interval of the formation of emerald is determined as 800—500°. A. E. Fersman considers the middle of the biotite zone with $t=600-500^{\circ}$ as optimal for the emerald.

The morphology of vein complexes and zones which form them; discrepancies and miscarried attempts to show the quantitative side of the process: the clashing non conformity between the masses of „desiliconized pegmatite“ and „reaction series“, absolute absence of a zone of „quartz-covered talc with quartz lenses“ in the emerald complex, which zone is indispensable to strike a balance for desiliconizing; abundance of fluorine taking part in the formation of the deposit (fluorite lenses) and giving the process a character widely differing from normal pegmatite and, lastly, the very complexity of the mechanism of desiliconizing for explaining the formation of our deposit; all these discrepancies disappear as soon as we replace the complicated process of desiliconizing of pegmatite by the pneumato-endohydrothermal metasomatic process. The formation of emerald veins seems to belong to the earliest phase of the process—pneumatogenic, but in the following stage—pneumato-endohydrothermal—emeralds are also formed, but evidently in lesser quantities.

In order to explain this fact the following considerations may be set forth. Even the fluorine compounds of beryllium possess no particular volatility, therefore only small quantities of it could be exhaled into the pneumatogenic stage.

During this stage an energetic transformation of minerals constituting the side-rocks, chromite in the number, took place. The quantity of chromium then proved to be sufficient for giving small quantities of beryl a green colour.

The following stage—pneumato-endohydrothermal—is characterized by a temperature below or about the critical point of water. In the middle of this phase arose a strong flow of beryllium and fluorine probably in the form of fluorine compounds of beryllium and some other elements, alkalis and alumina.

This fact frees us from the initial temperature of 800° and makes it possible to understand the connection between emerald veins and fluorite-beryl veins.

The possibility and probability of such character in the discussed process is indicated by the formation, in all mines, of analogous zones of mica, actinolite and chlorite during the alteration of talc in contact with veins of dioritic porphyrites, i. e. in a process of a manifestly contact-metasomatic character.

On the other hand in the determination of the optimal temperature by A. E. Fersman an error seems to have been overlooked.

Analyzing this phenomenon he says:² „The most favourable place for the separation of beryl was chosen in the middle of the biotite zone, where

¹ A. E. Fersman., *Pegmatites*, vol. I, 1931, p. 527, (original Russian edition).

² *Pegmatites*, vol. I, 1931, p. 528.

the optimal temperature for its crystallization — 500—600° — were expected to exist“... Somewhat higher in the text, the formation of biotite zones is compared with the formation of „leist-biotite“ in normal pegmatite veins. The phases B and C are characterized according to the A. E. Fersman's nomenclature by the temperature 700—800°. We shall, discuss the genesis of these leists another time, only pointing now that they relate to biotite and even to lepidomelane.

Farther on: ¹ „ . . . 4) in migmatic pegmatites ² we observe typical biotites with Mg, P, OH and Li contents“.

In the 6 analyses of „mica fringes“ given by A. E. Fersman: ³

Fe ₂ O ₃	content in mica varies between	1,34 ⁰ / ₀ —2,17 ⁰ / ₀
Al ₂ O ₃	„ „ „ „ „	12,17 ⁰ / ₀ —16,94 ⁰ / ₀
FeO	„ „ „ „ „	7,24 ⁰ / ₀ —7,82 ⁰ / ₀
MgO	„ „ „ „ „	18,22 ⁰ / ₀ —21,64 ⁰ / ₀

According to these figures micas must be referred to typical phlogopites, which agrees without exception with all the analyses performed by the CNIGRI Laboratory on our material. One that excludes the possibility of identification of the conditions of formation of the „mica fringes“ With the „leist-biotite“.

As to phlogopites, A. E. Fersman ⁴ says that they are formed in colder contacts with carbonate rocks.

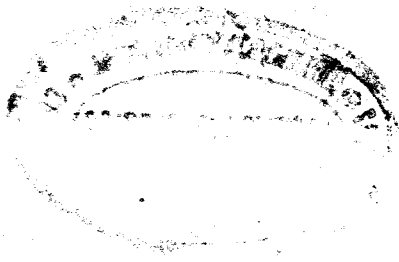
Thus our idea of the formation temperatures of emeralds happens to agree with the actual material and principle „5“ of A. E. Fersman.

Beryl and fluorite-beryl veins are a continuation in lower temperatures of the process described here, though there is probably no great difference in temperatures.

The „salbands“ (contact planes) of beryl veins usually consist of muscovite, which is present in the beryl lenses themselves in the shape of very large inclusions. The metasomatic alteration of talcous rocks proceed by for less emergetically and phlogopitechlorite zones near beryl lenses are no conspicuous if they are not absent altogether.

Because of that the quantity of chromium involved in the process drops markedly, and being spread in a large mass of beryl, it produces an insignificant effect, if any. Usually beryl is white or has a cream-yellow tinge.

Thus the phase of fluorite-beryl veins is characterised by ab intensification of the hydatogenic character of the process and at last it probably represents a pure endohydatogenic process with a temperature hardly rising above 200° C.

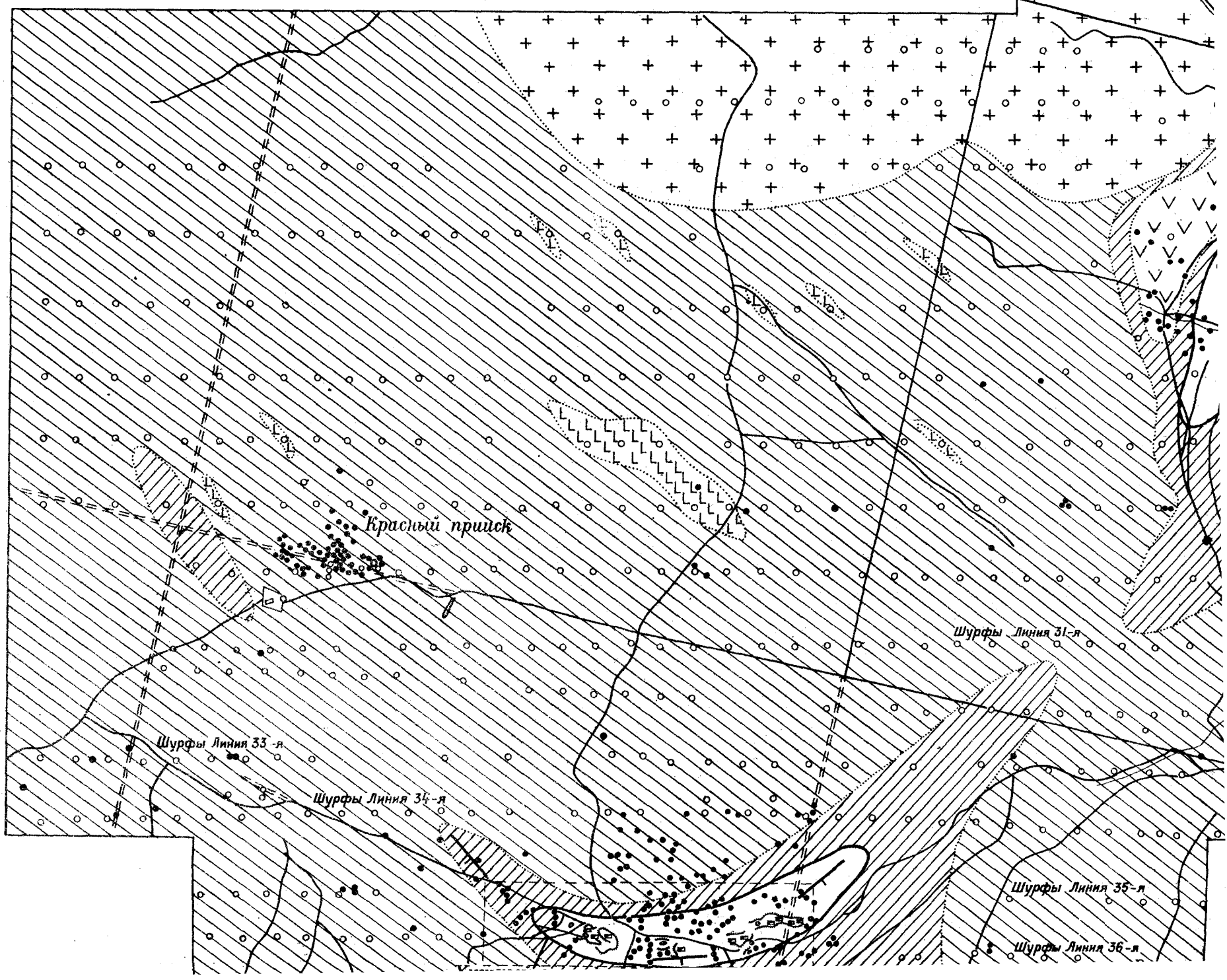
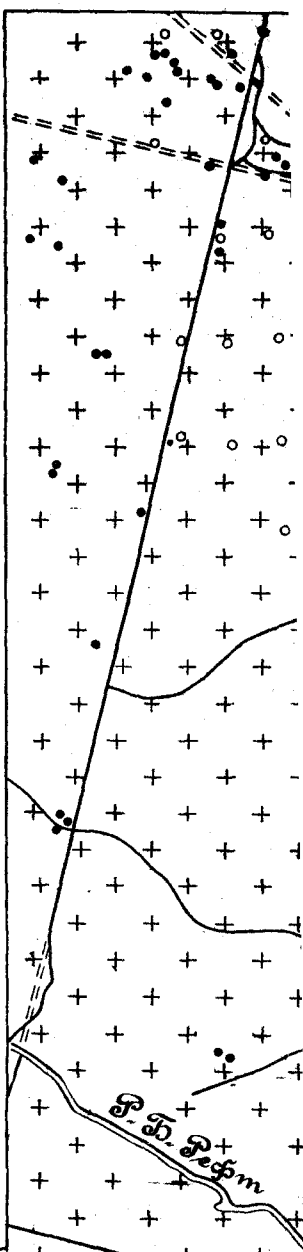


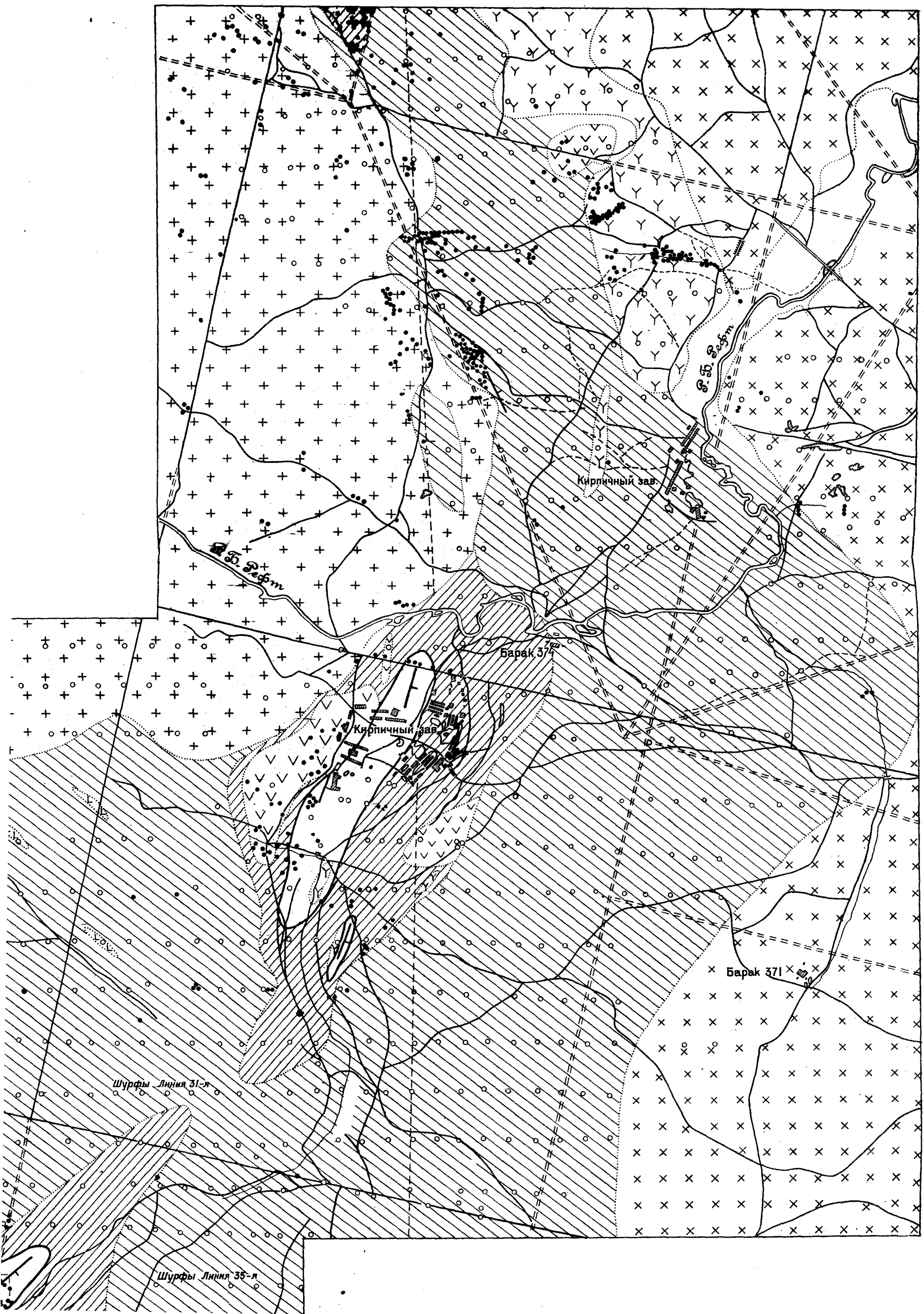
¹ Pegmatites, vol. I, 1931, p. 321.

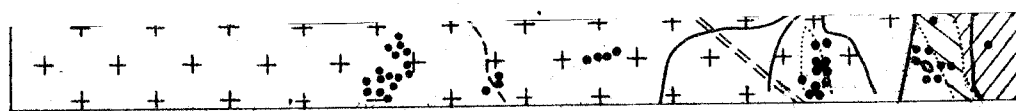
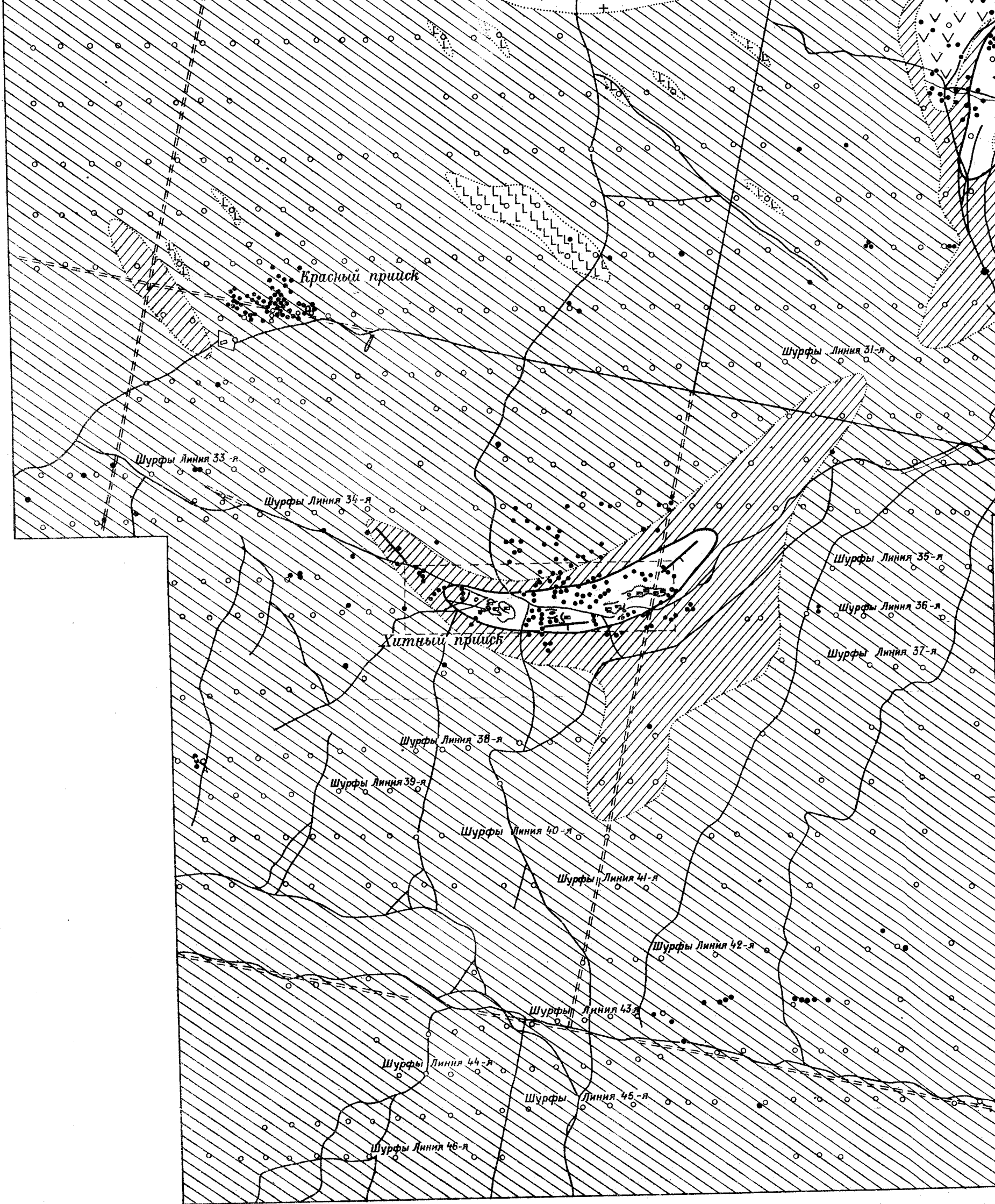
² A. E. Fersman considers emerald veins as most typical representatives of these pegmatites.

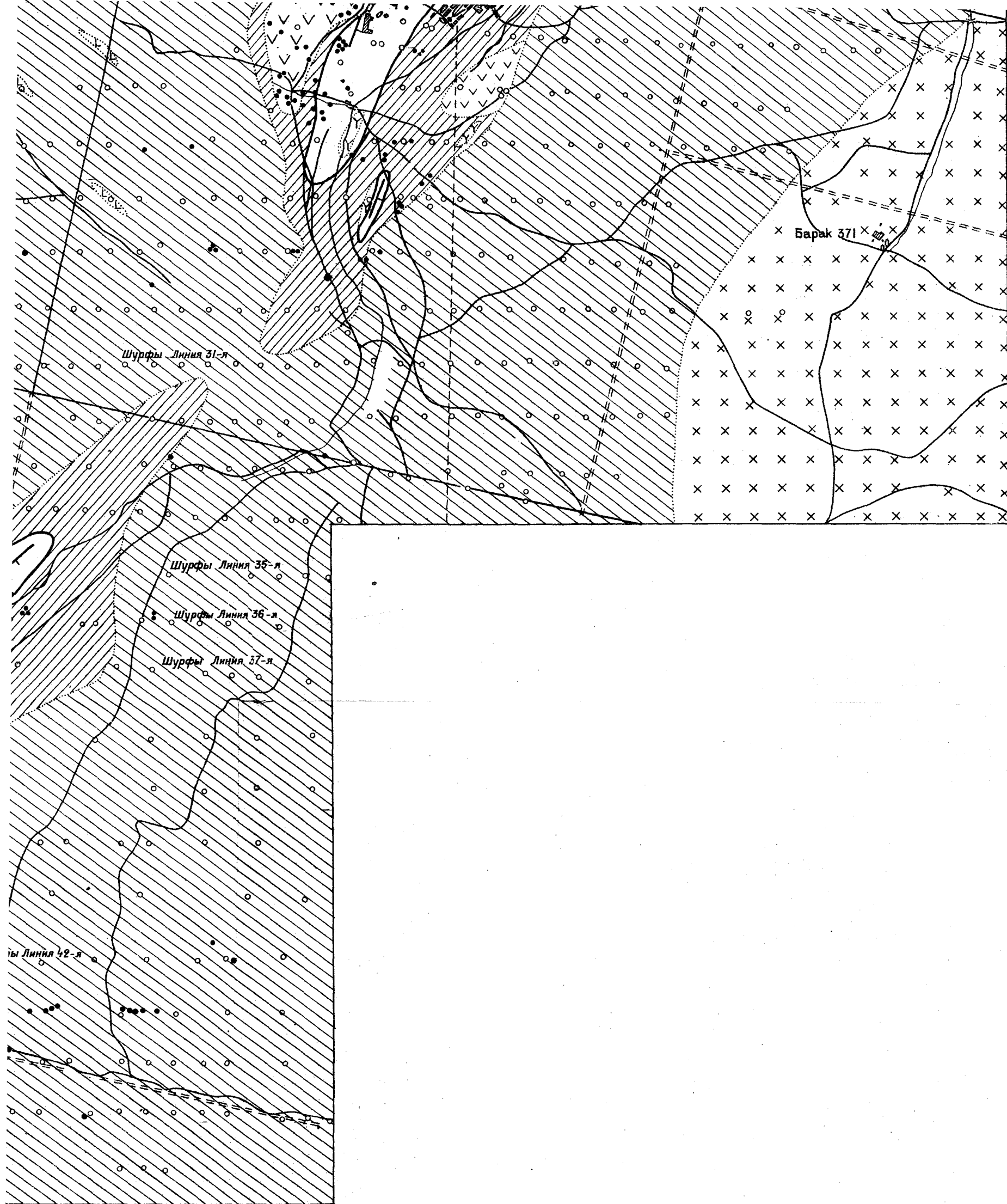
³ „Precious and coloured stones of USSR“, 1925, vol. II, p. 182—183.

⁴ Pegmatites, vol. I, 1931, p. 321.









ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОНА ИЗУМРУДНЫХ

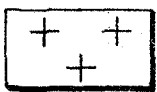
составил Н.М.Успенский

в 1928 - 1929 - 1930 г.

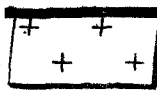
МАСШТАБ 1:15000

ЛЕГЕНДА

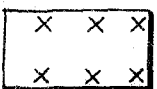
ПОРОДЫ ИЗВЕРЖЕННЫЕ



ПОРФИРОВИДНЫЙ ГРАНИТ



ГРАНИТ

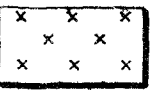


ГАББРО



ПЕРИДОТИТ

ВОСТОЧНАЯ ИНТРУЗИЯ



ГАББРО-ДИОРИТ



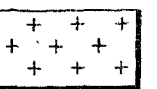
ДИОРИТ



КВАРЦЕВЫЙ ДИОРИТ

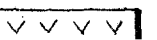


ГРАНО-ДИОРИТ

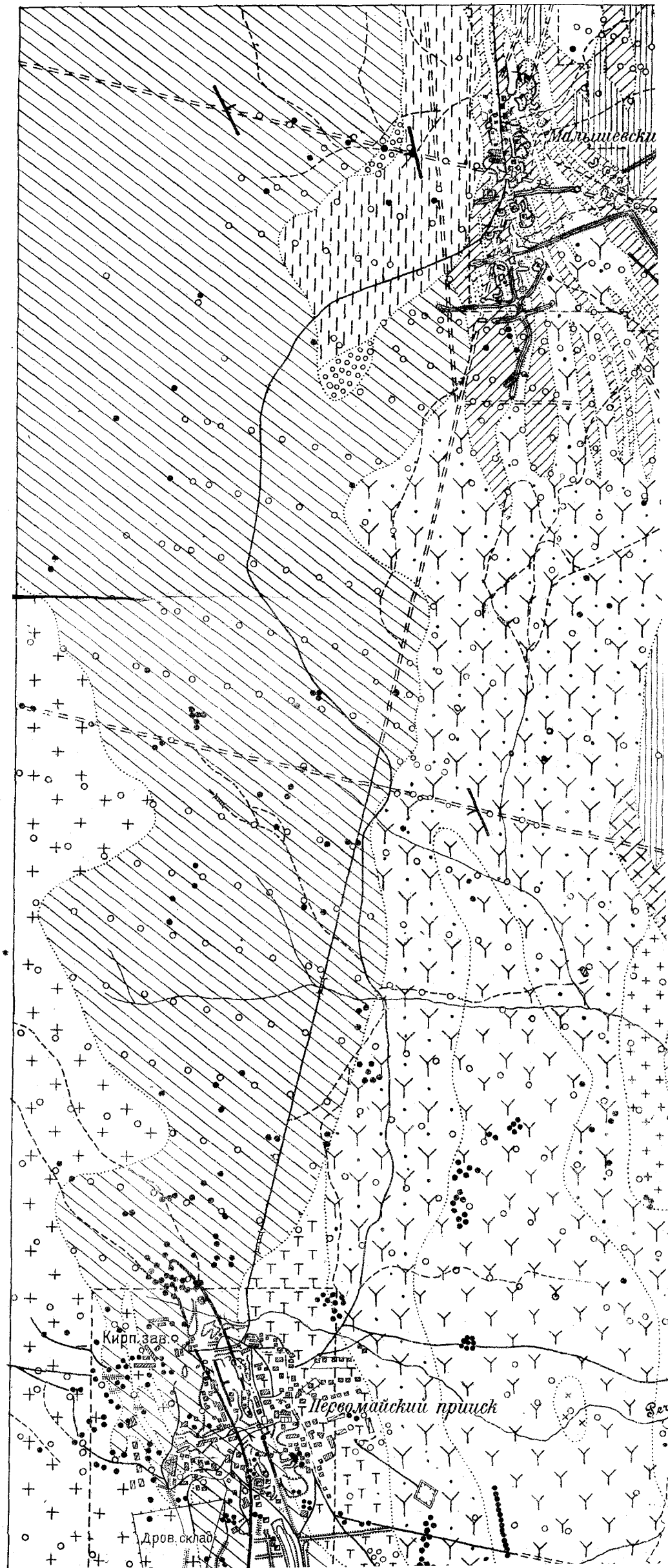


ГРАНИТ

ПОРОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ



СЕРПЕНТИН

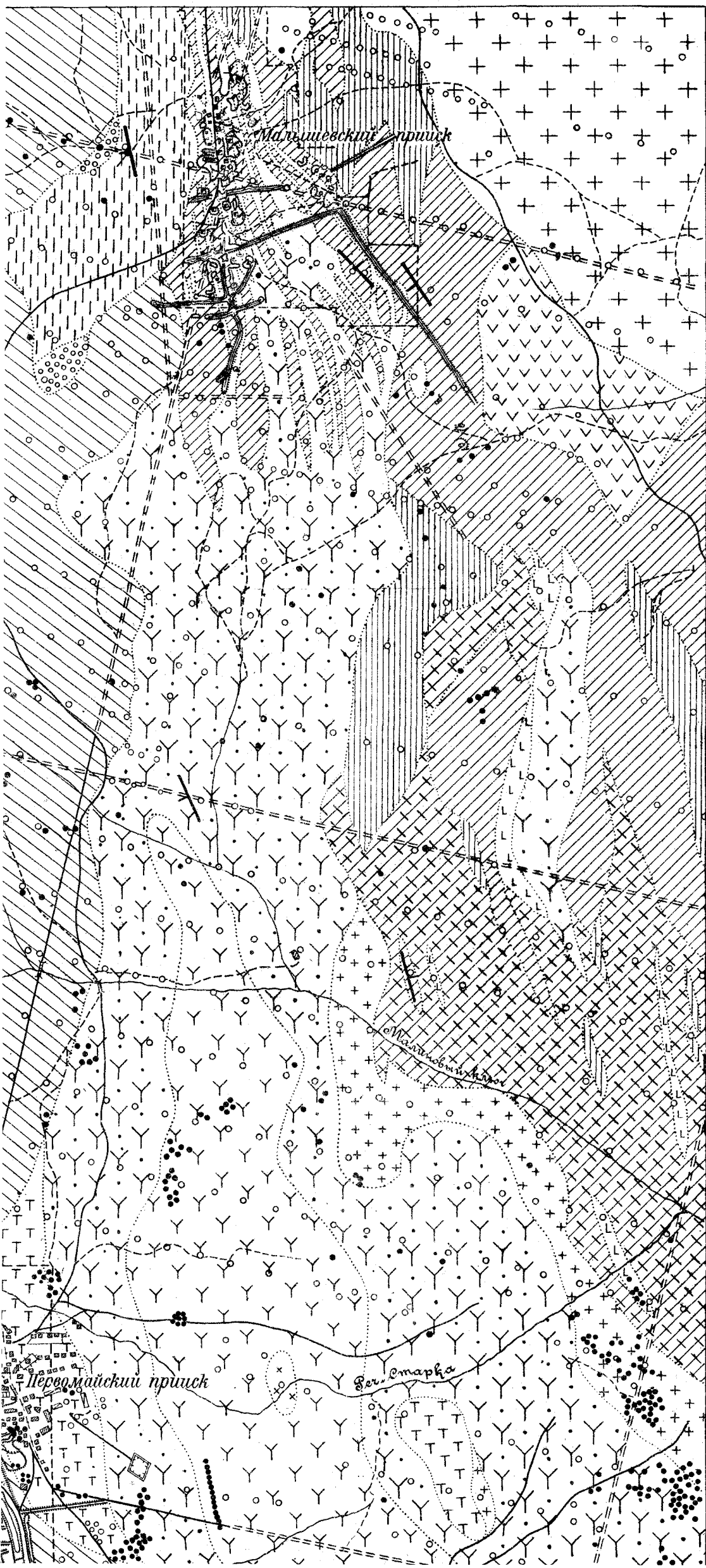


ЗУМРУДНЫХ КОПЕЙ

авил Н.М.Успенский

В 1928 - 1929 - 1930 г.

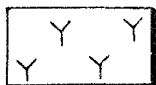
МАСШТАБ 1:15000



ВОСТОЧНАЯ ИНТРУЗИЯ



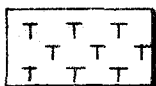
ГАББРО-ДИОРИТ



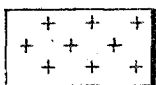
ДИОРИТ



КВАРЦЕВЫЙ ДИОРИТ

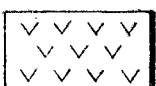


ГРАНО-ДИОРИТ



ГРАНИТ

ПОРОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ



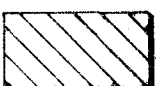
СЕРПЕНТИНИТ



ТАЛЬКОВЫЙ СЛАНЕЦ



КАРБОНАТО-ТАЛЬКОВЫЕ ПОРОДЫ



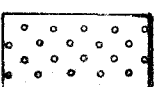
ПЛАГИОАМФИБОЛИТ



АМФИБОЛОВЫЙ СЛАНЕЦ

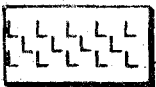


КВАРЦИТ

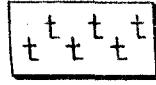


ПЕСЧАНИКИ

ПОРОДЫ ЖИЛЬНЫЕ



АПЛИТЫ И ПЕГМАТИТЫ



ДИОРИТОВЫЙ ПОРФИРИТ



ИЗУМРУДНЫЕ ПЛОЩАДИ

ПОРОДЫ НЕВЫЯСНЕННОГО ГЕНЕЗИСА



УГЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ

