Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института,

том XXVIII, 1953 г.

ЗАВИТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Асс. А. С. Голиков

I. ВВЕДЕНИЕ

1. Местоположение месторождения

Завитинское месторождение расположено в северо-западных отрогах Борщевочного кряжа на правобережье реки Ингоды, в 15 *км* по прямой линии к юго-западу от места слияния ее с рекой Ононом. От месторождения до районного центра поселка Шилка — 55 *км*. Месторождение находится на левом склоне пади Слюдянка и по ее водоразделу с падью Каменка, являющихся истоками пади Правой—притока реки Ингоды.

Рельеф в районе месторождения характеризуется сглаженными формами. Широкие, пологие, слабо заметные водоразделы и обширные пологие водосборы речек и ключей представляют обычную картину в окрестностях Завитинского месторождения.

2. Краткая история исследования района месторождения

Среди многочисленных геологических исследований интересующей нас части Восточного Забайкалья наибольший интерес представляют работы Ю. М. Шейнмана [16], В. Куканова [9], И. С. Валицкой [2] и некоторых других геологов.

В результате многолетних работ сложились основные представления о достаточно сложном геологическом строении района. В работах С. С. Смирнова [14] и О. Д. Левицкого [11] сделаны обобщения продолжавшихся много лет исследований Восточного Забайкалья и намечены основные черты геологии, стратиграфии, тектоно-магматических циклов и положения оруденения в общей геологической структуре Забайкалья. Одним из главнейших результатов указанных работ является установление верхнемезозойского тектоно-магматического цикла, с которым связаны основные особенности геологического строения и металлогении Забайкалья.

Завитинское месторождение было открыто еще в 1817 г., но значительные геологоразведочные работы на нем развернулись лишь в 1928—1929 гг. Геологическая характеристика месторождения была впервые дана Б. Н. Артемьевым, подчеркнувшим существенное значение пневматогенной переработки пегматитов при образовании сподумена и при последующей грейзенизации пегматитов.

Оловоносные пегматиты, часто с лепидолитом и полихромным турмалином, но без сподумена, при последующих работах были установлены в многочисленных точках на территории Борщевочного кряжа [1].

Изучением Завитинского месторождения в последующие годы занимался ряд исследователей. Среди них отметим Г. С. Левина [10], пришедшего к выводу о том, что «... в процессе формирования Завитинского пегматитового поля принимали участие две пемгатитовые инъекции... ». И. Д. Михайлов в отчете по работам 1941—1942 гг.

отмечает генетическую связь месторождения с интрузией двуслюдяного аплитовидного гранита и предполагает, что после образования аплита и простого пегматита внедрился богатый летучими остаточный расплав, давший ряд последовательных стадий минерализации.

В настоящей статье автор излагает некоторые результаты своих исследований (1942—1944 гг. и 1946 г.) Завитинских пегматитов и наметив-

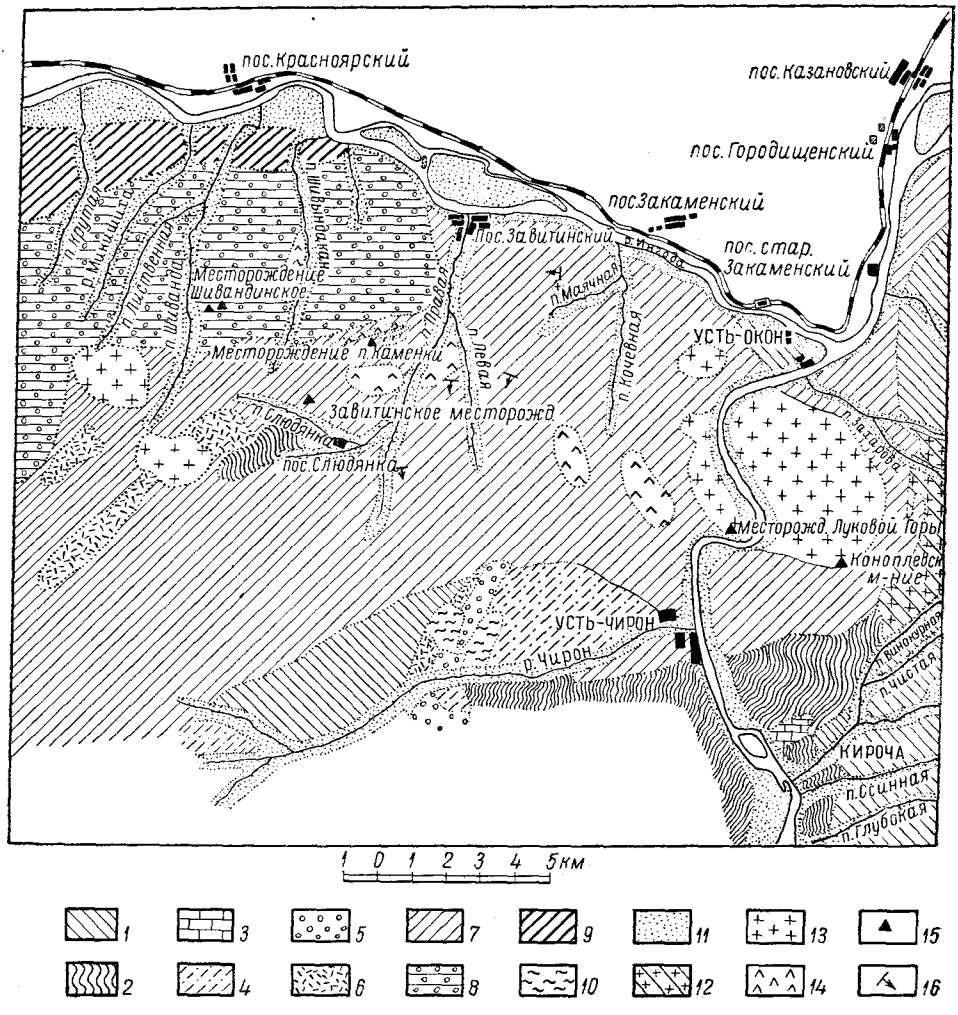


Рис. 1. Геологическая карта района Завитинского месторождения:

1—гнейсы или метаморфические сланцы (P_{rz}); *2*—метаморфические сланцы (Ононская свита); *3*—известняки (Ононская свита); *4*—сланцы *(PT)*; *5*—конгломераты *(PT)*; *6*—песчаники *(PT)*; *7*—сланцы *(T)*; *8*—карабачинские конгломераты (?) *9*—сланцы Ингодинской свиты (?); *10*—третичные отложения; *11*—аллювий; *12*—граниты биотитовые порфировидные; *13*—граниты биотитовые; *14*—граниты пегматоидные; *15*—месторождения касситерита; *16*—элементы залегания пород

шиеся при этом выводы относительно их генезиса (1947 г.) [4], имея в виду, что они могут представить известный интерес, особенно в связи с обсуждением, высказанных в последние годы, новых точек зрения по вопросам пегматитообразования.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА (рис. 1)

По отдельным вопросам геологического строения Забайкалья существуют различные, часто противоположные, точки зрения. Тем не менее, большинство исследователей согласно с тем, что Восточное Забайкалье принадлежит к зоне мощной мезозойской складчатости, определяющей

основные черты геологического строения Забайкалья. Соответственно этому и «... главная часть рудных проявлений Восточного Забайкалья связана с мезозойским тектоно-магматическим циклом... », являясь «... южной частью громадной рудной провинции северо-востока Азии». [14].

В районе Завитинского месторождения развиты, главным образом, осадочно-метаморфические и в резко подчиненном количестве изверженные породы. Прилагаемая геологическая карта (рис. 1) составлена в 1944 г. геологами Борищевочного приискового Управления комбината Востсиболово.

1. Осадочно-метаморфические породы

Среди развитых в районе пород, в порядке их стратиграфической последовательности, выделяются толщи, [2], [9], [16], приведенные в табл. 1.

Таблица 1

Осадочно-метаморфические комплексы	Возраст
Гнейсы и кристаллические сланцы	Предположительно докембрий или кембросилур
Ононская свита—различные метаморфические сланцы и известняки	Кембросилур (?)
Граувакковые песчаники, черные глинистые сланцы и конгломераты	Пермь
Черные и серые глинистые сланцы, серые граувакковые песчаники и конгломераты	Верхний триас
Карабачинские конгломераты	Юра (?)
Ингодинская свита зеленых сланцев эффузивного происхождения	Юра (?)
Чиронская свита конгломератов	Верхний мел (?) или третичные

Возраст наиболее древней толщи гнейсов и кристаллических сланцев, развитых в бассейне реки Чирон и восточнее в центральной части Борщевочного кряжа, точно не установлен. Не исключена возможность того, что они являются сильно метаморфизованными породами Ононской свиты.

Ононская свита, по представлению Ю. М. Шейнмана, относится к кембросилуру или возможно к докембрию. О. Д. Левицкий считает, что «... метаморфическая свита, повидимому принадлежит к низам девона, может быть частично к кембросилуру». [11]. Она развита в южной части описываемой площади.

Возраст пермских отложений установлен по фауне брахиопод и мшанок, найденной в песчаниках и сланцах около деревни Чирон к юго-западу от Завитинского месторождения.

Триасовые песчано-сланцевые отложения пользуются преимущественным развитием в районе Завитинского месторождения. Они развиты на большой площади и перекрыты: с востока надвинутой на них толщей гнейсов и кристаллических сланцев, с юга — палеозойскими толщами, останцы которых залегают на породах триаса. С севера на них лежат Карабачинские конгломераты. На основании находок фауны был установлен верхнетриасовый возраст описываемых отложений [9]. В 1944 г. в вершине пади Слюдянка вблизи месторождения нами также были найдены отпечатки раковин, определенные Л. Д. Кипарисовой как *Pseudomonotis scutiformis* var. *typica* K i p a r., типичные для карнийского яруса верхнего триаса. Многими исследователями отмечается значительный метаморфизм пород триаса в районе мезозойских интрузий, особенно среди полей развития мелких пегматоидных интрузий и пегматитов.

Карабачинские конгломераты, развитые к северу от месторождения, представлены сильно метаморфизованными породами с очень сильно расплющенной галькой. Среди конгломератов наблюдаются прослои сланцев и эффузивов. Большинство исследователей считает эти конгломераты мезозойскими, вероятнее всего — юрскими.

Ингодинская свита слабо слоистых интенсивно метаморфизованных темнозеленых роговиковых пород развита к северу от месторождения и, повидимому, согласно залегает на Карабачинских конгломератах. И. С. Валицкая [2] считает их эффузивами, испытавшими сильный гидротермальный метаморфизм и динамометаморфизм.

Третичные или верхнемеловые (?) рыхлые отложения отмечены Г. С. Кряжевым по пади Чирон.

2. Изверженные породы

В районе месторождения известен ряд небольших интрузивных тел, представленных биотитовыми, двуслюдистыми и пегматоидными гранитами. Довольно широко развиты дайки аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов.

Биотитовые, нередко порфировидные, граниты известны вблизи месторождения в вершине реки Шиванды. Они образуют здесь небольшое интрузивное тело, краевые части которого сложены мелкозернистыми аплитовидными разностями.

Двуслюдяные и пегматоидные граниты имеют довольно широкое развитие к северу и к северо-востоку от месторождения. Они представлены небольшими штоками и дайками, с которыми тесно связаны дайки пегматитов. Полевые шпаты в гранитах представлены калиевым полевым шпатом и в подчиненном количестве альбит-олигоклазом (№ 10—15). Из слюд в двуслюдяных гранитах преобладает мусковит, образовавшийся, повидимому, по биотиту, реликты которого включены в мусковит. Среди двуслюдяных гранитов в виде жил, шлиров и участков довольно неправильной формы развиты пегматоидные образования, сложенные кристаллами кварца, калиевого полевого шпата, альбита, мусковита и турмалина. Пегматоидные граниты в виде даек или тел неправильной формы широко развиты в ближайших окрестностях месторождения. Они имеют атакситовое сложение и резко различную крупность зерен. Устанавливаются переходы пегматоидных гранитов в обычные пегматиты, сложенные в большинстве случаев кварцем, калиевым полевым шпатом (микроклин), мусковитом и турмалином. В тесной связи с пегматоидными гранитами находятся пегматитовые дайки Завитинского месторождения.

На основании геологической позиции описанных гранитных интрузий, рвущих породы триаса, несомненно, что они относятся к одной из фаз мезозойской интрузивной деятельности. Из выделяемых О. Д. Левицким [11] среди мезозойских гранитов трех типов, граниты, известные в районе Завитинского месторождения, относятся к третьему типу, к типу биотитовых пегматоидных гранитов. С этими гранитами, имеющими более абиссальный характер, в Забайкалье постоянно связаны обильные пегматитовые тела. О. Д. Левицкий считает, что описанные граниты имеют меловой возраст. Но вместе с тем более молодой, чем донижнемеловой возраст этой фазы интрузивной деятельности вызывает у ряда исследователей обоснованные возражения [14].

Связь Завитинского месторождения, а также и ряда других месторождений олова и лития (лепидолита), известных на территории Борщевочного кряжа, с интрузией биотитовых пегматоидных гранитов почти не вызывает сомнений. Представляется весьма вероятным, что как пегматитовые тела Завитинского месторождения, так и известные в его окрестностях выходы биотитовых и пегматоидных гранитов являются лишь жильной фацией или апикальными частями невскрытого эрозией, более крупного, неглубоко залегающего гранитного массива. Широкое развитие метаморфизма в осадочных свитах и, в первую очередь, в триасовых породах в районе Завитинского месторождения связано с этой же интрузией.

3. Тектоника

Преобладающее значение в формировании основных геологических структур, описываемого района и всего Восточного Забайкалья, имела верхнемезозойская складчатость, которая в значительной степени стерла и преобразовала возникшие, в результате более ранних фаз складкообразования, черты строения этой части Забайкалья, определив основные особенности его структуры, наблюдаемые в настоящее время. Наибольшую интенсивность складкообразовательные процессы и интрузивная деятельность имели место в киммерийскую (между средней и верхней юрой) и верхнекиммерийскую (преднижнемеловую) фазы тектогенеза.

Господствующее простирание верхнемезозойских складчатых структур в пределах нашего района восточно-северо-восточное. Наблюдается асимметричность складок и опрокидывание их на северо-запад.

Геологическое строение района осложняется развитием надвигов по пологим поверхностям в направлении с юго-востока на северо-запад. Надвиги имеют особое развитие среди метаморфических и палеозойских толщ, блоки которых перекрывают более молодые комплексы. Останцы «надвинутых» на триас метаморфических свит известны к югу от Завитинского месторождения.

Образование надвигов И. С. Валицкая связывает с австрийской фазой, хотя более вероятной является их связь с мощным проявлением складкообразовательных процессов в киммерийскую и верхнекиммерийскую фазы складчатости.

Вероятно, более молодыми являются разрывные деформации, отмечаемые В. Кукановым и И. С. Валицкой [9], [2], с простиранием систем трещин и зон дробления по азимутам 300—320° и 40—80°, имеющих падение в разные стороны под большими углами. С первым направлением совпадает простирание пегматитовых тел Завитинского месторождения; со вторым — отмеченные на месторождении смещения пегматитовых тел.

Таким образом, отчетливо выявляется связь Завитинского месторождения с верхнемезозойским тектоно-магматическим циклом, а именно с последними его стадиями, когда основные складкообразовательные процессы и магмообразование уже завершались и преобладающую роль имели разрывные деформации — образование и развитие трещин различного направления — продолжавшиеся и после формирования рудных тел месторождения.

Намечается приуроченность Завитинского рудного поля к антиклинальной структуре триасового комплекса пород в пределах кровли интрузии, связанной с этой структурой. Вся структура была перекрыта надвинутыми комплексами более древних пород, возможно явившихся «экраном» для поднимавшихся рудных растворов, что и создало своеобразие и богатство оруденения Завитинских пегматитов.

III. ОПИСАНИЕ ЗАВИТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Геологическое строение участка месторождения (рис. 2)

Участок месторождения сложен песчано-сланцевыми породами триасовой толщи, испытавшими довольно значительный метаморфизм и перекристаллизацию в связи со складчатостью, залеганием их в кровле неглубоко расположенной интрузии и обильным развитием среди пород триаса пегматитовых даек. Породы триаса представлены преимущественно: черными углистыми, углисто-слюдистыми и серыми разных тонов кварцево-слюдистыми сланцами с подчиненным развитием линз и пропластков кварцево-биотитовых сланцев и различных по крупности зерен роговиков, серых биотитовых гнейсов, темно- и зеленовато-серых амфиболо-биотитовых роговиков и гнейсов и метаморфизованных конгломератов. Кварцево-биотитовые роговики и гнейсы возникли, очевидно, за

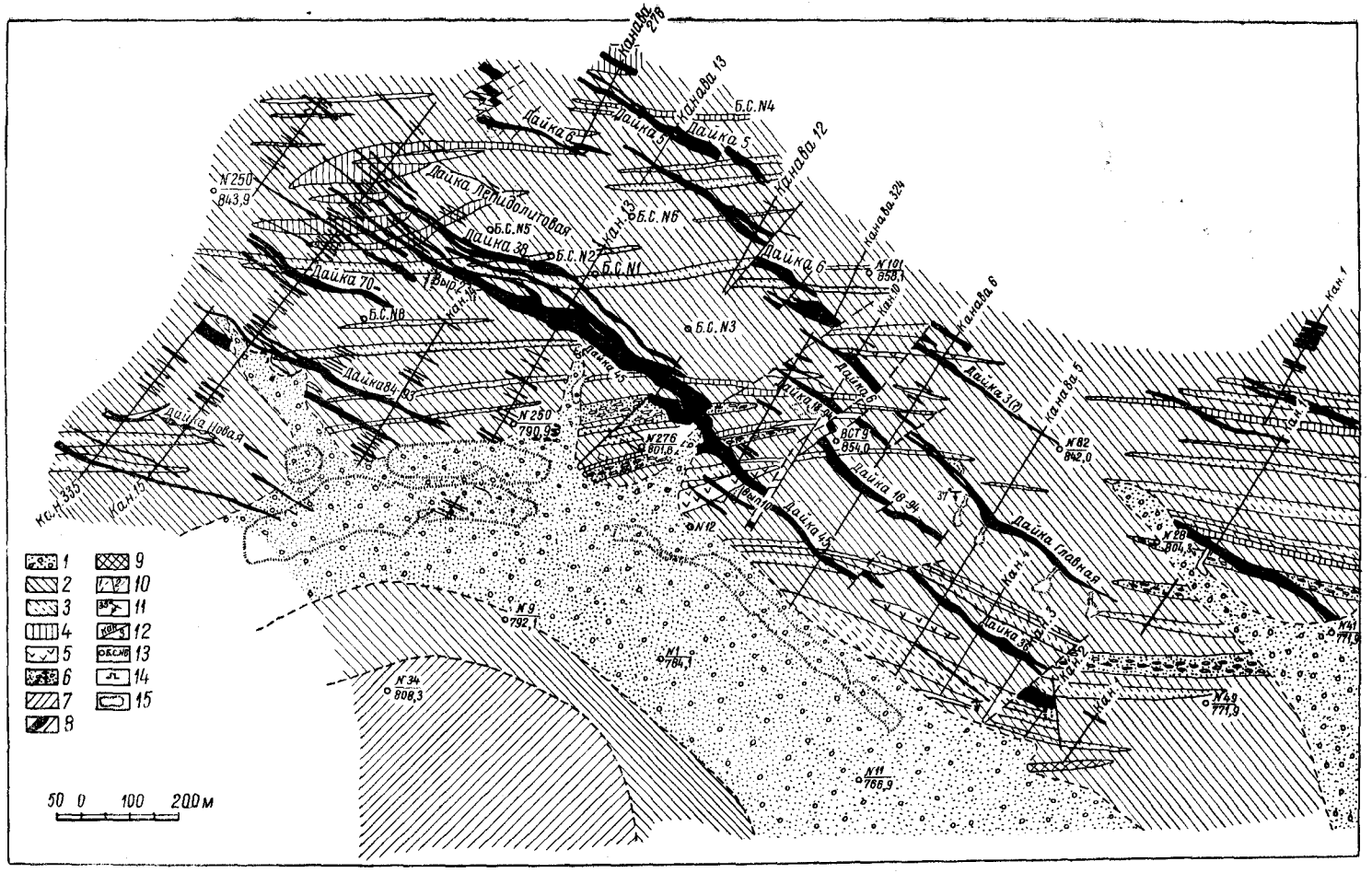


Рис. 2. Геологическая карта Завитинского месторождения (составил А. С. Голиков, 1947 г.):

1—аллювий; *2*—углистые и углисто-слюдистые сланцы, с подчиненными им горизонтами; *3*—кварцево-биотитовые сланцы и роговики, двуслюдистые сланцы („слюдистые песчаники"); *4*—биотитовые гнейсы; *5*—биотито-амфиболовые роговики, сланцы и гнейсы; *6*—конгломераты; *7*—метаморфические сланцы; *8*—пегматитовые дайки; *9*—кварцевый порфир (жильный); *10*—сбросы: 1) прослеженные, 2) предполагаемые; *11*—элементы залегания пород; *12*—разведочные канавы (магистральные); *13*—буровые скважины; *14*—штольни; *15*—карьеры и отвалы

счет песчаниковых, а амфиболо-биотитовые — мергелистых пропластков. Мощность отдельных пропластков от нескольких сантиметров до 5—20 *м*. Чередование пропластков перечисленных пород довольно частое. По простиранию отдельные горизонты также нередко выклиниваются и сменяют друг друга. Выделение их на геологической карте представляет значительные трудности, так как отдельные разновидности сланцев и подчиненных им пород, несмотря на разнообразие состава, связаны между собой довольно тесными переходами.

Углистые слюдистые сланцы обычно черного цвета часто образуют очень тонкое переслаивание с более светлыми серыми кварцево-биотитовыми углистыми сланцами. Их состав изменяется от углистых слюдистых и кварцево-биотитовых до кварцево-мусковитовых и двуслюдистых сланцев. Они имеют слоистую текстуру и лепидобластовую, бластопсаммитовую и реже порфиробластовую структуры.

Углистые слюдистые сланцы состоят из углистого вещества, серицита и иногда хлорита; кварц, биотит и мелкие зерна граната в них приурочены к очень тонким прослоям.

В переходных разностях сланцев увеличивается количество кварца, становится меньше углистого вещества, появляются редкие порфиробласты полевого шпата и иногда мусковита.

Темносерые или серые кварцево-биотитовые углистые сланцы состоят из кварца, биотита, серицита, хлорита, мелких зерен полевых шпатов и нередких зерен турмалина; углистого вещества в них меньше, чем в ранее описанных сланцах. Наблюдаются порфиробласты калиевого полевого шпата с пойкилитовыми включениями других минералов. С приближением к пегматитовым дайкам в сланцах увеличивается количество турмалина и появляются мелкие рудные зерна и зерна апатита.

Темно- или светлосерые кварцево-мусковитовые и двуслюдистые сланцы более светлые и крупнозернистые, чем другие сланцы. Они состоят, главным образом, из кварца, мусковита или серицита; обычны биотит, полевой шпат, немного углистого вещества. Наблюдаются мелкие зерна турмалина, апатита, сфена, циркона и рудных минералов. Биотита в породе меньше, чем мусковита.

Мелкозернистые кварцево-биотитовые роговики темно- или светлосерого цвета имеют гранобластовую или микропорфиробластовую, реже роговиковую структуры. В зависимости от той или иной степени перекристаллизованности состав их несколько меняется. Они состоят из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита, реже мусковита, постоянно присутствуют чешуйки серицита, мелкие зерна апатита, циркона, рудных минералов и иногда тонкорассеянное углистое вещество. В некоторых разностях наблюдаются порфиробласты кварца, пятнисто-альбитизированного калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Порфиробласты обычно содержат пойкилитовые вростки других минералов и имеют неправильные очертания. В роговиках с микропорфиробластовой структурой значительно увеличивается количество биотита и апатита, появляются агрегаты более крупнозернистого кварца и довольно крупные зерна турмалина.

Ряд переходных разностей связывает роговики с биотитовыми парагнейсами серого или светлосерого цвета, массивной или сланцеватой текстуры и среднезернистого строения. Гнейсы имеют порфиробластовую или гетеробластовую структуры с участками роговиковой структуры в основной более мелкозернистой массе породы.

Наблюдаются как разности с редкими порфиробластами, так и гнейсы, почти целиком состоящие из довольно крупных порфиробласт полевого шпата. Последний обычно пятнисто-альбитизирован, имеет очень неправильные ограничения и часто переполнен вростками других минералов. Основные компоненты породы: кварц, калиевый полевой шпат, альбит-

олигоклаз, биотит, часто в виде скоплений; значительно меньше серицита и мусковита с реликтами замещенного им биотита; присутствуют мелкие зерна апатита, циркона, сфена, иногда турмалина и граната.

Амфиболо-биотитовые роговики и гнейсы представлены массивными реже сланцеватыми породами преимущественно зеленовато-серой окраски и залегают, повидимому, согласно с породами триасовой толщи. Образуя переходные разности к кварцево-биотитовым роговикам и гнейсам, амфиболо-биотитовые разности отличаются преобладанием альбит-олигоклаза и альбита среди полевых шпатов, наличием в их составе амфиболов (роговая обманка, актинолит) и значительного количества зерен акцессорных сфена и апатита. Соотношение амфиболов и биотита в породе изменяется в широких пределах с преобладанием то одного, то другого. Общее их количество составляет от 5—6 до 25—30% и даже до 50% состава всей породы. Среди порфиробласт преобладают полевые шпаты, но встречаются также амфибол и биотит.

Выделявшиеся раньше на месторождении в виде даек, амфиболиты представляют, повидимому, согласно залегающие с породами триасовой толщи, массивные или сланцеватые разности биотито-амфиболовых сланцев и гнейсов.

Конгломераты состоят из гальки серого песчаника, черного углистого и глинистого сланца и мелкозернистого цемента, состоящего из зерен кварца, биотита, серицита и глинистых частиц. Размер галек от микроскопического до 5—10 *см* в диаметре. Они имеют округлую форму. Порода несколько метаморфизована.

Роговики и гнейсы развиты, главным образом, в западной и восточной частях рудного поля, тогда как центральная его часть сложена преимущественно черными сланцами. Конгломераты известны лишь в южной и юго-западной частях рудного поля. Кварцево-слюдистые сланцы более развиты в северной части месторождения.

Триасовая толща смята в складки, простирание которых на площади месторождения изменяется от северо-восточного —65° до юго-восточного —100°. Преобладают северо-восточные румбы с изменением простирания до северо-западного в юго-восточной части месторождения. По немногим замерам падение пород юго-восточное, реже — юго-западное; угол падения изменяется в пределах 25—40°. Загиб и смещение голов пластов по склону обычны.

Пегматитовые тела выполнили серии трещин северо-западного направления (290—310°), имеющие обратное осадочным породам падение к северо-востоку под углом 30—70°.

Большую роль в строении участка месторождения играют послерудные смещения.

2. Общая характеристика рудного поля

Рудное поле Завитинского месторождения расположено по левому склону пади Слюдянка, в ее вершине, и на водоразделе падей Слюдянка и Каменка, на площади около двух квадратных километров. В границах площади, освещенной разведочными работами, оно вытянуто в направлении с юго-востока на северо-запад. Оконтуривание рудного поля к северу и югу еще не закончено. К юго-востоку в районе магистральной канавы № 1 намечается прекращение литиевого оруденения. К северо-востоку вскрыты лишь безрудные или грейзенизированные дайки иногда с оловянным оруденением.

В северо-западной части рудного поля, особенно по канавам № 15 и 153, обычно наблюдается ветвление пегматитовых тел при одновременном уменьшении их мощности и интенсивности литиевого оруденения в них, постепенно затухающего в этом направлении. Особенности этой части рудного поля связаны, повидимому, с тем, что здесь развиты, главным образом, роговики и гнейсы (за счет песчаников), в которых

образование трещин и их дальнейшее развитие проявились иначе, чем в сланцах центральной части рудного поля.

Среди известных на месторождении пегматитовых тел могут быть выделены по характеру оруденения: сподуменоносные, оловоносные и безрудные дайки. Всего на месторождении насчитывалось свыше 120 даек различной протяженности и мощности, из них 42 дайки отмечались как сподуменоносные [10]. При более детальных работах оказалось, что за отдельные дайки нередко принимались разобщенные смещениями части одной и той же дайки.

Наиболее протяженные и мощные сподуменоносные дайки приурочены к центральной и отчасти к северной части рудного поля. К ним относятся дайки: № 45, 38, 5, 6, 84—93, 36, 18—94, Главная, 70, 3 и другие менее разведанные.

Оловоносные дайки известны в вершине пади Левиха и вблизи выходов пегматоидных гранитов по пади Каменка, что дало некоторым исследователям основание предполагать наличие известной закономерности в зональном распределении различных типов пегматитов относительно этого массива. Между тем, оловоносные дайки без сподумена установлены в разных частях рудного поля, но в меньшем количестве, чем сподуменоносные. К ним относятся следующие дайки: Лепидолитовая в северо-западной части рудного поля, Новая в его юго-западной части, дайка на водоразделе падей Слюдянкá и Шиванда и другие. Оловоносные участки грейзена встречаются и в краевых частях некоторых сподуменоносных даек, как, например, по дайкам Главной и № 18—94. Незначительная вкрапленность касситерита наблюдается на участках грейзенизации по дайкам № 6, 45, 36 и другим.

Безрудные дайки широко распространены на месторождении и имеют в большинстве случаев меньшую мощность и протяженность, чем рудные дайки. Отдельные участки, особенно фланговые части, первых двух групп даек также сложены безрудными пегматитами. Безрудные пегматитовые дайки имеют широкое развитие и за пределами рудного поля месторождения. Они известны по падям Шиванда, Шивандакан и, особенно, по пади Каменка.

3. Морфология даек и условия их залегания

В распределении сподуменоносных даек на месторождении намечается приуроченность их к нескольким сериям ветвящихся трещин — типа трещин скалывания. В настоящее время может быть намечено три таких серии трещин. К первой из них приурочены дайки № 5, 6, 18—94 и Главная; ко второй — № 38—45, 36 и к третьей — № 84—93. Между тремя указанными сериями даек известны многочисленные, но большей частью маломощные и безрудные дайки. Довольно редко среди них встречаются оловоносные и сподуменоносные дайки.

В каждой из отмеченных выше серий одна или две сближенные дайки являются основными. Они нередко ветвятся как по простиранию, так и по падению. Отдельные ветви дайки часто вновь сливаются с основной дайкой или выклиниваются. Особенно сильное ветвление испытывают дайки второй серии (дайка № 45).

Господствующее простирание пегматитовых даек колеблется в пределах 290—310°.

Отдельные пегматитовые дайки представляют плитообразные тела различной длины и мощности. Длина даек изменяется от нескольких десятков метров до 400—600, и в отдельных случаях до 1000 и более метров. Наиболее протяженными являются дайки со сподуменом. Так, например, дайка № 45 имеет длину свыше 1300 *м*, из которых на протяжении около 1000 *м* она сподуменоносна.

Значительное протяжение имеет также дайка № 6, но она разбита серией смещений на ряд разобщенных блоков. Другие дайки просле-

жены на меньшее расстояние. Оловоносные дайки менее протяженны, например, дайка Лепидолитовая прослеживается на протяжении около 300 *м*, а дайка Новая на 110 *м*. Безрудные дайки за редким исключением имеют еще меньшую протяженность и небольшую мощность от десятков сантиметров до 1—2 *м*. Такова же чаще всего и мощность оловоносных даек. Исключением являются безрудные и слабооловоносные дайки северо-восточной части месторождения по падям Левиха и Каменка, где, судя по развалам, дайки имеют мощность до нескольких метров и значительную длину.

Наиболее мощными являются сподуменоносные дайки, причем наибольшие раздувы в них связаны с максимальным развитием сподуменовых пегматитов. Средняя мощность дайки № 45 для ее сподуменоносного участка длиной в 1000 *м* составляет 18,76 *м*. Но вместе с тем она имеет раздувы до 40 *м* и уменьшение мощности во фланговых безрудных частях до 1,5—2 *м*. Довольно частое изменение мощности — смена раздувов и утонений — особенно характерно для сподуменоносных даек. Меньшую, но достаточно значительную мощность имеет и большинство других сподуменоносных даек. Для дайки № 45 и некоторых других характерно наличие включений ксенолитов вмещающих пород преимущественно линзовидной или лентовидной формы. Дайки падают к северо-востоку под углами, изменяющимися по данным замеров в канавах от 30 до 70°. У мощных даек плоскости висячего и лежачего зальбандов нередко падают под несколько различными углами.

С глубиной для большинства даек, подсеченных буровыми скважинами, угол падения выполаживается, так например, для дайки № 45 он изменяется от 50° на поверхности до 26° на глубине около 100 *м*. Вместе с тем, угол падения дайки № 45, установленный графически по разрезу через скважину № 1 и выход ее на поверхность, являясь значительно меньшим, чем на поверхности, сохраняется без изменения при продолжении разреза до пересечения дайки скважиной № 6. Наибольшее изменение угла падения (его выполаживание) установлено для дайки № 45, но имеет место и для других даек. В некоторых случаях удалось установить, что участки выполаживания даек сменяются участками более крутого их падения.

Данные, полученные по буровым скважинам для даек № 5, 6, 38, 45, 84 дают основание заключить, что, несмотря на колебание мощности даек, средняя ее величина на глубине, достигнутой скважинами, сохраняется в тех же пределах, что и на поверхности. Таким образом, протяженные и мощные плитообразные тела Завитинских сподуменоносных пегматитов выдержанно продолжаются на глубину свыше 200 *м* (достигнутую буровыми скважинами по дайке № 45 в плоскости ее падения), не обнаруживая признаков выклинивания (табл. 2).

Дайки обычно имеют четкие и резкие контакты. Порода дайки легко отделяется от вмещающей породы, на гладкой поверхности которой отпечатываются неровности зальбанда дайки. Значительно реже и, главным образом, в контакте дайки с кварцево-слюдистыми сланцами, роговиками и гнейсами порода дайки крепко спаяна с вмещающими породами и отделяется от них с трудом.

4. Пострудные смещения даек

Существенное значение в строении рудного поля имеют пострудные смещения, установленные при работах 1942—1944 гг. Разбивая дайки на ряд блоков, они способствовали возникновению представления о множественности даек. Между тем оказалось, что за обособленные дайки принимались разобщенные сбросами части одной и той же дайки. В этом отношении особенно примечательно положение блоков даек № 6 и 18—94 в их северо-западных частях.

Таблица 2

Размеры и элементы залегания главных даек месторождения

Номер дайки	Азимут простирания дайки (средний), град.	Длина дайки, *м*		Глубина подсечения буровой скважиной в плоскости дайки, *м*	Угол падения дайки, град.		Полная мощность дайки, *м*		Характер оруденения даек
		на разведанном участке	на сподуменоносном участке		средний по канавам на поверхности	средний по скважинам	средняя на поверхности	средняя по скважинам	
45	300	1300	1000	235	53	28	18,76	26,1	Сподуменоносные дайки
Северо-западная апофиза дайки № 45	300	400	270	—	52	—	3,89	—	
38	300	700	470	165	55	36	9,38	7,77	
6	305	1085	1000	175	53	46	10,25	10,41	
5	302	400	400	80	63	40	11,52	21,86	
84—93	298	490	490	125	54	38	8,17	10,25	
36	307	410	240	—	51	—	9,22	—	Сподуменоносные и оловоносные дайки
18—94	310	485	380	—	52	—	8,54	—	
Главная	310	550	485	—	59	—	6,07	—	
70	296	310	225	—	58	—	7,24	—	Сподуменоносная дайка
Лепидолитовая	308	300	—	—	60	—	0,5—2,5	—	Оловоносные дайки
Новая	293	110	—	—	55	—	0,25—1,2	—	

Примечание. Дайки Лепидолитовая и Новая вскрыты по падению наклонными выработками.

На месторождении установлены смещения двух систем. Одна из них, менее изученная, по простиранию плоскостей смещений близка или даже совпадает с простиранием даек, составляя 282—325°. Смещения этой системы в большинстве случаев направлены под углом 5—40° к простиранию самих даек. Плоскость смещения падает к юго-западу под углом 50—60°. Амплитуда смещений обычно невелика и колеблется в пределах ст десятков сантиметров до нескольких метров. Значительно больше амплитуда смещения дайки № 45 в районе штолен № 1 и 2, где она составляет около 80 *м*. Возможно, что смещение на этом участке дайки совпадает с простиранием даек, составляя 282—325°. Смещения этой системы, кроме дайки № 45, установлены также по дайке Новой (табл. 3) и по другим дайкам. Изучена она еще очень слабо.

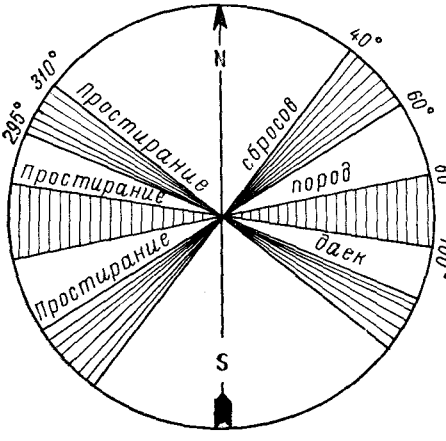


Рис. 3. Соотношение простирания даек и сбросов с простиранием пород

Значительно чаще разведочными выработками вскрывались смещения второй системы, представленные сбросами, секущими дайки под значительно большим углом, чем смещения первой системы. Простирание плоскости сбрасывателя второй системы колеблется в пределах северо-восток 40—55°, редко составляя 65—70° и еще реже 80°. Падение плоскости сбрасывателя наблюдается как к юго-востоку, так и к северо-западу. Угол падения изменяется в пределах 30—50° и редко достигает 70°. Амплитуда выявленных сбросов составляет от 10 до 45 *м* (горизонтальная составляющая), но весьма возможно, что имеют место и меньшие амплитуды смещения, не установленные при принятой густоте разведочных выработок.

Смещения второй системы, повидимому, происходили по криволинейным плоскостям, в связи с чем элементы залегания плоскости сбрасывателя часто изменяются по простиранию сброса. Развиты ступенчатые сбросы, как, например, в северо-западной части дайки № 6, в районе выработки № 5 по дайке № 18—94 и в других пунктах. Смещения лишь в немногих случаях прослежены на более или менее значительное расстояние по простиранию, как например, в средней части рудного поля. В большинстве случаев протяженность смещений по простиранию прослежена лишь в пределах одной серии даек и обычно не распространяется на смежную серию даек. Это объясняется как условиями ведения разведочных работ, не всегда представлявших возможность выявить смещения, так и вполне возможным затуханием последних по простиранию. Любопытно отметить, что наблюдается некоторая приуроченность смещений, как и ветвления даек, к участкам триасовой толщи более богатой бывшими песчанистыми горизонтами, превращенными теперь в кварцево-биотитовые роговики и гнейсы.

Вблизи плоскостей смещений вмещающие породы сильно смяты, раскрошены и обильно пропитаны гидроокислами железа. Простирание трещин смещений совпадает с отмеченными для окрестностей месторождения [2], [9] системами трещин в осадочно-метаморфических породах. В табл. 3 приведены данные, иллюстрирующие элементы залегания плоскостей смещения.

Взаимоотношения элементов залегания вмещающих пород, пегматитовых даек и плоскостей смещения представлены на рис. 3. Трещины, выполненные дайками и почти совпадающие с ними — трещины первой

Таблица 3

Элементы залегания плоскостей смещений

Номер дайки	Местоположение смещения	Азимут смещения, град.	Угол падения плоскости смещения, град.	Амплитуда смещения (горизонтальная составляющая), *м*
45	Канава 359	65	СЗ ∠ 49	Около 80
»	»	282	ЮЗ ∠ 52	
»	Канава к западу от канавы 12	70	СЗ ∠ 90	
»	» » » »	45	СЗ ∠ 35	
45	Штольня 1	57	ЮВ ∠ 35	—
»	»	310	ЮЗ ∠ 49	—
»	Канава 321	32	СЗ ∠ 50	30
6	» 302 и рассечка из старательской выработки	65	ЮВ ∠ 30	46
»	Канава 306	40	ЮВ ∠ 40	13
»	» 389	40	СЗ ∠ 40	37
»	» 343	55	ЮВ ∠ 35	45
»	» 342	55	ЮВ ∠ 70	
18	» 339	55	ЮВ ∠ 41	28
94	» 339	70	ЮВ ∠ 70	29
»	» 338	55	ЮВ ∠ 50	
36	» 360 и 361	80	СЗ ∠ 35	—
»	Карьер по канаве 2	353	СВ ∠ 60	—
Новая	Уклонка I, ствол уклонки	325	— —	—
»	Уклонка I, очистной забой	280	ЮЗ ∠ 60	—

системы смещений (на рис. 3 они не показаны) расположены преимущественно под углом от 25 до 50° к господствующему простиранию пород. В других румбах, но под таким же углом к простиранию пород, расположена и вторая система трещин, по которым произошло смещение рудных даек. Такое симметричное расположение рудовмещающих и сбросовых трещин по отношению к простиранию осадочных пород указывает на общую причину их возникновения — верхнемезозойскую складчатость, в процессе которой намечались эти системы трещин скалывания. Растрескивание по ним происходило позже и в разное время.

5. Строение и состав даек

В разнообразных по строению пегматитовых дайках, часто в одной и той же дайке, наблюдаются участки симметрично-зонального, асимметрично-зонального и блокового строения. Среди полосчато-чередующихся пегматитов и аплитов различных по составу и структурным особенностям могут быть выделены следующие разновидности:

а) аплиты — белый или кремово-белый аплит краевых зон, существенно альбитовый аплит (альбитит), грейзенизированный аплит и сподуменсодержащий аплит;

б) аплит-пегматит;

в) пегматит без сподумена — калиево-полевошпатовый и плагиоклазовый (альбитизированный пегматит без оруденения);

г) сподуменовый пегматит от мелко- до гигантокристаллического;

д) грейзенизированный пегматит, нередко с касситеритом.

Роль указанных разновидностей неодинакова в строении различных типов пегматитовых даек.

Безрудные дайки обычно сложены аплитом в краевых частях и калиево-полевошпатовым или плагиоклазовым (альбитизированным) пегматитом в их центральных частях. Мощность аплитовых оторочек от сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Нередко безрудные дайки в той или иной степени грейзенизированы.

Оловоносные дайки сложены в краевых частях мелкозернистым, иногда грейзенизированным аплитом, имеющим мощность от нескольких сантиметров до 20—30 *см*. Центральные части даек сложены плагиоклазовым аплит-пегматитом с полосчатым или гнездовым развитием грейзена среди них. Очень часто эти дайки имеют атакситовое сложение с существенным развитием крупнокристаллических пегматоидных структур, чередующихся с неправильными участками аплита или аплит-пегматита.

Сподуменоносные дайки имеют наиболее разнообразное сложение. Дайки симметрично-зонального строения, в краевых частях сложены аплитом, сменяющимся к центру аплит-пегматитом или безрудным пегматитом. Центральная часть даек выполнена различной крупности сподуменовым пегматитом. Мощность отдельных зон изменяется в широких пределах: аплитовые оторочки имеют мощность от нескольких сантиметров до 1 *м*, редко больше. Они обычны в средней части дайки вокруг ксенолитов вмещающих пород. За зоной аплита следует зона полосчатого или атакситовой текстуры аплит-пегматита и следующего за ним безрудного пегматита. Суммарная мощность этих зон от десятков сантиметров до нескольких метров. У висячего бока дайки мощность безрудных зон обычно больше, чем у лежачего. Отдельные ответвления и участки даек сложены по всей их мощности безрудными аплитами и пегматитами (дайка № 45 к юго-востоку от канавы № 186 и др.). Эти же породы в виде неправильных полосчато-вытянутых или линзовидных участков встречаются и в центральной зоне среди сподуменовых пегматитов.

Центральная, обычно наиболее мощная зона сложена сподуменовыми пегматитами различной крупности. Существенное увеличение мощности даек (дайка № 45 до 40 *м*) происходит почти исключительно за счет увеличения мощности сподуменовой зоны, а с прекращением сподуменового оруденения резко уменьшается и мощность.

Сподуменовая зона имеет атакситовое или нередко полосчатое строение, связанное с полосчатым обогащением пегматита сподуменом. При этом сподуменовый пегматит, в виде полос или неправильных участков, располагается среди участков аплита, аплит-пегматита и пегматита. Такие полосы четко обнаруживаются в канаве № 319 и еще более резко по штольням № 1, 2 и в других пунктах. Сподумен образуется и за пределами наиболее обогащенных полос в виде отдельных кристаллов или в мелких частых зернах в аплитовидных разностях. Ориентировка этих полос несогласна с элементами залегания дайки и границами зон.

Среди описанных пород встречаются гнезда крупно- и гигантокристаллического пегматита со сподуменом, длина кристаллов которого в редких случаях достигает 1—1,5 *м*, а чаще составляет 20—30 *см*. Участки гигантокристаллического пегматита характеризуются довольно часто перпендикулярным к зальбандам дайки расположением вытянутых кристаллов сподумена. В большинстве же случаев какой-либо закономерной ориентировки кристаллов сподумена в крупнокристаллических гнездах сподуменового пегматита не устанавливается. Эти гнезда обычно приурочены к центральным частям даек и довольно резко отделяются от более мелкозернистых сподуменовых пегматитов или от пегматитов, в которых сподумен развивается лишь в редких кристаллах.

Гнезда крупнокристаллического сподуменового пегматита имеют наиболее широкое развитие по дайкам № 6, 5 и 84—93. По остальным дайкам они встречаются значительно реже. Примечательно, что по наиболее мощной сподуменовой дайке № 45 такие гнезда в очень скромном развитии известны лишь в ее северо-западном конце, в той части, где она разветвляется на ряд даек и общая мощность ее уменьшается.

Очертания крупнокристаллических гнезд весьма неправильны. Они имеют форму карманов, рукавов и других неправильных образований

среди обычных сподуменовых и безрудных пегматитов. Размеры отдельных гнезд имеют в длину 5—25 *м* при мощности 0,5—0,4 *м* и протяженность по падению — до 10—30 *м*. Характерно, что подобные гнезда встречаются большей частью группами как, например, в северо-западном конце дайки № 6 и по дайке № 84. Отдельные гнезда нередко почти вплотную подходят друг к другу или соединяются небольшими рукавами неправильной формы.

В случае асимметрично-зонального строения даек, краевые аплитовые или аплит-пегматитовые зоны у одного или даже у обоих зальбандов могут отсутствовать почти полностью и сподуменовые пегматиты тогда контактируют непосредственно с вмещающими породами или отделяются от них лишь тонкой аплитовой оторочкой.

Грейзенизация и связанная с ней оловоносность в случае их развития в сподуменоносных дайках приурочены к краевым зонам аплита или аплит-пегматита, преимущественно в висячем боку даек и значительно реже у их лежачего бока. При этом возникает полосчатое чередование грейзена и аплита, обычно альбитового. Наиболее часто грейзенизированные гнезда встречаются по дайкам Главной и № 18—94. По дайке Главной на протяжении 500 *м* при сплошном вскрытии ее траншеей по простиранию было обнаружено всего около десятка гнезд грейзена с касситеритом. Размеры гнезд обычно невелики: в длину 5—12 *м*, по падению 2—6 *м*, мощность 0,1—1,0 *м*. Содержание олова в них нередко очень высокое. Среди сподуменовых пегматитов лишь в редких случаях встречается мелкая вкрапленность касситерита; не развита здесь и грейзенизация.

Столь же редко наблюдается и сподумен в грейзенизированных участках и обычно только в виде отдельных редких кристаллов.

6. Петрографическая характеристика пегматитовых даек

В составе даек участвуют разности аплитов и пегматитов.

Среди аплитов преобладает белый или кремово-белый мелкозернистый аплит и распространен грейзенизированный серый аплит с чешуйками мусковита. Широко развит белый сахаровидный альбитовый аплит (альбитит). Довольно обилен белый или светлосерый тонко-зернистый аплит с мелкими неправильными зернами сподумена.

Белый или кремово-белый аплит характерен для краевых зон даек. Он состоит из кварца, альбита, альбит-олигоклаза (№ 5—10), калиевого полевого шпата и редких чешуек мусковита; акцессорных минералов — апатита, турмалина, граната. Идиоморфные зерна альбита и альбит-олигоклаза составляют до 60—70% породы. В аплите порфировидной структуры обычны крупные зерна (до 5—6 *мм*) серого кварца и калиевого полевого шпата, имеющие очень неправильные очертания. В полевом шпате развиты включения кварца и лейсты альбита. Количество апатита в штуфах из зальбанда иногда достигает нескольких процентов. Турмалин и гранат присутствуют в небольшом количестве в виде мелких зерен (0,1—1,0 *мм*) и реже в агрегатах.

Грейзенизированный аплит сероватого цвета встречается преимущественно на участках грейзенизации даек. Он состоит из кварца — 50% и больше, альбита и альбит-олигоклаза — 20—25% и мусковита — около 25%. Зерна кварца имеют неправильные зубчатые срастания.

Альбитовый белый сахаровидный аплит (альбитит) распространен в различных частях даек, образуя неправильные массы и прожилки среди более ранних минеральных агрегатов. Он почти целиком состоит из полисинтетически сдвойникованных мелких лейст альбита; кварц и редкие зерна альбит-олигоклаза (до № 10) присутствуют в резко подчиненном количестве. Этот аплит наиболее поздний.

Сподуменсодержащий аплит развит, главным образом, в сподуменовой зоне. Он содержит различное количество зерен споду-

мена (от одиночных зерен до 10—25% и, в отдельных случаях до 60%).

Сподумен в аплите развит как в виде мелких зерен, размером от 0,05 до 1,0 *мм*, так и в виде крупных порфировых вкрапленников длиной до 5—8 *см* и в сечении 1—2 *см*. Сподумен в основной массе породы представлен мелкими вытянутыми неправильными зернами, включающими нередко очень мелкие зерна кварца. Замещая более ранние минералы, он, в свою очередь, корродируется и пересекается прожилками более поздних — кварца и альбита. Наблюдаются мелкие включения зерен сподумена в альбите.

Крупные удлиненно-призматические порфировые выделения сподумена бледнозеленого цвета развиты в аплите как в виде отдельных кристаллов, так и группами. Характерно наличие разломов в кристаллах, а также повороты и смещения частей кристаллов.

Акцессорные минералы представлены мелкими (0,05—0,2 *мм*) единичными неправильными зернами берилла, граната и апатита.

Безрудные пегматиты и аплит-пегматиты представлены преимущественно альбитизированными разностями, но известное развитие имеют и калиево-полевошпатовые пегматиты.

Калиево-полевошпатовые пегматиты подверглись существенной последующей переработке, особенно альбитизации и известны лишь в виде реликтовых участков среди других разностей пегматитов. Структура этих пегматитов пегматоидная, иногда письменная. Состав их: кварц, калиевый полевой шпат, альбит, альбит-олигоклаз, мусковит, черный турмалин, апатит, гранат. Среди полевых шпатов преобладает калиевый полевой шпат, развитый обычно в виде крупных кристаллов неправильной формы. Характерно значительное развитие пертитовых прорастаний калиевого полевого шпата альбитом. Альбит и альбит-олигоклаз (№ 5—15) находятся в подчиненном количестве. Кварц составляет 20—25% породы и образует неправильные зерна. Мусковит развит в виде мелких пластинок, но иногда с кварцем и полевым шпатом образует грубозернистые участки, в которых количество его составляет 10—15%. Черный турмалин обычен в описываемых пегматитах. Наблюдаются редкие мелкие зерна апатита и граната.

Альбитизированные безрудные пегматиты представляют белую или розоватую породу пегматоидной структуры. Состав породы: альбит, альбит-олигоклаз, кварц, мусковит, калиевые полевые шпаты (микроклин и ортоклаз), гранат, турмалин, апатит, берилл. Альбит и альбит-олигоклаз (№ 5—12) составляют основную массу породы и часто образуют сплошные массивные участки. Участки сплошного белого или голубовато-белого пластинчатого альбита-клевеландита (лейсты толщиной 1,0—1,5 *мм* и длиной 1,5—2,0 до 3,0 *см*) встречаются особенно часто в оловоносных дайках пегматита, но известны и в других его разностях. Калиевые полевые шпаты обычны в альбитизированных пегматитах в виде крупных (до 10 *см*) корродированных кристаллов, замещаемых по периферии и по трещинам кварцем, альбитом и мусковитом. Кварц обилен и нередко составляет до 30% породы. Наблюдается разъедание кварца альбитом. Менее распространенный мусковит развит преимущественно в виде одиночных чешуек и нередко замещается альбитом. Остальные минералы представлены небольшим количеством мелких зерен.

Описанная разность пегматита, повидимому, образовалась за счет калиево-полевошпатового пегматита в результате более поздней интенсивной альбитизации породы.

Аплит-пегматит представляет неравномернозернистую атакситовой текстуры породу того же состава, что и безрудный аплит и альбитизированный пегматит. Он является промежуточной структурной разновидностью двух первых. Обычно в нем среди мелкозернистой аплитовой массы развиваются более крупнозернистые пегматоидной структуры уча-

стки, которые как бы цементируют и замещают разобщенные участки аплита.

Сподуменовый пегматит представлен различными по крупности разностями вплоть до гигантозернистых. В нем широко распространены процессы замещения одних минералов другими.

Среднезернистый сподуменовый пегматит является одной из наиболее распространенных разностей. Он имеет гипидиоморфнозернистую или аллотриоморфную структуру и следующий состав: сподумен, кварц, альбит, альбит-олигоклаз, калиевые полевые шпаты, мусковит, гранат, берилл, турмалин, апатит и колумбит-танталит. Содержание сподумена колеблется от 5—10 до 70%, обычно составляя 20—25%. Размер кристаллов различен — от 0,1 до 2—3 *см* в длину. Сподумен имеет обычно неправильную форму зерен и часто включает обильные пойкилитовые вростки кварца и кислого плагиоклаза. Вместе с тем сподумен в вытянутых округлых зернах включен в альбит или замещается им, а также более поздними кварцами и мусковитом.

Альбит и альбит-олигоклаз (№ 5—10) количественно преобладают над кварцем и разъедают более ранний кварц, в свою очередь, замещаясь более поздним кварцем. Калиевые полевые шпаты — ортоклаз и микроклин — присутствуют обычно в значительно меньшем количестве, чем плагиоклазы. Наблюдаются реликты более крупных зерен калиевых полевых шпатов, интенсивно замещаемых альбитом, кварцем и мусковитом. Сподумен также, повидимому, образовался позднее калиевых полевых шпатов.

Мусковит является мало распространенным в сподуменовых пегматитах минералом, составляя 1—5%. Он развит как в виде мелких, так и в виде отдельных более крупных чешуек.

Берилл в сподуменовых пегматитах встречается довольно часто, но на участках более бедных сподуменом. Чаще всего он наблюдался по дайке № 6 в виде коротко-столбчатых бледно-зеленых кристаллов. Турмалин, апатит и гранат наблюдаются в виде мелких редких зерен. В сподуменовом пегматите обычно развит в очень малом количестве колумбит-танталит в виде мелких зерен (0,05—0,5 *мм*). Он был обнаружен при исследовании тяжелой фракции, полученной при дроблении сподуменового пегматита.

Крупнокристаллический сподуменовый пегматит имеет пегматоидную, грубозернистую до гигантозернистой структуру и тот же состав, что и среднезернистый сподуменовый пегматит. Количество кварца несколько увеличивается; мусковита очень мало.

Сподумен образует кристаллы призматически шестоватой формы без хорошо образованных конечных граней. Размер кристаллов в длину от 3—5 до 10 *см* при поперечном сечении от 1—5 *мм* до 1 *см*. Кристаллы срастаются по длине друг с другом, образуя цепочки вытянутых в одном направлении кристаллов сподумена, нередко располагающихся перпендикулярно зальбандам дайки или границам полосы сподуменового пегматита. В сподумене наблюдаются включения довольно крупных (до 5—8 *мм*) зерен апатита травяно-зеленого цвета.

Спорадически в пегматите встречаются скопления зерен мясокрасного граната — пиропа и зеленовато-синего в осколках черного в штуфах турмалина.

В гнездах гигантокристаллических сподуменовых пегматитов размер кристаллов сподумена достигает 0,5—1,5 *м* в длину при поперечном сечении 3—8 *см*. В них наблюдается также развитие крупных блоков калиевого полевого шпата и кварца. Крупные кристаллы сподумена в этих гнездах во многих случаях ориентированы перпендикулярно зальбандам дайки. Отдельные его кристаллы нередко разрастаются в краевые безрудные зоны аплита и аплит-пегматита. Содержание сподумена в таких гнездах составляет 50—60%. С увеличением крупнозер-

нистости сподуменового пегматита в его составе намечается увеличение количества кварца и уменьшение роли плагиоклаза. Толстотаблитчатый мусковит и довольно редкий берилл имеют некоторое развитие в описываемых гнездах. Цвет берилла бледнозеленый до бесцветного с неравномерной окраской. Берилл образовался раньше сподумена, кристаллы которого его пересекают.

Полосчатое или в виде неправильных участков развитие разностей сподуменового пегматита, среди безрудных аплитов и пегматитов, подтверждает высказанное выше соображение о том, что образование сподуменовых пегматитов происходило в связи с интенсивным развитием сподумена за счет ранее образовавшихся пород, отдельные блоки которых сохранились почти неизмененными среди сподуменовых пегматитов. Очертания таких участков неровные с развитием в них по трещинам сподуменовых пегматитов и отдельных кристаллов сподумена.

Грейзенизированные пегматиты и грейзен, развитые в краевых частях сподуменоносных даек или на отдельных участках оловоносных даек, образовались за счет изменения аплита и аплит-пегматита, с участками которых грейзен образует полосчатое чередование.

Наиболее обычный грейзен краевых зон даек представлен кварцево-мусковитовой породой с небольшим количеством альбита и редкими кристаллами белого берилла. Кварц и столбчатые кристаллы зеленоватого мусковита образуют грубозернистые агрегаты, в которых развивается различной крупности вкрапленность касситерита, содержание которого колеблется от единичных зерен до густой вкрапленности. Отдельные крупные кристаллы касситерита (до 1 *см*) наблюдаются среди прилегающих к грейзену масс сахаровидного аплита.

Грейзен, встреченный по дайке Лепидолитовой, сложен сплошными массами различных по крупности агрегатов серого полупрозрачного кварца с мусковитом и обильным лиловым лепидолитом. Лепидолит развит как в виде тонкочешуйчатых агрегатов, находящихся в тесном срастании с кварцем, так и в виде крупных кристаллов. Часто лепидолит почти полностью замещает по периферии крупные кристаллы мусковита. С кварцево-мусковито-лепидолитовым грейзеном ассоциируют участки альбитизированного грубозернистого пегматита, содержащего массы сплошного пластинчатого альбита, крупнокристаллические сегрегации кварца, клевеландита, черного и полихромного турмалина. В описанном грейзене, на одном из участков Лепидолитовой дайки, было встречено гнездо с большим количеством крупных агрегатов смоляно-черного касситерита, иногда сцементированных крупночешуйчатым лепидолитом. По трещинкам в касситерите развиты тонкие (до 2 *мм*) прожилки, сложенные кварцем, лепидолитом и неправильной формы зернами розового турмалина.

В шлифах устанавливается, что в лепидолите и в розовом турмалине включены мелкие идиоморфные зерна касситерита. Наблюдается развитие лепидолита по турмалину, который также замещается крупнокристаллическим пластинчатым клевеландитом. Изредка среди агрегатов кварца и касситерита наблюдается очень немного флюорита.

В грейзене краевых зон даек иногда устанавливаются полуоткрытые трещины (до 3—4 *мм*) с низкотемпературным кварцем.

Грейзенизированные краевые участки даек иногда сильно рассланцованы и превращены в породу, имеющую облик грубозернистого светлоокрашенного кварцево-мусковитового сланца.

7. Изменение вмещающих пород вблизи пегматитовых даек

Вблизи пегматитовых даек вмещающие породы подверглись значительным изменениям. На различных участках они заключаются в обогащении пород светлой слюдой в их фельдшпатизации, турмалинизации, серицитизации и графитизации. В результате фельдшпатизации и раз-

вития светлых слюд породы нередко вдоль контактов даек и трещин на их продолжении отчетливо осветлены. Обильные мелкие зерна апатита и сплошные его полоски обычны в контактах даек.

Мощность зоны интенсивного контактового воздействия в большинстве случаев не превышает нескольких десятков сантиметров, часто ограничиваясь всего 5—10 *см*.

Остановимся на основных процессах изменения вмещающих пегматитовые дайки пород.

Турмалинизация — широко распространенный на месторождении процесс, особенно интенсивно развивающийся в сланцах и не только в пределах узкой контактовой зоны, но и с охватом значительной толщи пород. Участки своеобразных турмалиновых роговиков установлены на площади в нескольких десятков квадратных метров по канаве Лепидолитовой в районе одноименной дайки, в районе Новой дайки и в других пунктах. Характерна приуроченность интенсивного проявления турмалинизации к участкам с оловоносными грейзенизированными пегматитовыми дайками.



Рис. 4. Турмалиновый контактовый роговик. Х 30. Без анализатора

Турмалиновый роговик, взятый из лежачего зальбанда Новой дайки, представляет черную очень плотную породу с обильными мелкими зернами черного турмалина. В шлифе порода имеет слоистую микротекстуру и нематобластовую структуру (рис. 4). Основную массу породы составляет турмалин (до 70%) в тонкозернистом агрегате углистого вещества и мелкозернистого кварца с незначительным количеством серицита.

Турмалин ориентирован преимущественно параллельно сланцеватости породы, но большое количество его зерен ориентировано под различными углами к сланцеватости. Размер зерен турмалина изменяется в длину от 0,1 до 2,0 *мм* и в диаметре от 0,01 до 0,1 *мм*. Турмалин черного цвета, в тонких осколках буровато-черный. Показатели его преломления: Nm = 1,640; Np = 1,625. Плеохроирует он в желтовато-бурых тонах от светложелтовато-бурого по Np до темно-желто-бурого по Nm. Нередко в его более крупных зернах намечается зональность в окраске. Центральные зоны окрашены интенсивнее и имеют более отчетливый плеохроизм. Полосчатая микротекстура породы подчеркивается чередованием полосок богатых углистым веществом или с малым его количеством. В шлихе, полученном при промывке дробленного материала этой породы, основную массу составил грязновато-бутылочно-зеленый турмалин. Наблюдались также редкие очень мелкие зерна граната, бесцветного циркона, апатита (с черными тонкими включениями в средней части зерен) и сфена. Размер зерен перечисленных минералов порядка 0,05—0,1 *мм*.

Сходные плотные черные турмалиновые роговики развиты и в других отмеченных выше пунктах. Количество турмалина в породе изменяется от 10 до 50% и больше. На отдельных участках зерна турмалина образуют сплошные агрегаты. Часто при меньшем количестве турмалина в породе развиваются крупные порфиробласты биотита, включаю-

щие тонкие углистые частицы, а среди основной массы породы возникают кварцево-полевошпатовые агрегаты с чешуйками мусковита, но свободные от углистых частиц.

Кварцево-мусковито-турмалиновая порода светло-серого цвета нередко образуется в контакте пегматитовой дайки с песчаниками. Порода имеет обычно гранобластовую структуру и состоит из кварца, мусковита и турмалина. Количество последнего в породе составляет 5—6%, а размеры его кристаллов крупнее, чем в большинстве турмалиновых роговиков и достигают в длину 4—7 *мм* и в диаметре до 0,5—0,7 *мм*. Цвет турмалина — черный. Обычно в этих породах турмалин резко зонален — с более густой окраской в центральных частях. Он плеохроирует от зеленовато-желтого по Nm до светло-зеленого по Np. Показатели его преломления: Nm = 1,650; Np = 1,627; Nm — Np = в краевых частях 0,023, в центральной зоне — 0,026.

Турмалин имеет включения кварца, приуроченные к центральной зоне. Порода содержит довольно крупные зерна берилла, тоже с включением кварца и чешуек мусковита. Мусковит развивается в виде отдельных чешуек и агрегатов между зернами кварца и особенно вокруг зерен берилла и турмалина. Мелкие зерна турмалина включены в берилл. В шлихе, полученном при промывке дробленного штуфа этой породы, установлены редкие мелкие зерна апатита, циркона и единичные очень мелкие зерна касситерита. Макроскопически касситерит в этой породе устанавливался в виде зерен диаметром до 1 *мм*.

Описанная контактовая порода встречена в ряде пунктов, преимущественно около грейзенизированных участков даек и образует зоны небольшой мощности (10—20 *см*). С удалением от контакта уменьшается количество турмалина в породе и крупность его зерен.

Мусковитизация часто сопровождает турмалинизацию, особенно в песчаниках, но имеет и самостоятельное развитие в кварцево-мусковитовых сланцах, часто образующихся в контактах с пегматитовыми дайками, преимущественно вблизи грейзенизированных их участков. Эти сланцы представлены светлосерыми, сильно рассланцованными породами состоящими, главным образом, из кварца и мусковита.

В шлифе в этих сланцах устанавливается лепидобластовая структура и микрослоистая текстура, подчеркиваемая чередующимися прослоями, обогащенными либо мусковитом, либо кварцем. Мелкие зерна граната с пойкилитовыми вростками кварца, как бы раздвигая чешуйки мусковита, вызывают их изгибание. Наблюдаются мелкие неправильных очертаний зерна турмалина с буроватой окраской в центре.

Развитие кварцево-мусковитовых сланцев приурочено к контактовой зоне мощностью в несколько десятков сантиметров. С удалением от дайки процесс затухает, но еще и на некотором расстоянии от зальбанда часто наблюдается мусковитизация биотита во вмещающих породах.

Своеобразная буровато-серая, иногда с розоватым оттенком слюдяная порода встречена в ряде пунктов по зальбандам даек. Порода почти целиком сложена светлой слюдой и нередко отделена от самой дайки плотной тонкозернистой кварцевой породой (мощностью около 1 *см*) обычно пронизанной агрегатом мелких игл черного турмалина. Мощность самой слюдяной зоны не больше 4—5 *см*. В шлифе устанавливается, что описываемая порода на 90% состоит из различно-ориентированных взаимно-прорастающих чешуек слюды размером до 2—3 *мм* и только около 10% породы составляют мелкие зерна кварца, выполняющие промежутки между чешуйками слюды и здесь же наблюдаются мелкие зерна апатита. Мелкие зерна кварца, апатита и слюды включены и в более крупные чешуйки слюды.

Слюда имеет очень слабый плеохроизм в светложелтых тонах от почти бесцветного по Np до светлобурovато-желтого по Ng; оптически-

отрицательная; $2V = 0$, реже достигает 3—4°; Ng = 1,589—1,590; Ng—Np = 0,037, в другом образце = 0,042; Ng $\perp$ (001). Указанные оптические константы ближе всего подходят к флогопиту. Соответствующие светло-окрашенные флогопиты, в шлифе бесцветные или со слабым плеохроизмом. Они описаны из месторождения Слюдянка (на Байкале) П. В. Калининым [7].

Фельдшпатизация вмещающих пород, главным образом, бывших песчаников, характеризуется широким развитием в них порфиробласт полевого шпата различного размера (часто до 2—3 *мм* в диаметре). Количество порфиробласт чрезвычайно разнообразно от одиночных мелких новообразований полевого шпата до сплошного агрегата пойкилобластовой структуры, состоящего из довольно крупных (2—3 *мм*) зерен полевого шпата, имеющих неправильные извилистые, часто неотчетливые, расплывающиеся контуры. Полевой шпат представлен калиевым полевым шпатом, подвергшимся последующей альбитизации.

Фельдшпатизация обычно сопровождается окварцеванием вмещающих пород, выражающимся в образоваании прожилков, агрегатов и отдельных крупных зерен кварца. Очень часто в контактовых зонах кварц образует мирмекитовые прорастания с новообразованным полевым шпатом.

Указанные процессы приводят к образованию пород, очень сходных с описанными выше роговиками и гнейсами, и приуроченых преймущественно к горизонтам прежних песчаников.

В результате окварцевания, фельдшпатизации и мусковитизации образуются своеобразные осветленные зоны как в контакте с пегматитовыми дайками, так в ряде случаев и вне явной связи с ними (канава 195 и другие).

Образование апатита, особенно интенсивное в непосредственной близости к контакту с дайкой, чрезвычайно характерный для месторождения процесс. Неправильные мелкие (0,01—0,2 *мм*) зерна апатита встречены как в виде отдельных зерен, так и в виде цепочек или тонких прожилков сплошного апатита.

Призматические и игольчатые кристаллы апатита с окрашенными в грязновато-бурый цвет центральными зонами, отмеченные выше в амфиболо-биотитовых гнейсах, а также и окрашенные, имеющие неправильные очертания, зерна его в ряде контактовых пород, повидимому, также обязаны своим образованием контактовым процессам.

Графитизация имеет некоторое развитие среди контактовых образований. Мелкие чешуйки графита размером 0,01—0,02 *мм* были установлены в полированных шлифах углистых сланцев и роговиков из контактовых зон.

Среди других явлений контактового метаморфизма вмещающих пород необходимо отметить развитие скоплений биотита по плоскостям сланцеватости сланцев как вблизи пегматитовых даек, так и в удалении от них. Изредка наблюдается при этом возникновение тонких прослойков, почти целиком состоящих из чешуек биотита.

Пегматитовые дайки очень часто сопровождаются зоной сильно смятых, почти раздавленных осветленных сланцев, несколько жирных наощупь и легко растирающихся руками. Вблизи поверхности, измененные в контактовых зонах, сланцы часто пропитаны гидроокислами железа и сильно растерты вплоть до превращения их в плотную бурую глину.

8. Некоторые замечания о метаморфизме вмещающих пород

Обращаясь к рассмотрению изложенных выше данных об общем изменении пород триасовой толщи в пределах рудного поля и об изменении их в зоне контакта с пегматитовыми дайками, мы устанавливаем

много общего в этих различных по масштабу и интенсивности (последняя выше в контактовых зонах пегматитовых даек) процессах. Общим для них является участие летучих в изменении пород и привнос таких элементов как Si, Na, B, K, P и Cl. Привнос Cl и P происходил в небольших количествах (образование апатита). Роль воды, повидимому, была очень велика. Существенна была также роль первых четырех элементов из указанных выше, т. е. Si, K, B и Na.

Широкое развитие процессов метаморфизма среди пород вмещающей толщи, скорее всего, вызвано воздействием интрузивного тела, апикальные части которого и связанные с ним пегматитовые дайки вскрыты в настоящее время эрозией, а само оно находится на небольшой глубине от поверхности.

Внедрение интрузивной массы вызвало значительный подъем температуры в прилегающих толщах, что в условиях общего сжатия, связанного с последними стадиями складчатости, и явилось начальной причиной перекристаллизации и возникновения сланцеватых текстур. Процесс происходил, повидимому, на средних глубинах в условиях довольно высоких температур.

Богатство магмы летучими обусловило уже в первые стадии процесса их частичное выделение из магмы и участие в процессах изменения вмещающих пород.

Образование в дальнейшем пегматитовых даек и циркуляция обильных растворов, проникавших не только в дайки пегматитов, но и по доступным им путям в породы триасовой толщи, усилило данный процесс. При этом изменению подвергались не только сами пегматитовые дайки и породы в непосредственном контакте с ними, но также породы вдоль наиболее проницаемых для растворов участков, с образованием отмеченных выше осветленных зон и турмалиновых роговиков.

Степень метаморфизма пород в разных частях рудного поля различна, и довольно разнообразны продукты метаморфизма, находящиеся, вместе с тем, в тесном родстве, подчеркиваемом наблюдаемыми переходными разностями.

Причиной этого разнообразия является неоднородность первичного материала. За счет песчано-глинистых и углисто-глинистых пород возникли разнообразные сланцы, а за счет более песчанистых разностей — кварцево-биотитовые роговики и гнейсы. Наличие мергелистых пропластков обусловило возникновение амфиболо-биотитовых роговиков и гнейсов.

Разная проницаемость отдельных горизонтов осадочной толщи и неодинаковое пропитывание их растворами вызвали различия в степени метаморфизма и среди более или менее однообразных первоначально пород.

Намечается некоторая последовательность в новообразовании минералов, более четко различаемая в контактовых зонах. Образование биотита, граната и калиевого полевого шпата, повидимому, предшествовало развитию мусковита, апатита и альбита. Кварц образовывался на протяжении всего процесса.

Особенности метаморфизма песчано-глинистых пород триаса на Завитинском месторождении связаны, таким образом, с интенсивным проявлением пегматитообразования и циркуляцией растворов в породах кровли, сравнительно неглубоко залегающей гранитной интрузии. Контактовый метаморфизм накладывался на более слабый процесс динамотермального метаморфизма и сопровождался привносом во вмещающие породы указанных выше элементов.

9. Описание минералов пегматитовых даек

В составе пегматитовых даек установлено свыше двадцати минералов. Некоторые из них представлены несколькими разновидностями,

а иногда и несколькими генерациями, и имеют широкое распространение на месторождении, другие встречаются редко и в очень небольшом количестве. Распространенность отдельных минералов в различных породах, слагающих пегматитовые дайки представлена на табл. 4.

Переходим к описанию минералов в порядке их распространенности на месторождении.

Кварц характерен для различных моментов формирования пегматитовых даек и представлен несколькими разновидностями.

В порфировых выделениях в аплите и в аплит-пегматите развит дымчато-серый полупрозрачный кварц.

В сподуменовых пегматитах кварц представлен неправильными изометричными зернами и их агрегатами. Цвет кварца светлосерый, серовато-белый до молочно-белого, обычно он просвечивает. Кварц выполняет промежутки между кристаллами сподумена или иногда образует прожилки и линзовидные обособления.

Сплошные сливные массы желтовато-розового кварца изредка наблюдаются в центральных частях сподуменовых зон.

Кварц в грейзене образует агрегаты неправильных зерен с мусковитом или сплошные массы сливного кварца с чешуйчатой вкрапленностью лепидолита. Кварц имеет серый или темносерый цвет и стеклянный блеск.

Иногда в оловоносных дайках наблюдаются крупные кристаллы кварца в друзах с клевеландитом и мусковитом. Здесь же наблюдались крупные кристаллы стекловидного полупрозрачного темносерого кварца в «рубашке» молочно-белого кварца.

Преобладающее отложение кварца происходило, повидимому, из растворов, за исключением может быть части кварца в аплите и аплит-пегматите, кристаллизовавшегося из расплава.

Калиевые полевые шпаты относятся к наиболее ранним минералам. Они представлены, судя по данным измерений на федоровском столике как микроклином, так и ортоклазом, но для окончательного решения вопроса необходимо дальнейшее исследование полевых шпатов. Калиевые полевые шпаты наблюдаются в виде крупных кристаллов светлосерого, слегка голубоватого цвета, которые имеют обычно неправильные ограничения. Размер кристаллов от мелких зерен, различимых только в шлифе, до нескольких десятков сантиметров и даже до метра в диаметре (в гнездах крупнокристаллического сподуменового пегматита).

Микроклин, за редким исключением, представлен нерешетчатыми разностями и определялся на федоровском столике. Получены были следующие константы для микроклина из краевой части (аплит-пегматит) дайки № 45: PNm — 14°; PNg — 76°; PNp — 87°; $\perp$ (001) Nm — 14°; $2V = -75°$.

Ортоклаз наблюдался как в виде мелких ксеноморфных зерен, часто являющихся простыми двойниками, так и в виде крупных кристаллов. Он определялся также на федоровском столике и были получены следующие данные.

Ортоклаз из сподуменового пегматита: PNm — 5°, PNg — 87°, PNp — 88°. $\perp$ (001) Nm = 5°, $2V = -72°$.

Ортоклаз из сподуменового аплита: $D_0Nm = 20°,5$. Карлсбадский двойник. $\perp$ (010) Ng = 0; $2V = -70°$. Np и Nm лежат в плоскости (010).

Как микроклин, так и ортоклаз подверглись интенсивному замещению альбитом с образованием пертитов замещения.

Альбит-олигоклаз представлен главным образом, № 5—12 (по углу симметричного угасания и показателю преломления). Он присутствует в различных породах, слагающих дайки, но наиболее характерен для альбитизированных простых пегматитов.

Таблица 4

Минеральный состав пород, слагающих пегматитовые тела

Интенсивность проявления минералов	Аплит краевой зоны	Безрудный пегматит и аплит-пегматит		Сподуменовый пегматит	Грейзенизированные участки сподуменоносных даек	Лепидолитовая и другие оловоносные дайки
		калиево-полевошпатовый	альбитизированный			
Резко преобладающие	Альбит - олигоклаз, калиевый полевой шпат, кварц	Калиевый полевой шпат, кварц	Альбит, кварц	Кварц, сподумен	Кварц, мусковит (зеленый)	Кварц, альбит (в том числе клевеландит)
В большом количестве	Альбит	Альбит-олигоклаз, мусковит	Альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат	Альбит-олигоклаз, альбит	Альбит	Альбит-олигоклаз, мусковит (преимущественно зеленый)
В заметном количестве	Мусковит	Альбит	Мусковит	Калиевый полевой шпат	Касситерит	Калиевый полевой шпат, турмалин (черный), лепидолит, турмалин (полихромный)
В малом количестве	Апатит, гранат	Турмалин, (черный), апатит, гранат	Гранат, турмалин (буровато-черный и синевато-черный), апатит	Берилл, апатит, колумбит-танталит, гранат, турмалин (синевато-черный)	Берилл, (белый), гранат	Берилл, гранат, апатит
Редкие	Турмалин, (черный и грязно-буровато-зеленый)		Берилл, сподумен	Касситерит	Флюорит, арсенопирит, пирит, халькопирит	Флюорит

Альбит-олигоклаз образовался раньше сподумена, по отношению к которому он ксеноморфен и замещается альбитом и кварцем.

Альбит — один из наиболее распространенных на месторождении минералов. Он представлен несколькими разностями, среди которых могут быть выделены: мелкозернистый белый, сахаровидный, среднезернистый альбит, состоящий из лейст длиной от 1 до 6 *мм* и крупнопластинчатый альбит-квелеландит, пластинчатые кристаллы которого достигают 1—3 *см* в длину.

Сахаровидный альбит в ассоциации с кварцем замещает по трещинам ранее образовавшиеся минералы. Полосы и прожилки, обогащенные им являются обычными среди всех разностей пегматита.

Среднезернистый лейстовидный альбит принимает широкое участие в замещении минералов, часто образуя сплошные массы, сложенные веерообразными агрегатами или розетками пластинок.

Крупнокристаллический пластинчатый альбит-клевеландит образует сплошные массы, нередко в ассоциации с полихромным турмалином и лепидолитом. Образование последних, относящихся к поздним стадиям минерализации, закончилось все же раньше завершения кристаллизации клевеландита. Клевеландит развит преимущественно в дайках Лепидолитовой, Новой и на участках грейзенизации других даек. По данным спектрального анализа в различных разновидностях альбита установлены (анализ выполнен Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск), кроме основных компонентов следующие элементы в количествах от сотых до десятых долей процента — Li, Fe, Mn, Be и в количествах от тысячных до сотых долей процента — B и Sn.

Слюды представлены в пегматитовых дайках несколькими разностями мусковита, лепидолитом и, возможно, кукеитом (?).

Выделение генераций мусковита представляет известные трудности. Приводим краткое описание разностей мусковита в предполагаемой возрастной последовательности. Наиболее ранний мусковит представлен редкими мелкими серебристо-белыми чешуйками в аплите. Более крупные его кристаллы серовато-белого цвета развиты в калиево-полевошпатовом пегматите.

В ассоциации со сподуменом встречаются мелкие серебристо-белые чешуйки мусковита или более крупные его пластинки, иногда прорастающие сподумен.

В крупнокристаллическом сподуменовом пегматите встречаются крупные толсто-таблитчатые кристаллы мусковита. В сподуменовом пегматите мусковита сравнительно мало. Наиболее обилен мусковит в грейзене. Он представлен здесь преимущественно разностью от светло-зеленой до яблочно-зеленой окраски и часто образует веерообразные агрегаты удлиненных псевдо-гексагонального облика кристаллов. Здесь же встречаются крупнокристаллические агрегаты клевеландита, кварца, полихромного турмалина и серовато-белого мусковита, иногда проросшие тонко-призматическими кристаллами изумрудно-зеленоватого турмалина.

Мусковит развивается по калиевому полевому шпату и сподумену, но замещается альбитом (рис. 5). В грейзене кварц и зеленоватый мусковит образовались почти одновременно. В некоторых крупных кристаллах слюды из грейзена макроскопически и в шлифах наблюдается замещение мусковита лепидолитом с образованием своеобразной «ромбовидной структуры» (рис. 6). Аналогичное явление описано Боуманом для пегматитов Хаддам Некк, Коннектикут, САСШ [17]. Эти же кристаллы мусковита замещаются лепидолитом по их периферии.

Изменение показателей преломления в иммерсионных жидкостях для разностей мусковита из различных частей пегматитовых даек дало близкие результаты, так Ng изменяется в пределах 1,587—1,601. Двупреломление изменяется в более широких пределах от 0,025 до 0,046.

Более высокое двупреломление характерно для светлой слюды из грейзена. Приведенные оптические данные характерны для кали-натровых слюд, почти несодержащих Fe и Mg.

При спектральном анализе (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск) разностей мусковита установлены следующие элементы — примеси в количестве десятых долей процента — Mg, Mn, B; от сотых до десятых долей процента — Li, Be, Sn; сотые доли процента — Fe.

Обращает на себя внимание постоянное содержание лития в слюдах в количестве десятых долей процента.

Лепидолит встречается, главным образом, в дайках Лепидолитовой и Новой. Он представлен двумя разностями: толстотаблитчатыми

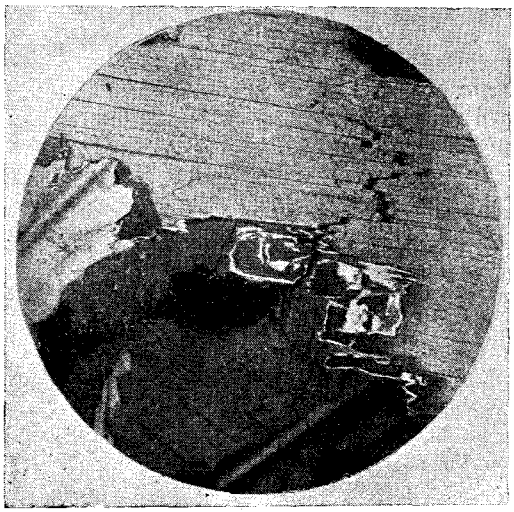


Рис. 5. Альбит, развивающийся по мусковиту. X 45. Николи+

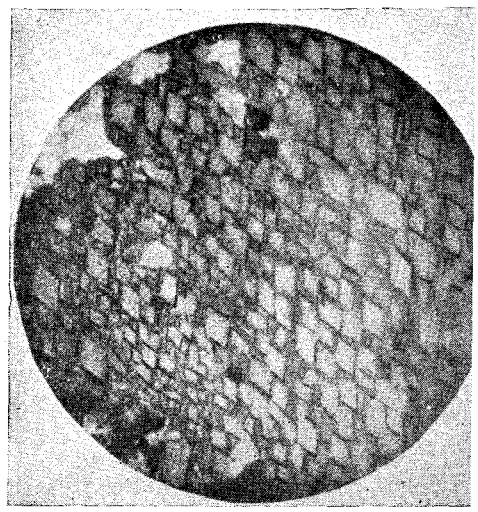


Рис. 6. Мусковит, замещаемый лепидолитом. X 20. Николи +

кристаллами в агрегатах с касситеритом, который он замещает и цементирует, и тонкочешуйчатыми агрегатами, образующими тесное срастание со сливным сероватым просвечивающим кварцем. Кварцево-лепидолитовые прожилки с мелкими зернами розового турмалина выполняют трещины в агрегатах касситерита. С кварцево-лепидолитовым грейзеном связано развитие розового турмалина. Показатель преломления лепидолита колеблется в пределах: $Ng = 1{,}556—1{,}559$; двупреломление $= 0{,}024$; $2V = 45°$. По данным спектрального анализа (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск) лепидолит содержит следующие элементы: Li (единицы процентов); Mn, B и Mg (десятые доли процента); Fe, Be, Sn и Cs (сотые доли процента); рубидий не был установлен.

Кукеит (?). Буровато-желтая или зеленовато-желтая разность слюды, встреченная в грейзене в районе дайки Новой вместе с обычным для грейзена бледно-зеленым мусковитом, повидимому, является кукеитом (?). Она имеет $Ng = 1{,}601$.

Турмалин встречается в разнообразных проявлениях. В контактовых роговиках развиты его обильные мелкие (в длину 1—3 *мм*) кристаллы черного цвета. В шлифах он имеет зональную окраску, более густую в центральных частях зерен, и плеохроизм от светло-зеленовато-желтого до густо-коричневато-бурого.

В кварцево-мусковитовых породах наблюдаются радиально-лучистые агрегаты и отдельные более крупные кристаллы (до 1 *см*) черного турмалина. Они зональны: плеохроизм их от светложелтого до светло-

коричневато-бурого. Окраска и плеохроизм более интенсивны в центральных частях зерен и значительно бледнее в наружной зоне.

В простых пегматитах иногда развиты крупные кристаллы (до 20—30 *см*) черного шерла, плеохроирующего в густо-синевато-зеленых тонах. Среди сподуменовых пегматитов встречаются кристаллы черного турмалина и их агрегаты. В осколках эта разность просвечивает зеленовато-синим цветом. С участками альбитизации и грейзенизации связано образование крупных кристаллов черного (в осколках грязно-зеленовато-бурого) турмалина и различной крупности кристаллов полихромных турмалинов. Нередко окраска одного и того же кристалла изменяется от черной через бутылочно-зеленую до розовой. Розовый и изумрудно-зеленый турмалин часто образуют и отдельные кристаллы. В шлифах розовый турмалин бесцветен и не плеохроирует (табл. 5).

Таблица 5

Оптические свойства турмалина

Наименование разностей турмалина	Nm	Np	Nm—Np
Черный	1,647—1,655	1,624—1,632	0,023
Бутылочно-зеленый	1,640—1,643	1,623—1,625	0,018
Розовый	1,637	1,620—1,625	0,012—0,017
Изумрудно-зеленый	1,633	—	—

В шлифах наблюдаются следующие соотношения турмалина с другими минералами. К центральным зонам черного зонального турмалина приурочены пойкилитовые вростки кварца. Отчетливо ксеноморфный облик имеют кристаллы синевато-черного турмалина в сподуменовом пегматите, а иногда они врастают в сподумен. Наблюдаются скелетоподобные формы роста плеохроирующего турмалина (из ранних турмалинов), развивающегося по стыкам зерен кварца и альбита. Вместе с тем, известны случаи пересечения черного турмалина тонкозернистыми прожилками кварца и альбита. Розовый турмалин присутствует в кварцево-лепидолитовых прожилках в касситерите. Он включает мелкие зерна касситерита, а сам замещается лепидолитом.

Анализируя взаимоотношения турмалина с другими минералами, приходим к предположению, что образование почти всех разностей турмалина приурочено к более позднему моменту, чем образование сподумена и вероятнее всего связано, главным образом, с грейзенизацией, за исключением части черного турмалина, который начал кристаллизоваться раньше альбитизации. Примечательно, что развитие контактовых турмалиновых роговиков приурочено, главным образом, к участкам, прилегающим к грейзенизированным частям даек.

По данным спектрального анализа (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск) от черного турмалина к розовому резко падает содержание железа — от целых процентов до сотых долей и увеличивается содержание лития — от 0,1 до 0,5—0,8%. Во всех разностях турмалина кроме основных элементов установлены: Mg, Na, K, Ca, Mn, Be и следы Sn, Ta и Nb. Как данные спектроскопии, так и оптические свойства исследованных разностей турмалина указывают на их принадлежность к группе литиево-магнезиальных турмалинов. Повышение содержания железа в более раннем черном турмалине возможно связано с заимствованием его из вмещающих пород, особенно при образовании турмалина контактовых роговиков.

Касситерит является распространенным на месторождении минералом и приурочен преимущественно к грейзенизированным участкам даек. В сподуменоносных дайках такие участки имеют некоторое раз-

витие лишь в краевых их зонах. В самой сподуменовой зоне касситерит встречается исключительно редко и обнаруживается при промывке дробленого материала в виде единичных мелких зерен.

Представляет интерес наличие редких мелких зерен касситерита в кварцево-мусковито-турмалиновом роговике около оловоносной дайки в районе дайки Новой.

Отдельные участки грейзена значительно обогащены касситеритом, образуя богатые, но небольшие по размерам (несколько кубометров руды) оловоносные гнезда. Цвет касситерита смоляно-черный, реже коричневато-бурый и в мелких зернах грязный серовато-бурый. Он представлен преимущественно неправильными зернами и их агрегатами, достигающими 5—6 *см* в диаметре (дайка Лепидолитовая). Лишь редко устанавливаются дипирамидальные формы кристаллов. Более правильные отдельные кристаллы наблюдались в среднезернистом альбитовом агрегате, часто сопровождающем грейзен.

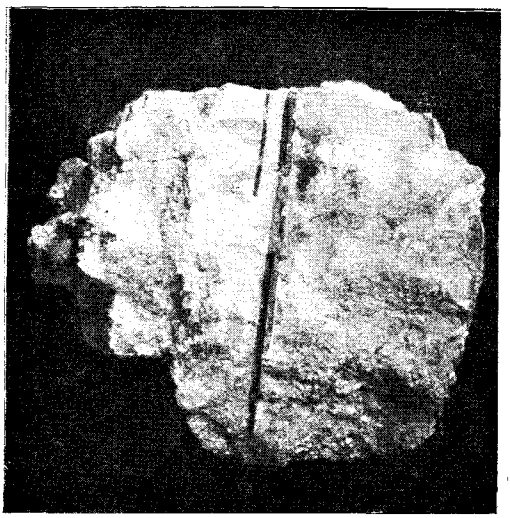


Рис. 7. Кварцево-мусковитовый грейзен с удлиненно-призматическими кристаллами касситерита. Натуральная величина

В дайке, вскрытой канавой № 365, к северу от дайки Новой было встречено несколько удлиненно-призматических кристаллов касситерита черного цвета длиной в несколько сантиметров при поперечном сечении 2—3 *мм* (рис. 7). В поперечном сечении эти кристаллы имеют форму ромба или параллелограмма. Измерение углов (измерение произвел В. Ф. Алявдин) между нормалями к граням этих кристаллов показало в среднем 58°11′, что отвечает углу (III) $\wedge$ ($\bar{1}$II) касситерита. Таким образом, описываемые кристаллы касситерита образованы дипирамидой (III), резко вытянутой вдоль ребра (III) : ($\bar{1}$II), что и придает им призматический облик. Аналогичные кристаллы касситерита с Завитинского месторождения были описаны Н. Ю. Икорниковой и Е. А. Севрюгиной [6].

В шлифах касситерит представлен в виде неправильных зерен или в виде их агрегатов, имеющих зональную или пятнистую окраску и плеохроизм от светло-бурого до густо-коричневого цвета. Наблюдаются простые и более сложные двойники, среди которых своеобразны полисинтетические перекрещивающиеся двойники, напоминающие микроклиновую решетку.

Химический анализ касситерита приводим в табл. 6, по данным А. М. Болдыревой (1941 г.), для касситерита жилы Главной (аналитик Р. О. Бомштейн).

Обращает на себя внимание высокое содержание Ta и Nb, являющееся характерным для касситерита из пегматитов.

При спектральном анализе касситерита в нем установлены линии слабой интенсивности Hf и Ga (аналитик Боровик С. К.), а также следы Na, Mg, Pb, Be и B (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск).

Тесное парагенетическое сообщество касситерита с лепидолитом, белым бериллом (ростеритом), серовато-белым кварцем, полихромным турмалином (отметим, что во всех этих минералах наблюдались мелкие

Таблица

Химический состав касситерита

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SnO_2	96,44	MnO	0,21
SiO_2	0,14	CaO	0,02
TiO_2	0,05	MgO	—
ZrO_2	0,01	$(Ta+Nb)_2O_5$	3,14
Al_2O_3	0,10	ΣTR	—
Fe_2O_3	0,38	Потери при прокаливании	0,06
		Σ	100,55

включения касситерита), клевеландитом и зеленоватым мусковитом, образовавшимися позже основного момента альбитизации, дает основание считать, что грейзенизация и образование касситерита имели место позже начала альбитизации, но сопровождались ее более поздними подстадиями.

Колумбит-танталит как нами, так и предшествующими исследователями наблюдался только в виде мелких зерен (размером от 0,05 до 0,2—0,4 *мм*) и преимущественно в пегматитах из сподуменовой зоны при их дроблении и последующей промывке дробленного материала. Редкие мелкие зерна колумбита-танталита были обнаружены как при дроблении грейзена, так и при дроблении альбитизированного пегматита. Более крупные его кристаллы были нами встречены лишь в двух штуфах грейзена. Один из них был добыт из дайки Новой, второй из дайки к северу от нее, вместе с удлиненно-призматическим касситеритом. Размер кристаллов 1,0—1,5 *см*. Цвет минерала черный до буровато-черного, по краям он просвечивает красно-бурым цветом, твердость 5—6. В минерале установлены Ta и Nb.

Один из кристаллов второго штуфа был измерен В. Ф. Алявдиным (табл. 7).

Таблица 7

Результаты гониометрических измерений кристаллов колумбита-танталита

Символы граней	Измеренные по Гольдшмидту			
	φ	ρ	φ	ρ
010	0°	90°00′	0°	90°00′
150	26°30′	90 12	26°26′	90 00
130	39 34	89 58	39 38	90 00
110	67 23	90 11	68 05	90 00
100	89 42	90 02	90 00	90 00
131	39 34	53 59	30 38	54 21
111	67 30	43 46	68 05	43 48
201	89 51	60 12	90 00	60 39

Измеренный кристалл характеризуется толстотаблитчатым по (010) габитусом и вытянутостью вдоль оси [001]. Грани {010} имеют наибольшую величину, являются шероховатыми и несут редкую грубую вертикальную штриховку. Грани {150} на кристалле развиты отчетливо. Грань (111) является второй по величине гранью кристалла; она гладкая и ровная. Все остальные грани весьма несовершенны и незначительны по величине.

По данным химических анализов в Завитинском колумбите-танталите содержание Ta_2O_5 изменяется от 39,15 до 41,2% и содержание Nb_2O_5 от 38,01 до 39,16%.

Взаимоотношения колумбита-танталита с другими минералами недостаточно ясны. Повидимому, он образовался почти одновременно со

сподуменом. Более крупные его кристаллы, связанные с грейзеном, возможно относятся ко второй его генерации.

Берилл представлен двумя разновидностями. Одна из них, приуроченная к сподуменоносным пегматитам, развита в виде короткостолбчатых кристаллов размером от 1—3 до 4 *см* по вертикальной оси. У одного из кристаллов, найденных в дайке № 6, были хорошо развиты формы $c\{0001\}$ и $a\{10\bar{1}0\}$ менее развиты формы $p\{10\bar{1}1\}$ и $s\{11\bar{2}1\}$. На гранях формы $\{10\bar{1}0\}$ отчетливо выражена штриховка параллельная ребру s/a. Окраска берилла неравномерная — от светло-зеленой или зеленовато-белой до почти бесцветной. Отдельные участки кристаллов полупрозрачны, но чаще они мутные от трещиноватости и газовых включений. Пластинки мусковита и изредка кристаллы сподумена врастают в берилл. Эта разновидность берилла образовалась, повидимому, раньше сподумена. Она наиболее развита по дайкам Главной и № 6. Вторая разность берилла, развитая в грейзене, представлена короткостолбчатыми непрозрачными кристаллами молочно-белого цвета (ростерит), размером 0,8—1,0 *см*. Эта разновидность берилла имеет мелкие включения касситерита, повидимому, более раннего.

Оптические свойства обоих разновидностей берилла близки. Nm первой разновидности = 1,579; Nm белой разновидности = 1,567—1,574. Двупреломление = 0,005—0,007. По данным спектрального анализа и своим оптическим свойствам обе разновидности берилла относятся к натро-литиевым бериллам.

Апатит в виде мелких зерен обычен в контактовых зонах, особенно, в сером краевом аплите и во вмещающих породах. Он встречается и в самих пегматитах, особенно в сподуменовых пегматитах, где отдельные довольно крупные бочкообразные кристаллы его достигают 4—5 *мм*; нередко они врастают в сподумен и берилл. Окраска апатита пятнистая в зеленоватых тонах. По показателю преломления Nm = = 1,630, описываемый апатит близок фторапатиту.

Гранат в виде отдельных мелких кристаллов, реже в виде скоплений их, встречается в различных частях пегматитовых даек. По показателю преломления, окраске и другим свойствам намечаются разности близкие альмандину (N = 1,765—1,786), приуроченные преимущественно к аплиту, аплит-пегматиту и грейзену, и разности близкие пиропу (N = 1,744), развитые среди сподуменовых пегматитов.

Флюорит наблюдался только в немногих шлифах в виде неправильных ксеноморфных зерен среди агрегатов зерен касситерита.

Вольфрамит встречен лишь в одной друзе серовато-белого кварца из грейзена дайки Новой. Он представлен таблитчатыми кристаллами размером 0,5—1,5 *см*.

Пирит наблюдался лишь в виде очень тонких корочек и в виде мелких зерен по трещинам в пегматитах и во вмещающих породах.

Арсенопирит в виде мелких (2—3 *мм*) зерен наблюдался всего в двух случаях в трещинах в альбитизированном пегматите.

Халькопирит был установлен в шлифе в виде мелких зерен (0,2—0,5 *мм*) в тонком кварцево-карбонатном прожилке.

IV. СПОДУМЕН И ПРОДУКТЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

1. Сподумен

Главным рудным минералом в пегматитовых дайках месторождения является сподумен. Он представлен светло-зеленоватыми или почти белыми кристаллами различных размеров от долей *мм* в сподуменовом аплите до 1,0—1,5 *м* в длину и 6—8 *см* в поперечном сечении в сподуменовом пегматите. Наиболее обычный его размер 2—3 *см* в длину и 3—6 *мм* в диаметре. Габитус кристаллов таблитчатый по (100) или удлиненный призматический по (001). Преимущественное развитие

имеют грани (100). По этому пинакоиду хорошо выражена спайность. Окончания кристаллов обычно неровные, зубчатые. В кристаллах сподумена развита трещиноватость по плоскостям отдельности почти перпендикулярным граням (001). По этим трещинам прежде всего разви-



Рис. 8. Псевдографическое прорастание (замещение) сподумена альбитом. X 65. Николи +

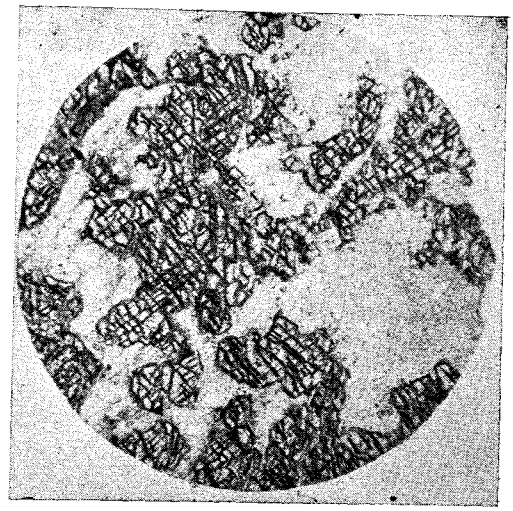


Рис. 9. Петалит, развивающийся по сподумену. Pe—петалит, Sp—сподумен. X 45. Без анализатора

ваются процессы изменения сподумена. Излом сподумена обычно неровный, блеск стеклянный, несколько более тусклый у разностей белого цвета; твердость около 7; удельный вес 3,17—3,20.

Оптические константы: Ng = = 1,676; Np = 1,661; Ng—Np = = 0,014—0,017 Nm⊥(010); Ng Np∥(010); CNg = 24—26°; $2V$ = = 58—64° (по 8-ми измерениям); оптически положителен. Угол между плоскостями спайности (110) ≅ 86°. Нередки двойники по нормальному закону: плоскость срастания (100), двойниковая ось ⊥(100).

В шлифах наблюдаются пойкилитовые вростки кварца в сподумене. Сподумен интенсивно замещается кварцем и альбитом, который образует в нем тонкие псевдографические прорастания (рис. 8). В альбите нередко включены округлые зерна сподумена. Часто наблюдаются «кистеподобные» окончания кристаллов сподумена в альбите.

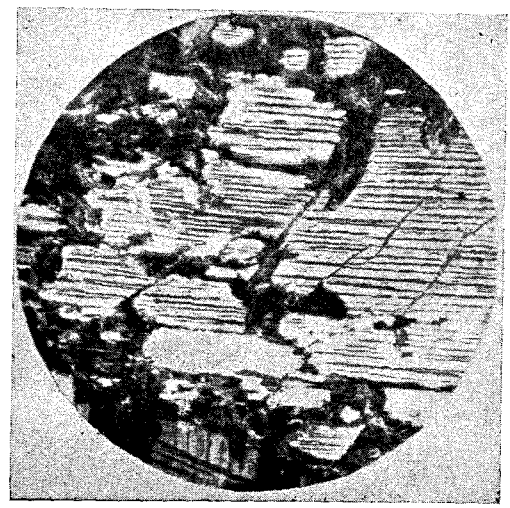


Рис. 10. Сподумен, замещаемый минералами группы каолинита. Sp—сподумен. X 45 Без анализатора

Сподумен замещается также петалитом (рис. 9). Последний установлен только в шлифах по следующим его свойствам: показатель преломления = 1,505—1,515; 2V = +80°,5 и Ng—Np = 0,013.

Наиболее обычными продуктами замещения сподумена, особенно в зоне выветривания являются минералы группы каолинита (рис. 10).

Химический анализ невыветрелого сподумена приведен Г. С. Левиным [10] (анализ выполнен в Геологическом Комитете аналитиком Е. А. Свержинской). Автором был отобран для анализа свежий полупрозрачный светлозеленый сподумен из дайки Главной; анализ выполнили аналитики Т. Н. Кузьмина и О. П. Бояршина в Ленинграде (табл. 8).

Отношение $Li_2O : Al_2O_3 : SiO_2$ в первом случае 1 : 1, 3 : 4,9 и во втором случае 1 : 1,4 : 5,4 отличается от принятого для сподумена 1 : 1 : 4. Теоретическое содержание Li_2O в сподумене, вытекающее из его формулы $Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$, равно 8,07. В подавляющем большинстве анализов сподумена с различных месторождений содержание Li_2O оказывается ниже теоретического, колеблясь в пределах 4,5—7,5.

Вполне возможно, что часть лития в сподумене изоморфно замещается натрием, калием и магнием. Некоторые американские исследователи [19] считают, что железо, кальций и другие элементы могут также изоморфно замещать литий в сподумене.

Содержание окиси лития при выветривании сподумена понижается и в сильно измененном сподумене составляет десятые доли процента.

Спектральный анализ сподумена и продуктов его изменения приведен в табл. 9 (анализ выполнен в Ленинграде М. М. Клер). Кроме элементов, установленных при химическом анализе, в сподумене спектральным анализом выявлены Be, Cu и Ga. Из табл. 9 отчетливо видно значительное уменьшение, в замещающих сподумен вторичных продуктах, содержания лития и увеличение кальция и магния, а также появление в них таких элементов как Ni, Zr и Sr.

В ассоциации со сподуменом обычно встречаются: альбит-олигоклаз, замещающий сподумен альбит, кварц, берилл и колумбит-танталит. Образование сподумена связано с одной из наиболее интенсивно выраженных стадий формирования пегматитовых даек месторождения. Эта стадия предшествовала грейзенизации и максимальному проявлению альбитизации в пегматитовых дайках. Кристаллизация сподумена началась до кристаллизации альбита и закончилась значительно раньше завершения последней. Некоторое время оба процесса шли одновременно. Образование сподумена связано не только с привносом вещества новыми порциями растворов, но и с использованием имевшегося на месте материала.

Таблица 8

Химический состав сподумена

Окислы	Анализ Е. А. Свержинской		Анализ О. П. Бояршиной и Т. Я. Кузьминой	
	Содержание, %	Молекулярное количество	Содержание, %	Молекулярное количество
SiO_2	63,53	1058	63,56	1059
TiO_2	нет	—	следы	—
Al_2O_3	27,88	274	28,26	277
Fe_2O_3	0,28	2	0,65	4
FeO	0,52	7	0,58	8
MnO	0,11	1	0,12	1
CaO	0,21	4	0,47	8
MgO	0,02	—	0,21	5
K_2O	0,24	2	0,32	3
Na_2O	0,95	15 } 215	0,44	7 } 195
Li_2O	5,92	198	5,39	180
Потеря при прокаливании	0,39	25	0,28	21
Гигроскопическая вода	0,06		0,10	
Σ	100,11		100,38	

2. Продукты изменения сподумена

На месторождении широко развит процесс замещения сподумена минералами группы каолинита с почти полным выносом и рассеянием окиси лития. При этом сохраняется форма кристаллов сподумена, а среди вторичных продуктов включения остатков от замещения сподумена (рис. 11).

Среди минералов, замещающих сподумен, по окраске и характеру проявления может быть выделено несколько разновидностей.

Одна из широко распространенных разновидностей, обычно образующая полную псевдоморфозу по сподумену, представлена плотным зеленовато-серым или серовато-белым минералом, имеющим волокнистое строение. Твердость минерала около 2,5.



Рис. 11. Остатки от замещения сподумена минералами группы каолинита. Sp—сподумен. X 45. Николи +

В шлифах наблюдается прозрачная или окрашенная в светлобуроватые тона криптокристаллическая масса с отдельными тонкочешуйчатыми скоплениями, образующими радиально-лучистые агрегаты. Размер чешуек не превышает 0,1 *мм* в диаметре. Показатель преломления основной массы несколько выше канадского бальзама. Двупреломление порядка 0,003—0,006. Отдельные участки изотропны. Среди описанного резко преобладающего вещества наблюдались жилковатые и неправильные участки, сложенные тонкочешуйчатым минералом с показателем преломления близким канадскому бальзаму и более высоким, чем у основной массы, двупреломлением порядка 0,016—0,020.

Показатель преломления описываемого минерального агрегата, определенный в иммерсионных жидкостях, оказался изменяющимся от 1,559 до 1,568, у отдельных крупинок он падал до 1,550—1,532 и даже 1,523. Преобладающий минерал был идентифицирован как каолинит, второй же — как монтмориллонит-бейделлит (рис. 12, 13).

Для детальных исследований был взят образец светло-зеленовато-серого цвета из выработки по дайке № 84—93 с глубины 17 *м* от поверхности. После тщательной очистки под бинокулярной лупой от других минералов, образец был подвергнут химическому, спектральному и термическому анализам (*обр.* 64/1946).

Данные химического анализа приведены в табл. 10. Анализ выполнен аналитиками Кузьминой Т. Я. и Бояршиной О. П. в Ленинграде.

При расчетах были приняты следующие формулы: для каолинита — $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ и для монтмориллонита — $(Ca,Mg)O \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2x \cdot H_2O_6$, где x был принят равным 7. Из табл. 10 видно, что мы имеем дело со смесью двух минералов: каолинита — 80% и монтмориллонита — 16%, что сответствует наблюдениям в шлифах.

Небольшие остатки окислов и воды, очевидно, связаны с наличием реликтов незамещенного сподумена; возможно также, что присутствует немного более богатого водой галлауазита и содержащего больше кремнезема-бейделлита.

Результаты спектрального анализа споду

Наименование образцов	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Li	Na
Невыветрелый полупрозрачный светло-зеленый сподумен. Дайка Главная	очень много	очень много	следы	следы	~1,0%	~0,1%	много	0,1—0,3%
Зеленовато-серые продукты изменения сподумена. Дайка 84—93 обр. 64	очень много	очень много	много	много	много	мало	есть	~0,1%
Розовые каолиноподобные продукты изменения сподумена. Дайка 84—93 обр. 65	очень много	очень много	очень много	много	много	~0,1%	есть	~0,1%
Белые каолиноподобные продукты изменения сподумена. Дайка 84-93 обр. 65	очень много	очень много	очень много	много	~1,0%	~0,1%	~0,01%	—
Буровато-серые землистые продукты изменения сподумена. Дайка 84—93, обр. 62	очень много	очень много	много	много	много	мало	мало	—
Чувствительность метода					0,01	0,001		

Примечание: Следующие элементы определялись, но не были при исследо Te, Ge, Jn, Y, La, Th, U, P.

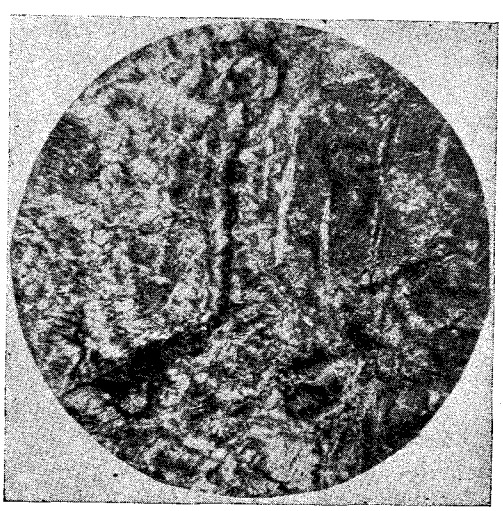


Рис. 12. Псевдоморфоза тонкой смеси монтмориллонита и каолинита по сподумену. X 45. Николи +

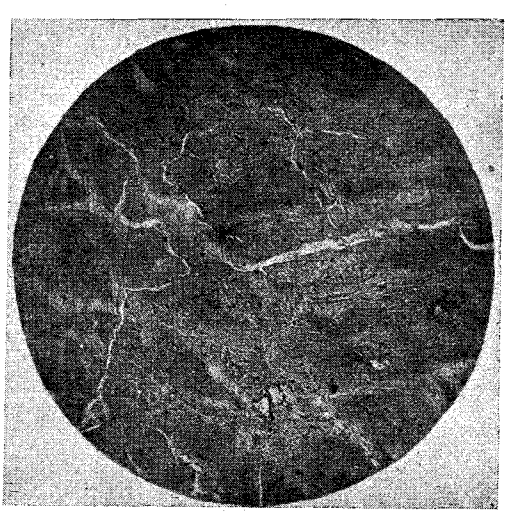


Рис. 13. Псевдоморфоза тонкой смеси монтмориллонита и каолинита по сподумену. X 45. Без анализатора

Термический анализ образца выполнен Е. П. Левандо во ВСЕГЕИ и повторен нами в Горном институте совместно с доцентом В. Д. Никитиным (рис. 14 и 15).

Таблица 9

мена и продуктов его выветривания

K	Be	Ni	Ti	Cr	Zr	Cu	Sn	Ga	Sr	Ba
—	незначительно	—	следы	—	—	<0,001%	0,001%—0,003%	~0,01%	—	—
есть	0,003—0,01%	< 0,001%	следы	следы	следы	~0,01%	0,003%	~0,01—0,03%	~0,1%	—
есть	незначительные следы	~ 0,001%	—	—	следы	~0,03%	0,001—0,003%	~0,01%	~0,1%	—
мало	незначительные следы	< 0,001%	незначительные следы	—	следы	~0,001%	—	~0,01%	~0,1%	—
мало	0,003—0,01%	< 0,001%	следы	—	следы	~0,003%	0,003—0,01%	~0,01%	~0,1%	~0,01%
	0,001	0,001	—	0,001	0,01	—	0,001	0,003	—	0,01

вании образцов установлены: Co, V, Mo, W, Hf, Nb, Ta, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd,

Таблица 10

Химический состав продуктов выветривания сподумена

Окислы	Содержание, %	Молекулярное количество	Каолинит	Монтмориллонит	Остаток
SiO_2	46,3	771	610	135	26
TiO_2	не обнаружено				
Al_2O_3	33,83	332	305	27	
Fe_2O_3	0,97	6			6
FeO	следы	0			
MnO	0,02	0			
CaO	0,13	2			
MgO	1,03	25		27	
K_2O	0,91	10			10
Na_2O	0,16	3			3
Li_2O	0,24	8			8
$+H_2O$	10,98	610	610		
$-H_2O$	5,20	289		189	100
Сумма	99,77				
Удельный вес =2,4					

Термограмма, полученная Е. П. Левандо, характеризуется четырьмя эндотермическими эффектами и одним экзотермическим. Из них эндоэффект при 465—542° и экзоэффект при 971° соответствуют каолиниту, а эндоэффект при 83—138°, 640—688° и 844° соответствует обезвоживанию монтмориллонита. Термограмма, полученная нами (рис. 15) близко совпадает по результатам с описанной. В связи с особенностями кон-

струкции термопечи, нами не достигнута максимальная температура каолинитового экзоэффекта. Тем не менее, начало связанного с этим эффектом преобразования нашло свое отражение на кривых.

Таким образом, на основании оптических исследований, химического

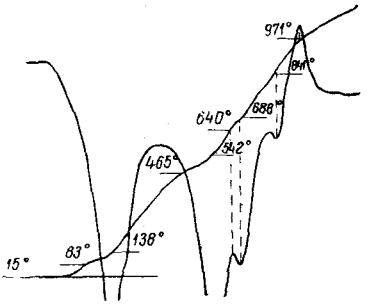


Рис. 14. Термограмма тонкой смеси каолинита и монтмориллонита (обр. № 64). ВСЕГЕИ. Е. П. Левандо

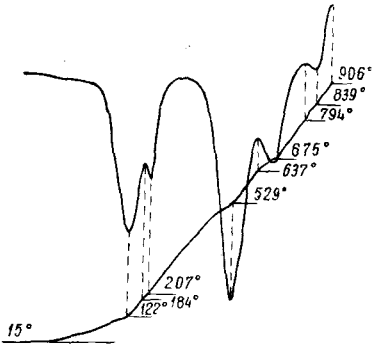


Рис. 15. Термограмма тонкой смеси каолинита и монтмориллонита (обр. № 64). Ленинградский горный институт. Кафедра минералогии

и термического анализов устанавливается принадлежность изученных вторичных продуктов к группе каолинита.

Развитие вторичных продуктов по трещинам спайности или отдельности в кристаллах сподумена приводит нередко к образованию своеобразной ячеистой текстуры, отчетливо наблюдаемой в поперечных сечениях кристаллов. Этот процесс обусловливает более или менее полное замещение сподумена. В центральной части ячеек почти всегда устанавливаются мелкие реликты незамещенного сподумена, наблюдаемые в этом случае чаще, чем в описанных выше минералах.

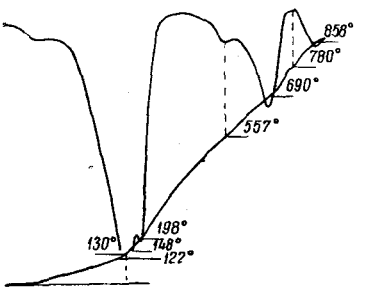


Рис. 16. Термограмма монтмориллонита с примесью каолинита (обр. № 65). Ленинградский горный институт. Кафедра минералогии

Вторичные продукты, выделенные из кристаллов с ячеистой текстурой замещения, имеют белый, серовато-белый или буровато-серый цвет. Во влажном состоянии они несколько жирные на ощупь, при высыхании и нажиме рассыпаются в рыхлую землистую массу.

Показатель преломления описываемых продуктов, измеренный в иммерсионных жидкостях, колеблется от 1,523 до 1,550. На основании оптических и химических исследований было установлено, что данные вторичные продукты по своим свойствам напоминают, описанные выше и являются тонкой смесью почти равных количеств каолинита и монтмориллонита и возможно немного примеси и галлуазита.

Среди вторичных продуктов нередко встречаются белые или чаще рала, измеренный в иммерсионных жидкостях, равен 1,506—1,523. Минеоказалось, что они представлены, главным образом, тонкочешуйчатым слюдоподобным минералом с низким показателем преломления и довольно высоким (до 0,020) двупреломлением. В тесном срастании с ним развивается небольшое количество криптокристаллического каолинита и довольно крупные чешуйки мусковита. Показатель преломления минерала, измеренный в иммерсионных жидкостях, равен 1,506—1,523. Минерал определен нами как монтмориллонит.

Данные химического анализа этого минерала (обр. № 65) приведены в табл. 11 (аналитики Т. Я. Кузьмина и О. П. Бояршина). Анализировался чисто отобранный розовый минерал.

Таблица 11

Химический состав продуктов выветривания сподумена

Окислы	Содержание, %	Молекулярное количество	Монтмориллонит	Каолинит (?)	Остаток
SiO_2	52,37	872	705	100	67
TiO_2	не обнаружено				
Al_2O_3	18,78	184	141	50	
Fe_2O_3	1,14	7			
FeO	0,29	4			
MnO	0,23	3	141		
CaO	2,37	42			
MgO	3,70	92			
K_2O	0,54	5			5
Na_2O	0,36	6			6
Li_2O	0,10	3			3
$+H_2O$	5,45	303		100	63
$-H_2O$	15,20	847	987		
Сумма	100,53	Удельный вес=2,53			

Таким образом, описываемый розовый минерал является монтмориллонитом, находящимся в тесном срастании с каолинитом или, судя по остаткам кремнекислоты и воды, возможно частью с бейделлитом ($Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$).

Монтмориллонит составляет 80% анализировавшегося продукта. Термограмма (рис. 16), полученная нами для этих вторичных продуктов, имеет характерные для монтмориллонита эндотермические остановки при 130, 690, 858°; слабый эндотермический эффект при 198° и очень слабо проявленную каолинитовую эндотермическую остановку при 557°. В этом случае также, в связи с особенностями конструкции термопечи, максимальная температура не превышала 900°.

В табл. 9 приведены данные спектрального анализа описанных нами вторичных продуктов. При спектральном анализе дополнительно выявлены следующие элементы: Be, Ni, Ti, Cr, Zr, Cu, Sn, Ga, Sr и Ba.

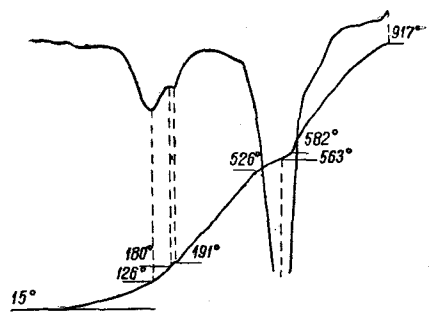


Рис. 17. Термограмма каолинита из керна буровой скважины № 6 (обр. № 6—148,6). Ленинградский горный институт. Кафедра минералогии.

Среди пегматитов с неизмененным сподуменом в трещиноватых зонах на глубинах до 100—150 *м* (по буровым скважинам) встречаются плотные зеленовато-серые псевдоморфозы вторичных минералов по сподумену. По своим свойствам и данным термического исследования (рис. 17) эти псевдоморфозы представлены минералами группы каолинита, образование которых, повидимому, связано с глубокой циркуляцией грунтовых вод в трещиноватых зонах.

Таким образом, на Завитинском месторождении среди продуктов замещения сподумена пока не установлено, отмечаемых на некоторых месторождениях [3], эвкриптита и циматолита, слабо развиты и слюдистые минералы, которые также обычно указываются на других месторождениях. Наиболее существенное значение в Завитинских пегматитах

имеет процесс альбитизации сподумена в гипогенных условиях и замещение его тонкой смесью минералов группы колинит-галлуазит и монтмориллонит-бейделлит в супергенных условиях. При последнем процессе почти полностью удаляется Li_2O, выносится часть SiO_2 и увеличивается содержание H_2O и Al_2O_3. Изучение процессов изменения сподумена в верхних горизонтах месторождения имеет большое практическое значение.

3. Распространение процесса выветривания сподумена на месторождении

Замещение сподумена вторичными продуктами (группа каолинита) распространено по всем дайкам месторождения и отчетливо приурочено к верхним его горизонтам. Интенсивность процесса и глубина его распространения различны на разных участках.

Наиболее сильно изменен сподумен в верхних горизонтах даек № 84—93, расположенных в нижней части склона. До 70% сподумена в этой дайке на поверхности превращено во вторичные продукты. В старательских выработках на глубине 12 *м* изменено до 50% сподумена. Сильно выветрелые сподуменовые руды распространяются до уровня грунтовых вод достигнутого старателями на глубине 30 *м*.

По дайкам № 38—45, расположенным в средней части склона. на пологом его участке, на поверхности подверглось изменению до 60% сподумена, а по штольням № 1 и 2 на наиболее глубоко достигнутом ими горизонте (30 *м* в плоскости падения дайки) — до 25—35%.

Наименее измененные руды были встречены в дайках № 6, 18—94 и Главная, расположенных в верхней части склона. На поверхности в них подверглось вторичному изменению до 50% сподумена и по дайке № 6 на глубине около 15 *м* — 15—20%. Почти неизмененные руды были встречены по этим дайкам и вблизи поверхности.

Таким образом, намечается известная зависимость интенсивности и распространения процесса выветривания сподумена на глубину от рельефа и глубины уровня грунтовых вод, несколько повышающегося вверх по склону (по наблюдениям в выработках).

Степень выветрелости сподуменовых пегматитов зависит также от интенсивности фильтрации почвенных вод.

Нижняя граница зоны интенсивного выветривания сподумена намечается на разных участках на глубине 15—30 *м* от поверхности почвы (в плоскости падения дайки). Тем не менее, как было отмечено выше, и на глубине в 150—170 *м* в керне скважин среди совершенно неизмененного сподумена встречаются участки со сподуменом полностью замещенным минералом группы каолинита. Такие участки имеют ограниченное развитие и приурочены к сильно трещиноватым зонам в пегматитовых дайках.

4. Влияние степени изменения сподумена на обогащение сподуменовых руд

Степень изменения сподумена супергенными процессами имеет очень большое значение при обогащении сподуменовых руд. Понижение содержания окиси лития в выветрелых рудах уже отмечалось. Вместе с тем, выветрелые руды значительно хуже подвергаются обогащению при наиболее распространенном для сподуменовых руд термическом методе их обогащения. При этом методе сподумен в результате обжига в течение нескольких часов при температуре 1050—1150° переходит в так называемый β-сподумен. В процессе перехода из одной модификации в другую сподумен рассыпается в тонкую пудру, отделяемую просеиванием на ситах крупностью в 80—100 *меш* от более крупных частиц других минералов. Полученный тонкий порошок и является кондиционным литиевым концентратом.

Оказалось, что выветрелые руды при этом методе обогащения дают низкий выход порошка, а «хвосты», получаемые при обогащении, содержат высокий процент окиси лития. В результате проведенного исследования удалось выяснить, что вторичные продукты развиваясь по трещинам в выветрелом кристалле сподумена образуют как бы каркас-скелет ячеистой структуры кристалла, у которого стенки сложены вторичными продуктами, а в центре ячеек находится незамещенный сподумен. Вторичные продукты при обжиге оплавляются, прочность их увеличивается и они задерживают переход в сыпучее состояние порошковатого β-сподумена, заключенного внутри ячеек.

Обеднение выветрелых руд окисью лития и затруднения при их обогащении значительно снижают их ценность.

V. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Завитинское месторождение генетически связано с широко развитой в Борщевочном кряже интрузией верхнемезозойских биотитовых гранитов, а именно с их пегматоидной фазой. С неглубоко залегающим гранитовым телом значительных размеров, относящимся к этому интрузивному циклу, связаны как небольшие штоки и дайки пегматоидных и двуслюдистых гранитов, известные в районе Завитинского месторождения, так и пегматитовые дайки самого месторождения.

Внедрение этих гранитов было приурочено к последним моментам верхнеюрской складчатости. Переход от условий сжатия к условиям растяжения данного участка земной коры вызвал возникновение и последующее раскрытие двух систем трещин, расположенных симметрично под острым углом (20—50°) к простиранию пород.

Раскрытие трещин происходило неодновременно. Сначала раскрылись трещины, выполненные затем пегматитовыми телами, позже — трещины, вызвавшие смещение пород и даек.

Внедрение пегматитового расплава в первую систему трещин было весьма активным и сопровождалось раздвиганием стенок трещин, смятием вмещающих пород вблизи контактов даек и отрывом от стенок отдельных блоков пород, заключенных в дайках в виде линзовидных или ленточных ксенолитов различных размеров.

Дальнейшая история формирования пегматитовых даек месторождения определялась последовательным поступлением различных по составу остаточных растворов (возможно в значительной своей части флюидных) и их взаимодействием с ранее образовавшимися минералами. Перекристаллизация и реакции замещения (происходившие метасоматическим путем) одних минералов другими в эти последующие стадии формирования даек играли весьма существенную роль. Одновременно возникали новые трещины, главным образом, на участках ранее сформировавшихся даек и преимущественно среди неоднородных по составу и механическим свойствам зон, в частности, вдоль пегматитовых даек, выполнявших первоначальную систему трещин. Продолжавшиеся растрескивание и перемещение по вновь возникшим трещинам облегчали проникновение растворов последующих стадий и связанное с ними минералообразование. Вместе с тем, неоднородное и неодновременное раскрытие трещин по всему рудному полю обусловило выпадение той или иной стадии минералообразования в отдельных дайках, например, отсутствие сподуменовой стадии в дайках Новой, Лепидолитовой и т. д. При отсутствии последующего раскрытия трещин и образования минералов более поздних стадий возникали простые пегматиты без оруденения.

Геолог Г. С. Левин [10] предполагал, что Завитинские пегматиты образовались в результате двухкратной инъекции пегматитовой магмы.

Изучение взаимоотношений минералов, строения пегматитов, изменения вмещающих пород и подчас очень тонких замещений одних минералов другими приводит к заключению об интенсивной деятельности

газовых или водных растворов и совершенно опровергает предположение о второй инъекции пегматитового расплава. Мы считаем поэтому более вероятным, что формирование Завитинских пегматитов произошло в результате однократной инъекции пегматитового расплава и последующего неоднократного воздействия на образовавшиеся минералы вновь поступающих из магматического очага порций растворов.

По минеральным ассоциациям и структурным взаимоотношениям слагающих дайки пород, в их формировании намечаются следующие стадии минерализации.

1. Стадия аплита, сохранившегося в виде оторочек пегматитовых даек и в основной массе аплит-пегматитов.

2. Стадия образования простого пегматита.

Аплит и простой калиево-полевошпатовый пегматит образовались при кристаллизации внедрившегося в трещины пегматитового расплава. Возможно, что крупные кристаллы кварца и калиевого полевого шпата обязаны привносу растворами, скорее всего флюидными, дополнительного материала и частичной перекристаллизации аплитов. В эту стадию минерализации растворы были существенно обогащены калием.

Последующие стадии развития даек связаны с привносом в растворах (вероятно, преимущественно флюидных) значительного количества нового материала. При этом все усиливается роль натрия, а роль калия существенно падает, особенно в ближайшую следующую стадию, когда одновременно с натрием резко возрастает роль лития.

3. Стадия образования сподумена — одна из наиболее ярких и интенсивно развитых стадий в формировании даек.

Сподумен образовывался, главным образом, в результате замещения ранее выкристаллизовавшихся минералов. Кристаллизация сподумена происходила во многих случаях при продолжающемся раскрытии трещин и подвижек по ним. Перемещения вызвали разломы кристаллов сподумена. Более поздние подвижки привели к изгибу ориентированных в одном направлении кристаллов сподумена.

Параллельно с образованием сподумена в данную стадию происходило интенсивное замещение калиевых полевых шпатов. Крупнокристаллические сподуменовые пегматиты нередко сложены лишь сподуменом и кварцем с небольшим количеством мусковита. Количество калия в растворах в момент образования сподумена было небольшим и его оказалось недостаточно для образования существенных количеств мусковита. Роль натрия к концу стадии увеличивается, и начинающий кристаллизоваться в большом количестве альбит замещает все ранее образованные минералы, в том числе и сподумен.

Из других минералов этой стадии наиболее ранним является апатит, затем кристаллизовался берилл, в кристаллы которого иногда врастает сподумен.

Кварц, мусковит и турмалин по всей вероятности образовались позже сподумена, за исключением кварца и мусковита предшествующей стадии.

4. Стадия альбитизации началась параллельно с предшествующей стадией и сопровождала несколько позже начинающуюся грейзенизацию.

Альбитизация развита во всех зонах пегматитовых даек, но особо интенсивное развитие имеет среди простого пегматита и аплит-пегматита. Наименьшее проявление она имеет среди богатых сподуменом участков, но и в этом случае часто имеет место альбитизация сподумена и развитие мелкозернистых агрегатов альбита между кристаллами сподумена.

Позже образуются различной крупности прожилки и сплошные массы лейст альбита. Мелкозернистый альбит сопутствует грейзенизации. С более поздними моментами стадии связано образование сплошных масс пластинчатого альбита-клевеландита белого или слегка голубоватого цвета. Образование клевеландита закончилось после завершения кри-

сталлизации касситерита и продолжалось почти до самых последних моментов формирования даек.

Со стадией альбитизации связано интенсивное контактовое воздействие растворов на вмещающие породы и развитие в них альбита, в частности, замещение альбитом образовавшихся в одну из более ранних стадий калиевых полевых шпатов.

5. Стадия грейзенизации неодинаково проявлена во всех дайках. Она начинается несколько позже альбитизации и сопровождается ею. Для этой стадии характерен привнос растворами кремнезема и соединений олова.

Наиболее интенсивное развитие процесса грейзенизации в краевых аплитовых и аплит-пегматитовых участках даек связано с неоднородными механическими свойствами этих участков, обусловливающими возникновение в них трещин до самых поздних моментов формирования даек. Кроме того, именно в аплит-пегматитах до момента грейзенизации сохранилось наибольшее количество калиевых полевых шпатов, в результате замещения которых возникли агрегаты мусковита и кварца.

Слабое проявление грейзенизации устанавливается в различных частях пегматитовых даек. Намечается следующая последовательность минералообразования в этой стадии. Черный или зеленовато-черный турмалин, в некоторых дайках обильно развитый среди масс сплошного клевеландита, образовался несколько раньше касситерита. В более поздние моменты стадии, возможно, в качестве самостоятельной подстадии, в отдельных дайках после кристаллизации касситерита образовались агрегаты различной крупности клевеландита, лепидолита и полихромного (от бутылочно-зеленого до розового) турмалина.

Повидимому со стадией грейзенизации связано широкое контактовое воздействие растворов, циркулировавших по дайкам, на вмещающие породы, выразившееся в их турмалинизации и мусковитизации, а также иногда и в выносе соединений олова, с образованием своеобразной кварцево-мусковито-турмалиновой породы с касситеритом.

Основная масса турмалина кристаллизовалась преимущественно в данную стадию формирования даек, что особенно подчеркивает существенную роль бора для этой стадии. Часть черного турмалина в простых пегматитах и в сподуменовом пегматите, возможно, связана с более ранними стадиями.

Тантал и ниобий в стадию грейзенизации фиксировались, главным образом, в касситерите, но имела место кристаллизация и небольшого количества тантало-ниобатов.

Интересно отметить, что лепидолит и полихромный турмалин (по данным спектральных анализов обогащенные кальцием и магнием) встречены преимущественно в дайках, пересекающих горизонты амфиболовых (актинолитовых) сланцев и роговиков, т. е. горизонты, которые были в прошлом более богаты кальцием и магнием.

6. Более поздние гидротермальные стадии представлены на месторождении очень слабо. Лишь в немногих случаях удалось наблюдать связанную с ними мелкую очень редкую вкрапленность пирита, арсенопирита и халькопирита. Развитие слюдистых продуктов криптокристаллического строения по турмалину, сподумену и другим минералам обязано также действию гидротерм.

7. Супергенная стадия проявлена на месторождении очень широко и выразилась в интенсивном развитии минералов каолинит-галлуазитовой и монтмориллонит-бейделлитовой групп, образующихся по выветривающемуся сподумену и отчасти по другим минералам. Каолинит развивается повсеместно и несколько раньше монтмориллонита, обычно же они дают тонкую смесь.

После завершения гипогенных стадий минералообразования на участке месторождения вновь дважды произошло раскрытие и смещение по

двум ранее наметившимся системам трещин. Первая система пострудных трещин и смещения по ним близки по азимуту к простиранию даек, вторая — пересекает дайки под довольно большим углом (80—100°).

Намеченные стадии минералообразования в пегматитовых дайках месторождения тесно связаны взаимными переходами и представляют отдельные моменты единого процесса остывания и кристаллизации родоначального магматического очага, отражая изменения физико-химических условий процесса.

Основная часть процесса формирования даек, повидимому, характеризуется температурными границами 600—350°. Представляет известное затруднение, за отсутствием достаточно объективных данных, уточнение температурных границ отдельных стадий.

Минералообразование каждой новой стадии связано не только с поступлением нового вещества в растворах, но и с преобразованием в новых физико-химических условиях ранее отложенных минералов. При этом широко развиваются явления замещения и перекристаллизации.

На протяжении основной части процесса характерна чрезвычайно большая роль натрия и лития, определяющих основные геохимические особенности Завитинских пегматитов. Калий характерен, главным образом, для начальных стадий процесса. Примечательна очень малая роль железа. Слюды, турмалин и гранат представлены разностями, не содержащими совсем или содержащими очень мало железа. Наиболее богатые железом черные турмалины развиты в контактовых зонах, где железо при их образовании заимствовалось у компонентов вмещающих пород.

При выветривании сподуменовых пегматитов характерно некоторое накопление глинозема, кальция и магния с одновременным широким выносом и рассеянием лития. Этот процесс является господствующим в верхних горизонтах месторождения.

VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление данных, касающихся характерных черт строения, состава и генезиса сподуменовых пегматитов в ряде районов (в Южной Дакоте, Северной Каролине, Восточной Манитобе, Южной Калифорнии, Мэн, Квебек, северо-восточной Бразилии, Калбинском хребте, Туркестанском хребте, Алтын-Тау) приводит к выводу о большом сходстве основных свойств различных сподуменовых пегматитовых месторождений, в том числе и Завитинского месторождения.

Все они являются частями обширных пегматитовых полей, среди которых кроме сподуменовых развиты и другие типы пегматитов. Сподуменовые пегматиты обычно представлены телами зонального сложения. В их формировании в большинстве случаев достаточно отчетливо намечается начальная магматическая стадия и ряд последующих стадий минералообразования, обусловленных поступлением из магматического очага новых порций растворов, воздействующих на ранее образовавшиеся минералы и вызывающих серию замещений.

В первые стадии формирования тел сподуменовых пегматитов преобладающую роль играл калий, сменяющийся в последующем натрием и литием. Последние два элемента и определяют наиболее характерные особенности изучаемой группы пегматитов — обильное образование литиевых минералов и широкое развитие альбитизации.

Для более поздних стадий характерна роль бора, довольно часто олова, тантала, ниобия и для ряда месторождений фосфора и марганца. Обычно очень мала роль железа.

Среди минералов, замещающих сподумен, отмечаются альбит, петалит, слюдистые продукты, эвкриптит, циматолит и каолинит.

Супергенная стадия развита не везде одинаково интенсивно и представлена минералами из группы каолинита и монтмориллонита.

Завитинское месторождение, обладая рядом общих для многих сподуменовых месторождений свойств, имеет и некоторые особенности. В истории его формирования достаточно отчетливо выделяются магматическая стадия и ряд последовательных стадий минерализации, связанных с циркуляцией поздних магматических растворов. Сочетание нескольких этапов активности позднемагматических растворов, вызвавших преобразование ранее отложенных минералов, их перекристаллизацию и замещение новыми минеральными ассоциациями с продолжающимся процессом развития рудовмещающих трещин, обусловило сложность и разнообразие строения и минерализации даек. Широкое развитие изменений вмещающих пород, обязанное воздействию позднемагматических растворов, тесно связано с общим процессом минерализации пегматитовых даек.

Завитинское месторождение имеет следующие особенности.

1. Выдержанность сподуменоносных даек по простиранию и на глубину.

2. Довольно четкое положение стадии образования сподумена, связанной с деятельностью растворов (возможно флюидных) и начинающейся раньше широкого развития процесса альбитизации.

Указания некоторых авторов на образование сподумена в последние моменты магматической стадии или на кристаллизацию его из наиболее поздних порций растворов не находят подтверждения при изучении Завитинских пегматитов.

3. Отсутствие (по материалам автора) на Завитинском месторождении литиево-марганцовых фосфатов, указываемых на многих других сподуменовых месторождениях. Для поздних стадий процесса здесь характерен лепидолит.

4. Отсутствие в районе Завитинского месторождения кварцевых жил с касситеритом, вольфрамитом и другими минералами, отмечаемых на некоторых других однотипных месторождениях (Южная Дакота, Восточная Манитоба и др.).

5. Широкое развитие послерудных смещений в Завитинском рудном поле.

6. Интенсивный процесс супергенного изменения сподумена с замещением его петалитом и минералами группы каолинита и монтмориллонита. Процесс изменения сподумена сопутствуется выносом и рассеянием лития, что приводит к обеднению руд и ухудшению их качеств в отношении обогащения.

Несмотря на перечисленные особенности, Завитинское месторождение, вместе с другими сподуменовыми месторождениями, обладает рядом свойств, характерных для выделенного А. Е. Ферсманом типа натролитиевых пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ассовский А. Н., Некоторые данные об оловоносности Борщевочного хребта (Восточное Забайкалье), Известия Главного Геологоразведочного Управления, 1930, т. 49, № 7.

2. Валицкая И. С., Отчет Нижне-Ингодинской геолого-съемочной партии за 1936 г., Рукопись, Фонды Восточно-Сибирского Геологоразведочного Управления.

3. Гинзбург А. И., Процессы изменения сподумена, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1944, ч. 73, № 4.

4. Голиков А. С., Завитинское литиевое месторождение, Рукопись, Фонды Ленинградского горного института, 1947.

5. Заварицкий А. Н., О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1947, № 1.

6. Икорникова Н. Ю. и Севрюгина Е. А., Пирамидальные, но призматического габитуса кристаллы оловянного камня из Восточного Забайкалья, Записки Ленинградского Горного института, 1934, т. 8.

7. Калинин П. В., Белый флогопит из мраморов Слюдянки, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1945, № 1.

8. Коржинский Д. С., Петрографический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири, сборник «Слюды СССР», 1937.
9. Куканов В., Отчет о работах Шивандинской гидрогеологической экспедиции, Рукопись, Государственный центральный институт Курортологии, 1935.
10. Левин Г. С., Отчет о разведочных работах 1933—1934 гг. на Завитинском месторождении, Рукопись, Фонды Восточно-Сибирского Геологического Управления, 1935.
11. Левицкий О. Д., Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов СССР, изд. Академии Наук СССР, 1939, вып. 2.
12. Никитин В. Д., Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1949, № 3.
13. Никитин В. Д., К генезису слюдяных пегматитов Карелии, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1950, № 4.
14. Смирнов С. С., Очерк металлогении Восточного Забайкалья, Госгеолиздат, 1944.
15. Ферсман А. Е., Пегматиты, том I, 1940.
16. Шейнман Ю. М., Геологический очерк района нижнего течения рек Онона и Ингоды и верховьев Шилки. Восточное Забайкалье, Труды Восточно-Сибирского Геологического Треста, 1935, вып. 7.
17. Bowman H. L., On an occurence of minerals at Haddam Neck, Connecticut. Miner. Mag 13, 1902.
18. Carneiro de Almado S., Johston W. D., Leonardos J. R., Othon H. and Scorza E-P., The beryl—tantalite—cassiterite pegmatites of Paraiba and RioGrande de Norte, Northeaster Brazil. Econ, Geol. vol. 39, No 3, 1944.
19. Gabriel A., Slavin M. and Carl H. F., Minor constituents in spodumene. Econ, Geol. Vol. 37, No 2, 1942.
20. Hess F. L., The spodumene pegmatites of North Carolina. Econ. Geol. Vol. 35, No 8, 1940.
21. Landes K. K., Origin and classification of pegmatites. Amer. Miner. vol. 18, No 2 and No 3. 1933.
22. Schaller W. T., The genesis of lithium pegmatites. Amer. Jour. Sci., Vol. 10, ser. 5, sept. 1925.
23. Schwartz G. M., Geology of the Etta spodumene mine Black Hills, South Dacota. Econ. Geol. vol. 20, No 7, 1925.
24. Schwartz G. M., Alteration of spodumene to kaolinite in the Etta mine. Amer. Journ. Sci. Vol. 33, January 1937.