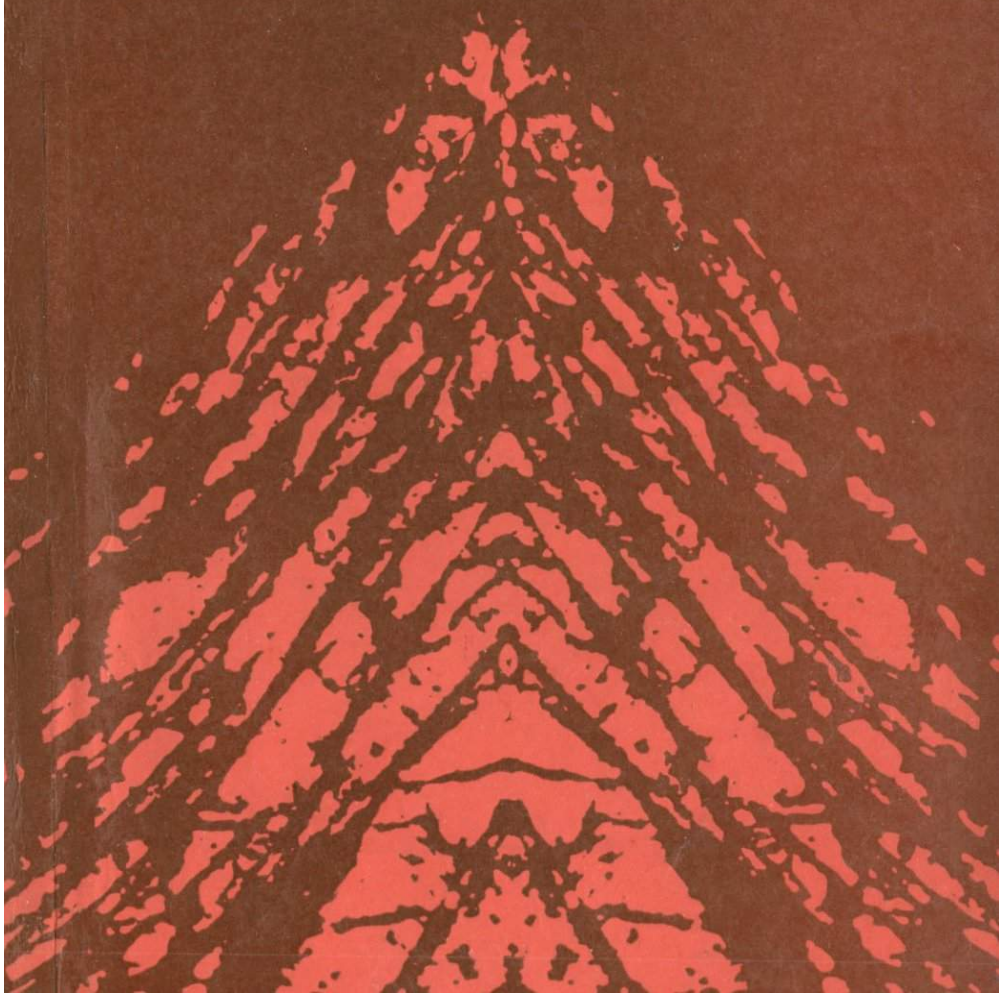


Е. И. Литовченко

ГРАНИТНЫЕ
ПЕГМАТИТЫ
ЗАПАДНОГО
ПРИАЗОВЬЯ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

552.332

Е. И. Литовченко

ГРАНИТНЫЕ
ПЕГМАТИТЫ
ЗАПАДНОГО
ПРИАЗОВЬЯ

1707



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА» КИЕВ

УДК 533.2.063:549(477)

Впервые подробно рассматриваются вопросы минералогии и условия образования гранитных пегматитов Западного Приазовья. Наряду с детальным изучением породообразующих и второстепенных минералов особое внимание уделено аксессуариям редких элементов. Установлен переходный ряд от аплитов к пегматитам.

Исследованием включений минералообразующих растворов подтверждается концепция происхождения пегматитов, согласно которой ранний магматический этап сменился перекристаллизацией. Давления и агрегатные состояния минералообразующих растворов пегматитов и вмещающих пород свидетельствуют о различных условиях их образования. Установлены общие закономерности размещения редких элементов.

Книга рассчитана на минералогов, петрографов, геохимиков и производственников, занимающихся разработкой пегматитов.

Ответственный редактор акад. АН УССР Л.Г.Ткачук

Р е ц е н з е н т ы

кандидаты геол.-мин.наук И.Б.Щербаков, А.С.Иванушко

Редакция наук о Земле

Л $\frac{20805 - 247}{M221(04)-76}$ 285 - 76

© Издательство "Наукова думка", 1976

ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение многих десятилетий не ослабевает интерес исследователей к гранитным пегматитам. Промышленная разработка новых месторождений редкометальных пегматитов в различных районах нашей страны делает исследование минералогии и генезиса пегматитов Западного Приазовья весьма актуальным.

Пегматиты в Западном Приазовье впервые установлены П.П.Пятницким (1897). Затем они описаны в работах таких исследователей, как П.А.Двойченко, К.Н.Савич-Заблоцкий, Н.И.Безбородько, И.Г.Сагайдак, Ю.Ю.Юрк, Л.Н.Баженова.

Специальные исследования, проведенные И.Г.Сагайдаком, показали, что пегматиты Западного Приазовья могут служить источником керамического сырья. В отличие от типичных керамических пегматитов, в них обнаружена редкоземельная минерализация (Юрк, 1937-1956; Барсанов, 1945; и др.), в связи с чем повысился интерес к их минералогии, внутреннему строению и условиям образования. Хотя эти вопросы уже затрагивались в работах Ю.Ю.Юрка (1956) и Л.Н.Баженовой (1955а, 1955б, 1957), особенности формирования пегматитов и находящихся в них минералов освещены в литературе недостаточно. Поэтому настоящая работа, являясь первой попыткой обобщения материалов по минералогии западноприазовских пегматитов, посвящена не только детальному изучению свойств минералов и их диагностике, но также генетическим взаимоотношениям минералов, выявлению характера зональности пегматитовых тел и изучению включений минералообразующих растворов. Проведение таких комплексных исследований позволяет достаточно объективно охарактеризовать обстановку минералообразования и расширить представление об условиях образования как пегматитов Западного Приазовья, так и минералов, их составляющих.

В работе содержатся сведения, полученные автором в результате многолетнего исследования гранитных пегматитов Приазовья. Кроме полевых геологических наблюдений при решении поставленных задач использован значительный аналитический материал. Почти для всех минералов приведены полные химические анализы и рентгенометрические характеристики. Проведены термический и радиометрический анализы метамиктных тантало-ниобатов, минералотермометрия, криометрия, термолюминесценция и др. Анализы, приведенные в настоящей работе, выполнялись как сотрудниками соответствующих лабораторий Института геологических наук и Института геохимии и физики минералов АН УССР, так и самим автором; отдельные анализы заимствованы из различных литературных источников. Большая помощь в исследовании включений оказана автору Ю.А.Долговым. Многие теоретические и методические вопросы минералогии пегматитов обсуждались с Е.В.Шевченко, Л.Г.Ткачуком, Е.К.Лазаренко, А.С.Поваренных, В.С.Соболевым, которым автор выражает глубокую признательность.

Глава I КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВ

Район исследований расположен в пределах Приазовского массива, являющегося юго-восточной окраиной Украинского щита (рис. I) и занимающего площадь более 3000 км². Наиболее крупные пегматитовые тела сосредоточены в районах сел Елисеевки, Elizavetovka, Долинского, Андреевки, Радионовки.

Геологическое строение района распространения пегматитов описано в литературе достаточно полно. Вопросы стратиграфии, тектоники,



Рис. I. Карта расположения Западно-Приазовского пегматитового поля.

магматизма и метаморфизма района освещены в работах Н.П.Семеновко (1940, 1948, 1951, 1964), И.С.Усенко (1952, 1960а,б, 1964), С.Т.Борисенко, А.Я.Древина и И.Д.Царовского (1960), Г.Г.Конькова, Б.М.Полуновского (1967), О.Л.Эйнора, К.Е.Есипчука, В.А.Пуканова (1971), А.С.Иванушко (1966а,б, 1967) и др. Богатый геологический материал дали геологосъемочные, разведочные и поисковые работы, проведенные Е.Л.Слепцовым, В.А.Гидалевицем, А.В.Бириним, Н.В.Шталь, В.М.Сивоконем, В.А.Труханюком. В последние годы на тер-

ритории Западного Приазовья геологосъемочные работы проводили Г.Л.Кравченко, К.Е.Есипчук и В.А.Щуканов. Эти сведения, дополненные данными автора о пегматитах и аплитах района, послужили основой настоящей главы.

Кристаллический фундамент района слагают породы гнейсо-мигматитового комплекса возрастом от 2860-2600 млн. до 1900-2100 млн. лет (Ладиева, 1965).

Геологические данные и значения изотопного возраста пород позволили И.С.Усенко, К.Е.Есипчуку и В.А.Щуканову (1973) выделить два этапа формирования приазовского гнейсо-мигматитового комплекса.

Первый этап характеризуется накоплением мощной эффузивно-осадочной толщи, ее интенсивной складчатостью и глубоким метаморфизмом (гранулитовая фация). С этим этапом авторы связывают проявление основного и ультраосновного магматизма.

Во второй этап происходит повторная тектоническая активизация отдельных участков Приазовского массива и формирование пород гранитоидной формации (возраст 1900-2100 млн. лет).

Многочисленные массивы, пластовые тела и жилы, сложенные гранитоидами, согласно исследованиям И.С.Усенко, И.Б.Щербакова, Т.Г.Хмарук, В.А.Щуканова, К.Е.Есипчука, относятся к двум магматическим формациям: гранитоидной (соответствующей среднему орогенному этапу развития) и аплит-пегматоидной (отвечающей посторогенному этапу).

На основе геологических и петрохимических исследований эти авторы пришли к заключению, что образование гранитоидных пород Приазовья связано с кристаллизацией палингеного высокотемпературного расплава (температура расплава, из которого сформировались породы обиточненского комплекса, по Баддингтону, превышает 750°C , т.е. соответствует гранулитовой фации). Температуры кристаллизации пород салтычанского комплекса (оритовые граниты, плагиограниты, гранодиориты), определенные методом Т.Ф.Барта, составляют 870°C , т.е. соответствуют гранулитовой фации, а температуры кристаллизации пегматитов - $450-490^{\circ}\text{C}$ - соответствуют амфиболитовой фации.

В районе Западно-Приазовского пегматитового поля широко развиты аплиты, пространственно и генетически связанные с пегматитами и пегматоидными гранитами. Обычно аплиты образуют жильные тела небольшой мощности, залегающие согласно сланцеватости пород или секущие их. По отношению к пегматитам аплиты занимают различные положения. Они могут быть более поздними и более ранними, могут образовывать экзоконтактную оторочку или слагать центральную зону пегматитовых жил, обуславливая их обратную зональность. В отдельных случаях наблюдается продолжение аплитовой оторочки или внутренней зоны пегматита в виде самостоятельной жилы во вмещающие

породы; при этом в аплитовой зоне пегматита образуются пустотки, заполненные мелкокристаллическим кварцем. Наиболее характерны для района Западного Приазовья аплитовые жилы с развитой в них графической или апографической зоной. Части также аплиты, в которых слагающие их зерна породообразующих минералов постепенно укрупняются к центру жилы. Наряду с такими структурно неоднородными (зональными) аплитами широко развиты аплитовые жилы неизмененного облика с однородной аплитовой структурой.

Микроструктура аплитовых пород характеризуется приблизительно одинаковой формой зерен породообразующих минералов (панидиоморфно-зернистая структура), местами она сменяется гипидиоморфной или мелкопегматоидной. Равномернозернистое строение аплитов нарушается появлением крупных зерен полевого шпата (чаще всего плагиоклаза) на фоне мелкозернистой массы. Минеральный состав: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит и гранат. В некоторых жилах наблюдается биотит и реже гнездообразные скопления шерла. Мощность большинства аплитовых жил не превышает 70-100 см. Более крупные тела аплитов редки.

Широко распространены в районе пегматитового поля аплитовидные породы, происхождение которых связано с метасоматическим воздействием циркулирующих натрийсодержащих растворов на вмещающие породы (Юрк и др., 1964).

Гранитные пегматиты залегают среди мигматитов, амфиболитов и гнейсов различного состава. Они образуют пластовые тела, приуроченные к межпластовым трещинам. Однако и в самих гранитах, кроме штирообразных пегматитовых выделений, наблюдаются пегматитовые жилы, контролируемые трещинами. Это обстоятельство заставляет усомниться в существовании таких очагов пегматитовой магмы, которые заполняли бы и питали эти жилы в граните. Видимо, гранитная магма внедрилась в уже смятую в складки толщу. Затем под влиянием летучих компонентов, сконцентрированных в трещинах, происходили процессы плавления, кристаллизации и перекристаллизации с формированием пегматитовых жил.

Нам представляется правильным предположение В.Д.Никитина (1952, 1955) о том, что процесс перекристаллизации обусловлен поровыми растворами. В связи с этим вполне возможна перекристаллизация, а не расплавление при образовании многих пегматитовых жил.

Для приазовской части Украинского щита, как и для других щитов, характерны овальные и округлые (в плане) синклиналильные и антиклиналильные структуры (купола). В Западном Приазовье структурой первого порядка является Салтычанский антиклинорий, осложненный несколькими синклиналильными и антиклиналильными структурами — Лозоватской антиклиналильной северо-западного простирания, Гачинской, Сосикулак-

Чокракской и Партизанской овальными синклиналильными складками, Андровской антиклиналью и др. (Эйнор, Есипчук, Цуканов, 1971).

По данным В.А.Цуканова и К.Е.Есипчука (1970), в исследуемом районе выделены: зоны разрывов северо-восточного направления — Дмитровская, Партизанская, Комаровская, Юрьевская, Зеленая, Та-расовская, Бодановская и разрывы северо-западного направления — Радоловский, Верхнечокракский, Лозоватский и Манойловский. Крупная тектоническая зона (Сорокинская) прослежена на 30 км от с.Радионовки на юго-запад до верховья р.Кильтичи. В 10 км к северо-западу от с.Андреевки она затухает. Согласно разрывы сжатия приурочены к крыльям синклиналильных и антиклинальных складок. Типичным представителем этих разрывов является Софиевский разрыв северо-западного простирания.

К согласным разрывам растяжения относятся Андровская и Обиточненская зоны, тесно связанные со складчатостью и приуроченные к ядрам антиклиналей. По этим зонам развивались процессы метасоматоза.

Пегматитовые жилы в пределах Западно-Приазовского пегматитового поля развиты неравномерно и локализуются главным образом на пяти сравнительно ограниченных участках: Елисеевском (I), Лодинском (II), Андреевском (III), Сорокинском (IV) и Радионовском (V).

Районы концентрации пегматитовых тел приурочены к осевым частям складок, к перегибам осей как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях, создающих узлы пересечения складок различных направлений. Благоприятны для локализации пегматитов также участки мелкой складчатости, сопровождающиеся будинажем более жестких пород (амфиболитов и др.).

В зонах тектонических нарушений пегматитовые тела располагаются группами на одной линии по простиранию и кулисообразно по отношению друг к другу.

Морфология пегматитовых тел зависит от структуры вмещающих пород, их физических свойств и способа образования жильной полости. По положению пегматитовых жил относительно вмещающих пород их можно разделить на пластовые, секущие и межбудинные.

Пластовые жилы пегматитов вытянуты в направлении ориентировки линейных текстур и шарниров складок. По морфологическим особенностям среди них выделяются две формы жил. Жилы первой формы — серповидные, приуроченные к ядрам складок. Серповидной формой они обладают в сечениях поперечных и косых к шарнирам (и к линейности гнейсо-мигматитовой толщи) складок. Жильные полости подобного типа относятся к трещинам отслоения, сопровождающим деформацию изгиба в ядерных частях складок. Типичным примером такой формы являются пегматитовые тела месторождений Зеленая Могила и Каменная Сне-

да. Жилы второй формы — линзовидные, располагаются в крыльях складок. Такую форму они имеют в сечениях поперечных и косых относительно общего удлинения тела. В подавляющем большинстве подобные тела приурочиваются к трещинам скалывания.

Жилы, секущие сланцеватость и слоистость вмещающих пород, могут быть продольными и поперечными по отношению к осям складок гнейсо-мигматитовой толщи. Они выполняют различные по генезису трещины. Сравнительно простой дайкообразной формой отличаются аплит-пегматитовые жилы, выполняющие трещины скалывания и трещины отрыва. Жилы, заполняющие локальные зоны дробления, переполнены различными по размерам обломками вмещающих пород, иногда осложнены апофизами, пережимами. К этому типу относятся пегматитовые жилы главным образом микроклинового состава и реже микроклин-олигоклиз-альбитового.

Межбуждинные пегматитовые тела в большинстве случаев располагаются среди метагабброидов, амфиболитов, в толщах биотитовых и амфибод-биотитовых гнейсов, т.е. в наименее пластичных породах. По морфологическим признакам выделяются дайкообразные, клиновидные и имеющие форму песочных часов тела. Такие формы наиболее характерны для пегматитов, залегающих в metabазитах у сел Успеновки, Андреевки, Радионовки.

Приведем краткую геологическую характеристику отдельных групп пегматитов, чтобы иметь представление об их размещении, размерах отдельных жил, морфологии и вещественном составе.

Б л и с е е в с к а я г р у п п а пегматитовых жил представлена месторождениями: Зеленая Могила, Дальняя Камчатка, Нижняя Камчатка, Балка Глубокая и Балка Большого Лагеря. Месторождение Зеленая Могила расположено близ с. Едисеевки на правом берегу Чокрака. Здесь насчитывается около 15 пегматитовых и аплитовых жил, из которых наиболее крупные жилы — I — IV (рис. 2).

В структурном отношении эта группа жил приурочена к антиклинальной складке (Чокракская антиклиналь), длина крыльев которой приблизительно одинакова и составляет по простиранию около 400 м. Параллельно оси антиклинальной складки (аз. пр. СЗ 300—320°) проходят две трещины, образование которых связано, видимо, с разрывом складки при ее изгибе. К этим двум трещинам приурочены пегматитовые жилы. От жил отходят апофизы, часто соединенные перемычками. Вдоль северо-восточного контакта жилы IV, а также в жилах I—III наблюдаются разорванные подоси измененных амфиболитов, в то время как ядро складки (между жилами III и IV) сложено более пластичными мигматитами. Значительная часть массы ядра ассимилирована и лишь частично сохранилась среди пегматитовых жил в виде реликтов.

Длина наиболее крупной жилы (IV) около 400 м, мощность 45—90 м.

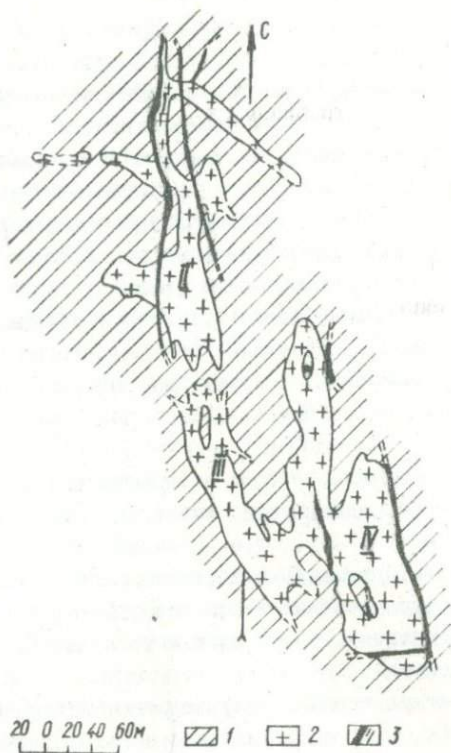


Рис.2. Схематический план пегматитовых жил месторождения Зеленая Могила:
 1 - вмещающие породы, 2 - пегматитовые жилы, 3 - дайки основного состава.

Длина жилы III составляет 165 м, мощность 20-40 м; длина жилы II - 105 м, мощность 40-65 м; длина жилы I - 90 м, мощность 17-35 м.

Остальные более мелкие жилы (всего около 200, мощностью 3-4 м) залегают вне оси складки и имеют простую дайкоподобную форму. Некоторые из них в плане дугообразные. С запада к месторождению Зеленая Могила по р.Малому Чокраку (б.Салатая) примыкает группа дайкообразных жил, усложненных перемычками, разветвлениями и перегибами, которые составляют месторождения Дальней и Нижней Камчатки. Месторождение Балка Глубокая, граничащее на юге с месторождением Зеленая Могила, имеет значительную протяженность вдоль р.Чокрака (до с.Елизаветовки). Форма тел линзовидная, дайко- и штокообразная. Мощность жил не превышает 3-5 м, простирание северо-западное и субширотное. Субширотное направление, очевидно, связано с изменением простирания вмещающих пород (от 40 до 290°), что повлияло на ориентацию трещин растяжения.

Группа пегматитовых жил б. Большого Лагера расположена в I км к юго-востоку от с.Елисеевки, а также на водоразделе между балкой и р.Чокраком. Наиболее крупные жилы располагаются в северной части балки и имеют северо-западное простирание при изменчивых падении и мощности. Длина восточной жилы 630 м, мощность в средней части 40-48 м. Жила, расположенная несколько северо-восточнее (аз. пр. СЗ 307°), имеет длину 605 м с максимальной видимой мощностью 57 м. Угол падения постепенно увеличивается от 5 до 29°. Лянзовидное тело пегматита, примыкающее к описанной жиле, с северо-запада имеет длину 400 и ширину 20-75 м. На водоразделе между б.Большим Лагерем и р.Чокраком располагается самая крупная жила, протяженностью 780 м. Мощность жилы колеблется от 3 до 23 м. Форма сложная лапчатая. В этой группе жил преобладают микроклиноолигоклаз-альбитовые пегматиты с редкоземельной акцессорной минерализацией. В меньшей степени развиты жилы микроклинового и олигоклазового состава.

Д о л и н с к а я г р у п п а пегматитовых жил расположена ниже по течению Чокрака. Из 70 жил только пять представляют интерес с точки зрения акцессорной минерализации.

Вленовская жила I представлена двумя самостоятельными жилами с аз.пр. СЗ 335-352° (падение восточное, \angle 46°), прослеживающимися на расстоянии 250 м, ширина выхода изменяется от 0,5 до 16 м.

Жила II длиной около 200 м, с аз.пр. СЗ 300°, пад. ЮЗ, \angle 20-82°. Для нее характерны изгибы и раздувы мощностью до 2 м.

Жила III находится в 500 м к востоку от жилы II и представляет собой два пегматитовых тела. Большее из них залегает горизонтально и от него отходит несколько апофиз, которые постепенно переходят в лежащие выше мигматиты. При этом апофизы располагаются по направлению, близкому к гнейсовидности мигматита и имеют простирание 290° с падением под углом 55° на юго-запад. На северо-западной стенке карьера вскрыт контакт между пегматитом и сильно измененным амфиболитом. Пегматит раздроблен, и трещины в нем выполнены глиной трения, а по стенкам трещин развиты зеркала скольжения.

Жила IV прослежена на расстоянии 160 м, аз.пр. СВ 15°, пад. ЮВ, \angle 10-25°. Ширина выхода пегматита на поверхность от 5 до 20 м (в раздувах).

Жила V находится в 150 м к востоку от жилы IV. Длина ее около 80, ширина 25 м, аз.пр. восточного контакта СВ 28°, пад. СВ, \angle 55°; аз.пр. западного контакта СВ 60°, пад. СЗ, \angle 60°.

В пегматите наблюдается зона мионитизации с аз.пр. СВ 55°, пад. ЮВ, \angle 65°.

Вмещающие породы на участках Елисеевской и Долинской групп пегматитов представлены мигматитами пиритового и гранитного состава.

вов, амфибол-биотитовыми гнейсами, амфиболитами с общим простиранием гнейсовидности на север. Наиболее молодыми, возможно, одновременными с пегматитами являются дайки ультраосновных пород, которые иногда сопровождают крупные пегматитовые тела.

На участке Блиссеевской группы пегматитов видны следы поздних тектонических подвижек в виде многочисленных зеркал скольжения и зон милонитизации. Вблизи контактов с пегматитами наблюдаются изогнутые трещины (длиной до 20 м) с зеркалами скольжения по стенкам. Такие дугообразные трещины и заполняющие их аплитовые и пегматитовые жилы отражают направление тангенциальных тектонических сил, действовавших с востока на запад.

А н д р е е в с к а я г р у п п а насчитывает около 30 пегматитовых жил, расположенных на правом берегу Кильтичи. Наиболее крупными являются месторождения Каменная Скала и Красная Горка.

Пегматитовое тело Каменной Скалы в плане имеет форму дуги длиной 610 м, обращенной выпуклой стороной на север, и состоит из трех жил. В разрезе он представляет собой седловидную жилу, приуроченную к ядру антиклинали. Юго-восточная жила прослежена на 262 м и имеет максимальную ширину выхода на поверхности 60 м.

Центральная жила имеет длину 240, ширину выхода 20-45 м.

Западная жила неправильной формы с аз.пр. СВ $19-29^{\circ}$ и крутым падением, имеет длину 199 м. Мощность ее достигает 40 м. Остальные жилы обладают относительно выдержанной дайкообразной и линзовидной формой, хотя в более мощных жилах встречаются коленчатые изгибы. Длина их 1-30, в редких случаях 250 м, при этом аз.пр. изменяется от СВ 80° до СЗ 312° . Мощность 1,5-3, редко до 14 м.

По минеральному составу большинство жил относится к микроклиновому типу пегматитов.

Пегматитовые жилы Красной Горки имеют небольшие мощности. Ширина жил 3-5 м, в раздувах увеличивается до 10-15 м; длина их до 500 м. Простирание изменяется от субширотного до субмеридионального, падение юго-восточное, угол падения $35-45^{\circ}$. Форма жил сложная, причудливая, с частыми разветвлениями.

Вещающие породы на Андреевском участке представлены роговообманковыми гнейсами, амфиболитами, актинолитовыми породами. Аз.пр. гнейсов СЗ $315-320^{\circ}$ при крутом падении на ЮЗ. Амфиболиты в виде пачек, линз и полос залегают согласно с гнейсами, которые сложно смяты и гофрированы.

С о р о к и н с к а я и Р а д и о н о в с к а я г р у п п ы пегматитовых жил расположены в виде отдельных кустов в бассейне Берды и приурочены к Сорокинской тектонической зоне, являющейся основным структурным элементом, определяющим своеобразное геологическое строение участка.

В пределах тектонической зоны развиты разнообразные по составу

мигматиты, роговообманко-биотитовые гнейсы, сильно измененные и залегающие в виде ксенолитов среди мигматитов, амфиболиты, железистые кварциты и серицитовые сланцы.

Жильные образования представлены многочисленными аплитовыми жилами, залегающими согласно гнейсовидности вмещающих пород, розовыми гранитами, пегматитами, кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами. Пегматитовые тела обычно приурочены к локальным зонам интенсивного смятия, дробления и трещиноватости. Часто пегматитовые жилы пересекают ядра мелких антиклинальных или синклинальных складок (села Радионовка, Захарьевка, Сачки).

Пегматиты Сорокинской группы, расположенные по р. Буртичи около хут. Сороки и с. Малиновки, характеризуются простой линзовидной и дайкообразной формой. Обычно они залегают согласно с вмещающими породами, а некоторые секут их под острым углом. Всего на участке насчитывается 15 пегматитовых жил, располагающихся двумя кустами. Северный куст представлен пятью жилами олигоклазового состава мощностью 10-12 и протяженностью 120-200 м, залегающими главным образом среди амфиболитовых пород. Южный куст насчитывает около восьми жил микроклинового состава небольшой мощности (до 1,5 м).

Аналогичные жилы развиты в районе сел Радионовка, Николаевки, Захарьевки, Сачков, Новосолдатского и составляют Радионовскую группу пегматитовых жил. Залегают они преимущественно согласно с вмещающими породами, представленными мигматитами и гнейсами различного состава. Мощность пегматитовых жил в среднем 3 м, а в отдельных более крупных жилах в раздувах достигает 10 м. Альбитизация в этих жилах не наблюдается.

Особую группу составляют пегматиты, обнажающиеся в нижнем течении р. Берды между селами Радионовкой и Осипенко. Эти жилы могут быть отнесены к микроклин-олигоклаз-альбитовому типу. В одной из жил был обнаружен аксессуарный сподумен (Литовченко, 1966). В эндо- и экзоконтакте ее, в ассоциации с турмалином и биотитом наблюдались мелкие скопления холмквистита — минерала типоморфного для контактово-измененных основных пород, вмещающих сподуменовые пегматиты.

Обращает на себя внимание приуроченность пегматитов к разрывным зонам, к породам преимущественно среднего и основного составов, а также удаленность пегматитовых тел от интрузий серых ортосиенитовых гранитов.

Геологосъемочными работами установлена структурная приуроченность пегматитовых полей и преимущественное расположение их в породах с повышенной основностью. Аналогичная закономерность отмечена Д.Т. Мишаревым и др. (1960) для пегматитовых полей северо-западной части Беломорья.

Г л а в а П

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ - КАК ОТРАЖЕНИЕ ИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

Анализ внутреннего строения пегматитовых тел очень важен как для выяснения условий образования пегматитовых месторождений в целом, так и для установления закономерностей размещения промышленно ценных минералов.

Внутреннее строение пегматитов подчеркивается текстурно-структурными особенностями слагающих их минеральных агрегатов и отражает физико-химические условия пегматитового процесса (кристаллизацию, перекристаллизацию, метасоматоз и т.д.). Поэтому, прежде чем охарактеризовать внутреннюю зональность пегматитовых тел, отметим развитие в них структуры и текстуры.

С Т Р У К Т У Р Ы И Т Е К С Т У Р Ы

Макроскопически в пегматитовых телах выделено пять групп структур, характерных для кварц-полевошпатовых, альбитовых и слюдяных агрегатов: I - аплитовидная, II - пегматитовая, III - пегматоидная, IV - альбитовых агрегатов, V - слюдяных агрегатов.

А п л и т о и д н а я г р у п п а с т р у к т у р

Эта группа представлена мелкозернистыми (0,1-0,5 см) и неравномернозернистыми (0,5-3 до 20 см) разновидностями. Различаются аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая и порфиroidная структуры.

Аллотриоморфнозернистая структура характеризуется преобладанием сходных по степени идиоморфизма зерен кварца и полевых шпатов размером более 0,2 см.

По отношению к аксессуарам, следам и магнетиту породообразующие минералы резко ксеноморфны. Сходство аллотриоморфнозернистой структуры аплитов и краевых зон пегматитовых тел со структурами, полученными экспериментально, может свидетельствовать об одновременной кристаллизации из многих центров.

Наблюдается переход аллотриоморфнозернистых структур в гипидиоморфнозернистые с постепенным укрупнением зерен от 0,2-0,7 до 1 см.

Гипидиоморфнозернистая (крупнозернистая гранитовая) структура отличается расположением минералов по убывающей степени идиоморфизма. Кварц резко ксеноморфный по отношению к полевым шпатам, среди которых идиоморфным является плагиоклаз. Наблюдается коррозия зерен микроклина кварцем, а мелкие вростки последнего находятся в плагиоклазе.

Порфиroidная структура характеризуется наличием крупных минеральных выделений, размещающихся на фоне более мелкозернистой массы. Такие порфиroidные выделения часто образует кварц (рис. 3). В отдельных пегматитовых жилах крупные порфиroidные выделения размером до 2,0 см расположены вдоль залындавов жил и представлены микроклин-пертитом. Очертания этих выделений имеют относительно правильную форму, и ответвлений в сторону основной мелкозернистой массы не наблюдается. Обычно вкрапленники микроклин-пертита образуют одним из минералов основной массы, которые в отдельных случаях корродируют микроклин-пертит. Кроме того, встречаются ясно метасоматические порфиroidные выделения агрегатов зерен кварца или самостоятельных кварцевых зерен (3-5 мм), развивающихся в мелкозернистой (0,1-0,2 мм) полевошпатовой массе и замещающих ее (рис. 4).

Г р у п п а п е г м а т и т о в ы х с т р у к т у р

В этой группе выделены различные по генезису структуры - графические и апографические. Они различаются количественными соотношениями полевого шпата и кварца, а также разными морфологическими типами ихтиоглиптов. Средний химический состав графических кварц-микроклиновых пегматитов приведен в табл. I.

Графическая структура (рис. 5) характеризуется закономерным сростанием полевого шпата и кварца, их постоянным соотношением (2:1) и взаимной пространственной ориентировкой. Вростки кварца, толщиной 1-10 мм, обладают характерной поперечной штриховкой, особенно ярко выраженной в пегматите с крупнографической структурой. Отдельные отпрепарированные ихтиоглипты кварца из микроклинового пегматита (с. Красновка) весьма сходны как с кварцевыми вростками из графического пегматита, по А. Е. Ферману (1940), так и с кристаллами из металлических слитков. На кристаллах и кварцевых ихтиоглиптах видна характерная ребристая и зубчатая поверхность. Форма вростков в поперечном сечении клиновидная, спиралевидная, неправильная. В продольном разрезе они удлиненно-пластинчатые, нитевидные, червеобразные и в большинстве случаев ориентированы перпендикулярно к простиранию пегматитового тела.

Описываемые графические структуры обладают особенностями, характерными для типично эвтектической кристаллизации. Например,

Т а б л и ц а I

Средний химический и нормативный состав
кварц-микроклиновой зоны графического пегматита, %

Компонент	Западное Приазовье (по Сагайдаку, 1936)	Среднее значение (по Чирвинскому, 1928)
SiO ₂	73,43	74,36
Al ₂ O ₃	15,57	14,17
Fe ₂ O ₃	0,25	0,44
MgO	0,04	0,11
CaO	0,80	0,11
K ₂ O	6,28	6,33
Na ₂ O	3,33	3,17
H ₂ O	0,27	0,31
Кварц	25,91	29,14
Калишпат	37,18	38,02
Альбит	30,98	27,24
Анортит	3,59	5,60
Биотит	0,09	-
Мусковит	0,30	-
Гранат	0,07	-

наблюдается избирательное развитие кварца на промежуточной грани (ООI) полевого шпата, при этом мелкие ихтиоглипты кварца сменяются более крупными и количество их на полевошпатовой поверхности уменьшается, хотя соотношения этих минералов остаются постоянными (полевошпат:кварц= 3:1). Кроме того, наблюдается веерообразное, а иногда и секториальное расположение "стай" ихтиоглиптов, где различные участки отличаются по характеру вострков или по ориентировке "стай". Характерной особенностью графической структуры является также прерывистость и ребристость отдельных ихтиоглиптов.

Апографические структуры (рис. 6) характеризуются преобладанием неправильных форм вострков кварца, количество которого в полевошпатовой массе непостоянно (40-80%). Морфология кварцевых вострков весьма разнообразна и по этому признаку среди апографических структур выделяются несколько разновидностей. Дендритовая и перистая разновидности представляют собой срастания полевых шпатов с кварцевыми образованиями в виде разветвленных прожилков и полюсок. Кварцевые "дендриты" в свою очередь обладают неправильной зубчатой формой и образуют сложный рисунок на полевошпатовом фоне. Количество кварца и полевого шпата приблизительно одинаковое, однако чаще преобладает полевой шпат. Размеры отдельных кварцевых "дендритов" достигают 10-15 см. В случае, когда такие елчатые и

скелетовидные образования располагаются рядом, разделяющий их полевой шпат также приобретает форму негативного "дендрита".

Пятнистая разновидность апографической структуры характеризуется пятнообразными выделениями кварца неправильной угловато-округлой или слегка удлинённой формы. Соотношение полевого шпата и кварца изменяется от 1:1 до 1:4.

Смешанная (неяснографическая) разновидность представляет собой структуру кварц-полевошпатовых сростаний, в которых среди типичных ихтиоглиптов наблюдаются неправильные, удлинённые выделения кварца. Соотношение полевых шпатов и кварца при этом довольно устойчиво (1,5:1-1:1,5).

Под микроскопом наблюдается неоднородность ихтиоглиптов, проявляющаяся в том, что наряду с одновременно угасающими ихтиоглиптами встречаются участки ихтиоглиптов с одновременным и разновременным угасанием.

Прожилковые апографические агрегаты характеризуются развитием жилков кварца, прорастающих блоковый полевой шпат. Кварц образует прожилки пластинчатой, разветвляющейся и петлеобразной форм согласно спайности полевого шпата. В пегматитах встречаются псевдографические прорастания альбита и мусковита, кварца и турмалина, полевого шпата или кварца с гранатом. В отличие от типично эвтектической графики, образовавшейся при кристаллизации расплава, апографические структуры - это более поздние структуры перекристаллизации и метасоматоза.

1707
Г р у п п а п е г м а т о и д н ы х
с т р у к т у р

Представлена крупнозернистыми блоковыми кварц-полевошпатовыми агрегатами без взаимных закономерных прорастаний. Среди них выделяются собственно пегматоидная структура биминеральных агрегатов и блоковая структура мономинеральных образований кварца и полевого шпата.

Собственно пегматоидная структура отличается идиоморфизмом полевого шпата по отношению к кварцу и постоянным количественным соотношением этих минералов (3:1). Размер выделений (2-15 см) кварца и полевого шпата приблизительно одинаковый. Иногда в кварц-полевошпатовом агрегате наблюдаются индукционные грани минеральных индивидуумов (жила IV, Зеленая Могила и жила I близ с. Долинского).

Блоковая структура характеризуется незакономерным сростанием мономинеральных образований (блоков) полевого шпата и кварца, при полном ксеноморфизме последнего. Размер блоков, образованных этими минералами, 0,5-20 м.

Группа структур альбитовых агрегатов

Характеризуется пластинчатой, таблитчатой или неправильной формой зерен альбита размером I—10 мм. По крупности выделений альбита различаются мелко-, средне-, крупнозернистые, мелко-, средне-, крупнотаблитчатые и мелко-, средне-, крупнопластинчатые структуры.

Крупнопластинчатая разновидность альбита — клевеландит — встречается главным образом в крупных жилах микроклин—олигоклаз—альбитового состава. Уменьшение размера выделений альбита до I мм независимо от формы приводит к образованию сахаровидной мелкозернистой структуры, определяющейся макроскопически.

Структура слюдяных агрегатов

Среди слюдяных агрегатов наблюдаются листовая, чешуйчатая, комовая, ельчатая структуры, которые характеризуются соответствующей формой выделений.

Листовая и чешуйчатая структуры отличаются скоплением отдельных листочков или чешуй слюды (мусковита, биотита), обладающих клиновидной, удлиненной, псевдогексагональной или неправильно изометричной формой. Средний размер кристаллов листоватого мусковита не превышает 10 см в поперечнике.

Комовая структура представляет собой беспорядочное расположение отдельных пачек слюды, большей частью изогнутых и гофрированных. Ельчатая структура характерна главным образом для агрегатов серицита и напоминает дендритовидные формы роста. При этом узкие пластиночки слюды начинают расти из одного центра, а затем разветвляются в стороны, создавая ельчатый, дендритовидный рисунок на полевошпатовом фоне.

Основные текстуры пегматитов

Массивная текстура характерна для кварц—полевошпатовых агрегатов с аплитовидной или пегматитовой (графической, апографической) структурой. Наблюдается в аплитовых, аплит—пегматитовых жилах, в большинстве сложенных однородными минеральными агрегатами с преобладанием какой-либо одной структуры и выполняющих пространство без образования микропустот.

Участковая и участково—зональная текстуры характеризуются наличием участков с различными структурами на фоне основной массы жильного тела, обладающей определенной структурой.

Форма участков разная, между ними наблюдаются постепенные переходы. Для участково—зональных текстур характерны зоны аплитовидной или графической структуры в зальбандах жил и отдельные участ-

ки аплита и графического пегматита среди основной массы. Эти текстуры свойственны для большинства пегматитовых тел района.

Гнездовая текстура является разновидностью участковой и обусловлена развитием гнезд турмалина, биотита или тантало-ниобатов, которые выделяются на кварц-полевошпатовом фоне с какой-либо определенной структурой.

Полосчатая текстура представляет собой субпараллельную перемежаемость полос разнозернистых альбитовых агрегатов с полосами кварц-полевошпатового состава пегматоидной или графической структуры. С полосчатой текстурой сходна цепочковая текстура, характеризующаяся сближенными цепочками отдельных минералов (граната, турмалина, кварца, слюды или рудного минерала), располагающимися на фоне кварц-полевошпатовых или альбитовых агрегатов различных структур.

Брекчиевидно-реликтовая текстура характеризуется тем, что мелкозернистый кварц-альбитовый или сахаровидный альбит-микроклиновыи агрегаты как бы цементируют обломки и блоки более раннего пегматита с различными структурами. Брекчиевидно-реликтовая текстура наблюдается в крупных пегматитовых телах, где широко развиты процессы перекристаллизации и замещения.

Х А Р А К Т Е Р З О Н А Л Ь Н О С Т И П Е Г М А Т И Т О В Ы Х Т Е Л

Зональность пегматитов носит локальный, участковый характер. Количество зон, их мощность, выдержанность в пространстве и расположение в разных жилах различны. Наблюдаются все переходные разновидности от простых аплитовых жил и жил, сложенных аплитовидными гранитами, до полизональных и двузональных пегматитовых жил, состоящих из полевошпатовой и кварцевой зон (табл. 2). Наряду с последовательным расположением зон (аплитовая или аплитовидного гранита, графическая, пегматоидная, блоковая, зона кварцевого ядра и зоны замещения) характерны отклонения от классической зональности. Эти отклонения заключаются, во-первых, в том, что в пегматитах с преобладающим развитием пегматоидной зоны нет совсем или сохраняются только в виде реликтов зоны аплита, гранит-пегматита или графического пегматита (т.е. наблюдается тенденция к полной дифференциации вещества); во-вторых, встречаются жилы с обратной зональностью, когда центральная часть ее сложена аплитом или аплитовидным гранитом, а краевая - пегматоидной зоной; в-третьих, почти каждая зона состоит из минералов различного генезиса. Аналогичные примеры "съемания" более ранних зон пегматита пегматоидной зоной, а также установление полигенного характера зон находим в описаниях Колбинских пегматитов (Шапо, 1958), пегматитов Средней Азии (Ва-

Внутреннее строение аплитовых и пегматитовых жил

Жилы	З о н а					Место развития
	Аплито- вая (ап- литовид- ного гранита)	Гра- фиче- ская	Пег- ма- тито- вая	Бло- ковая	Квар- цевая	
I Аплитовые	+	-	-	-	-	Развиты повсе- местно
II Аплит-графи- ческие, апли- тоидного гра- нита с неболь- шим объемом пегматитовой зоны	+	+	+	+	+	с. Елисеевка, жила У (Зеленая Моги- ла); с. Андреевка, Красная Горка; хут. Шевченко и др.
III Пегматитовые с развитыми ранними и поздними зо- нами	+	+	+	+	+	с. Елисеевка, б. Большого Ла- гера; с. Андреевка, Ка- менная Скала и др.
IV Пегматитовые с реликтами ранних зон и развитыми поздними зо- нами	+	+	+	+	+	села Елисеевка, Долинское, Еленов- ка и др., жила IV (Зеленая Могила); Нижнекамчатский участок (жилы П, III) и др.
V Двухзональные дифференциро- ванные	-	-	+	+	+	села Елисеевка, Андреевка, Мали- новка, хут. Сорки; Нижнекамчат- ский участок (жи- ла I); Каменный Холм и др.

+ Зоны развиты. - Зоны не развиты. † Зоны развиты частично.

баев, 1960; Шевченко, 1951; Труфанов, 1969), жильных пегматитов
Волны и других регионов (Ивантишин, 1960; Долгов, 1968).

Среди изучаемых пегматитов по степени их структурной и вещест-
венной дифференциации можно выделить: структурно-дифференцирован-
ные жилы, зональность которых обусловлена зонами с различными
структурами, и пегматитовые жилы с максимально выраженной вещест-
венной дифференциацией, состоящие из двух мономинеральных зон (по-
левошпатовой и кварцевой). В таких телах только на периферии со-
храняется реликтовая оторочка аплита или графического пегматита.

Пегматитовые тела, зональность которых обусловлена только струк-
турной или вещественной дифференциацией, встречаются редко. Обычно

процессы различной степени вещественной дифференциации всегда развиты в структурно-дифференцированных пегматитах. Примером зональности с хорошей вещественной и достаточной структурной дифференциацией является жила IV (Зеленая Могила), хотя поздняя альбитизация затушевывает четкость ее внутреннего строения (рис. 7).

Зона аплита (или аплитоидного гранита) мощностью до 3 м наблюдается на юго-западном контакте жилы, а также в виде реликтов срединной пегматоидной зоны. Она состоит из кварца (30%), альбита № 5, переходящего в олигоклаз № 18 (40%), и розового микроклин-пертита (20%). В подчиненном количестве содержатся биотит, магнетит, гранат, реже мусковит. Структура аплита гипидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая; текстура массивная. Встречаются внутрипегматитовые прожилки аплита, четкость контактов которых зависит от степени изменения вмещающего пегматита.

Зона графического пегматита кварц-микроклинового состава не выдержана по мощности (1-5 м) и по простиранию. Она располагается либо непосредственно на контакте с вмещающими породами, либо за зоной аплита. В более позднем пегматоиде и в кварц-альбит-олигоклазовом пегматите с апографической структурой наблюдаются реликтовые участки графического (или апографического) пегматита кварц-микроклинового состава. Контакты с соседней пегматоидной или с кварц-альбит-олигоклазовой зоной с апографической структурой нечеткие. При переходе к апографической зоне наряду с замещением микроклин-пертита альбит-олигоклазом (или альбитом) наблюдается перекристаллизация с укрупнением ихтиоглиптов кварца, кварц-микроклиновый пегматит переходит в кварц-альбит-олигоклазовый агрегат с апографической структурой. Текстура зоны массивная, местами гнездовая, что обусловлено скоплениями магнетита. Кроме зонообразующих минералов - кварца и микроклин-пертита - в графическом пегматите беспорядочно разбросаны чешуйки биотита и мусковита, а по трещинам развиваются гранат и гидроокислы железа и марганца. Некоторое содержание олигоклаза в зоне, видимо, связано не только с альбитизацией, но и с ассимиляцией пегматитом вмещающих пород.

Пегматоидная кварц-микроклиновая зона мощностью от 7 до 20 м развита главным образом на северо-западном и юго-восточном окончаниях жилы. Контакты ее с предыдущей зоной графического пегматита постепенные и нечеткие вследствие развития процессов альбитизации. Макроскопически пегматоидная зона представляет собой гигантозернистую плотную, массивную породу, сложенную крупными кристаллическими индивидами полевых шпатов и угловатыми агрегатами кварца. Размер индивидов микроклин-пертита достигает 20 см. Кроме кварца и микроклина, широко развиты альбит-олигоклаз, альбит пластинчатый, мусковит, гранат, реже аплит, ганит и др.

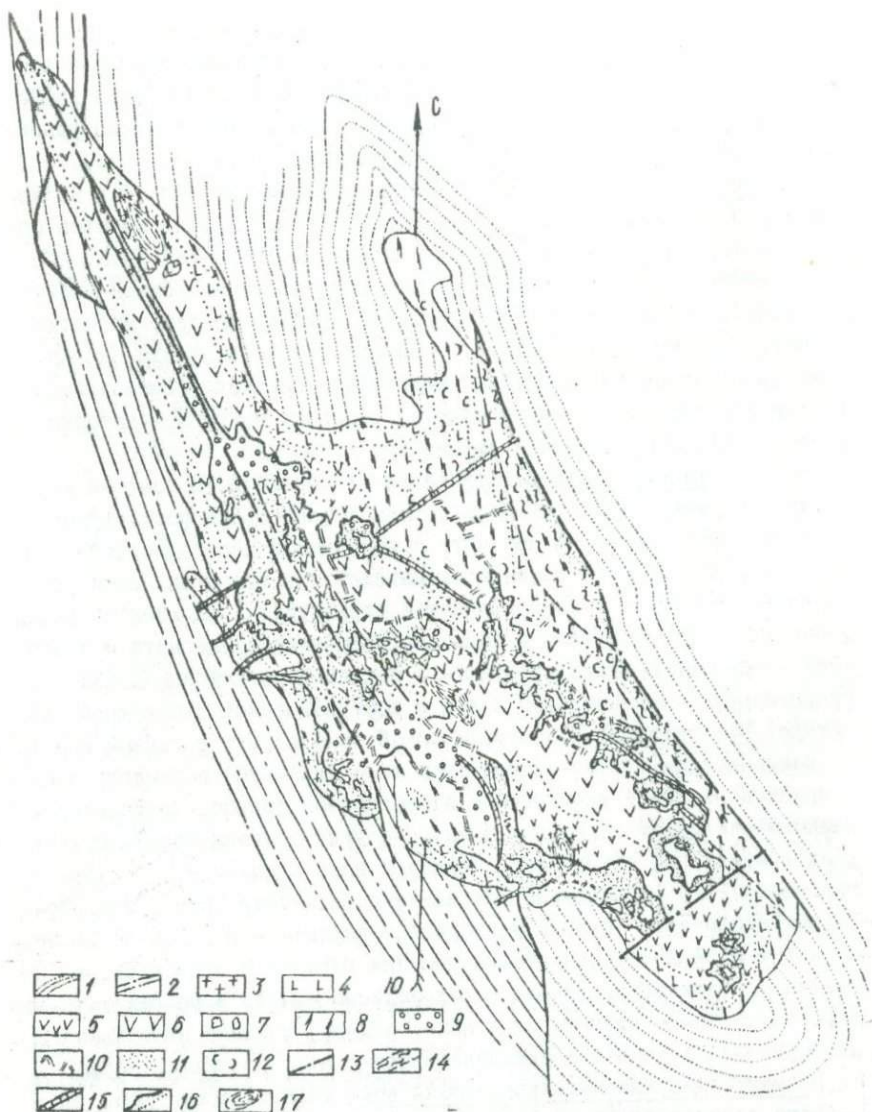


Рис. 7. Внутреннее строение жилы IV (Зеленая Могила).
Мигматиты: I - диоритового состава, 2 - гранитного состава; **кварц-микроклиновые зоны:** 3 - с аплитоидной структурой, 4 - с графической структурой, 5 - с пегматоидной структурой, 6 - с блоковой структурой; 7 - обособление кварца; **зоны:** 8 - кварц-альбит-олигоклазовая с апрографической структурой, 9 - разнозернисто-альбита и клевеландита, 10 - крупнопластинчатого мусковита; **II** - гнездобразные и трещинные обособления сахарозидного альбита и мелкочешуйчатого мусковита; 12 - лейсты биотита; 13 - тектонические нарушения; 14 - зона мелонитизации; 15 - аплит-пегматовые жилы; 16 - контакты пород «зоны I»; 17 - кварцевые включения в породах.

Блоковая кварц-микроклиноватая зона постепенно сменяет пегматоидную, отличаясь крупными размерами микроклина и кварца (до 1,5 м в диаметре). Кроме этих двух минералов, развиты более поздний альбит-олигоклаз (№ 12), крупнокристаллический мусковит, гранат, а также небольшое количество берилла, монацита, колумбита-танталита, самарскита и приорита. Пегматоидная и блоковая зоны подвержены процессам альбитизации, мусковитизации и, в меньшей степени, микроклинизации. Текстура их гнездовая, участковая, местами брекчиевиднореликтовая.

Зона кварцевого ядра обычно связана взаимопереходами с пегматоидной или блоковой зоной. Однако отдельные крупные обособления кварца четко ограничены от всех описанных зон благодаря образованию вокруг них ореолов разнозернистого и мелкозернистого альбита. В качестве минералов-примесей в кварцевом ядре содержатся обломки полевых шпатов, биотит, рутил, урановые и глинистые минералы.

Апографическая кварц-альбит-олигоклазовая зона образовалась в результате замещения альбит-олигоклазом графического (или апографического) пегматита кварц-микроклинового состава, розовые реликты которого выделяются на светлом фоне кварц-альбит-олигоклазового агрегата. Мощность зоны изменяется от 3-5 до 45 м.

Минералогически зона представлена кварцем, альбит-олигоклазом, олигоклазом № 20 и реликтивными зернами микроклина.

Химический и минеральный составы кварц-альбит-олигоклазового пегматита следующие (в %): SiO_2 76,92; Al_2O_3 13,98; Fe_2O_3 0,10; FeO 0,61; CaO 1,50; MgO 0,08; Na_2O 5,81; K_2O 1,03; H_2O 0,15; сумма 100,18; микроклин - 5, альбит-олигоклаз (№ 12) - 55; кварц - 40.

На приконтактных участках зоны с вмещающими породами встречаются скопления шерла, мартита, граната, лейстового биотита и гнездообразных скоплений мусковита.

К центру жилы зона переходит в крупнозернистый альбит (№ 9). При этом в кварц-альбит-олигоклазовом агрегате сначала появляются выделения крупнозернистого альбита, вокруг которых размещаются скопления кварцевых зерен неправильной формы, затем скопления распадаются на мелкие агрегаты и полностью исчезают.

Текстура зоны массивная и гнездовая.

Зона разнозернистого альбита и клеваданита сменяет кварц-альбит-олигоклазовую зону, развиваясь за счет пегматоидной и блоковой зон кварц-микроклинового состава. Мощность ее в среднем 5-8 м. Зона сложена крупнозернистым альбитом (№ 9) с размером зерен 0,5-1 см в диаметре, скоплениями клеваданита и среднезернистого альбита (№ 5). В альбите по трещинам развиты кристаллы граната и пластинчатого мусковита, части реликтовые зерна кварца и микроклина. Для

описываемой зоны характерно наибольшее развитие акцессорной ред-кометальной минерализации.

Зона пластинчатого мусковита представляет собой единичные гнездообразные скопления, которые на отдельных участках сливаются и образуют довольно выдержанную по простиранию зону мощностью не более 0,5–0,8 м. Зона пластинчатого мусковита располагается между зоной крупнозернистого альбита (№ 9) и клевеландита и блоковой зоной. Основной материал зоны – мусковит (размер пластин I–I5 см). В подчиненном количестве встречаются гранат, берилл, апатит, монацит, цирколит, реликты альбита № 9, реже альбита № 5, и микроклина. Структура зоны листоватая, комовая, реже псевдографическая. Текстура гнездовая.

Зона сахаровидного альбита и мелкочешуйчатого мусковита представляет собой гнездовые и трещинные обособления, расположенные в виде отдельных участков. Наибольшее количество сахаровидного альбита (№ I–3) наблюдается по тектоническим трещинам, вдоль контактов жилы и вокруг кварцевых ядер. Маломощные жилки мелкозернистого альбита секут как неизменный, так и ранее альбитизированный пегматит. Кроме того, альбит и мелкочешуйчатый мусковит замещают тантало-ниобаты, берилл и др.

Описанный полный набор зон в изучаемых пегматитах наблюдается не всегда. Обычно преобладают отдельные зоны, которые могут полностью слагать аплитовые, аплит-графические или пегматитовые жилы. Аплитовые жилы или жилы аплитовидного гранита сложены одной зоной, состоящей из подзоны закалки, из мелкозернистой породы с аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой или порфирированной структурой, а иногда и из письменного гранита. Все эти различия пород макроскопически почти неотличимы друг от друга и объединяются в зону аплитовидного гранита.

Зона аплитовидного гранита в результате постепенного укрупнения слагающих ее зерен переходит в мелкоблоковый пегматоид (рис. 8, 9). Такой переход, видимо, обусловлен постепенной перекристаллизацией аплит-графических жил или жил аплитовидного гранита. Кроме того, аплитовая зона (или зона аплитовидного гранита) может слагать центральную часть жил (например, на Нижнекамчатском участке), обуславливая их обратную зональность (рис. 10). Контакты таких аплитовых и аплит-гранитовых зон с мелкоблоковым пегматоидом интрузивные, зон закалки нет. Реликтовые участки аплита содержатся в пегматоидной зоне. В случае продолжения зоны аплита во вмещающие породы наблюдаются четкие интрузивные контакты, свидетельствующие о внедрении аплита. В жилах с большим объемом пегматоидной зоны можно обнаружить только реликты аплита (жила IV, Зеленая Могила; жила I, Нижнекамчатский участок; Каменный холм, с. Андреевка; и др.).

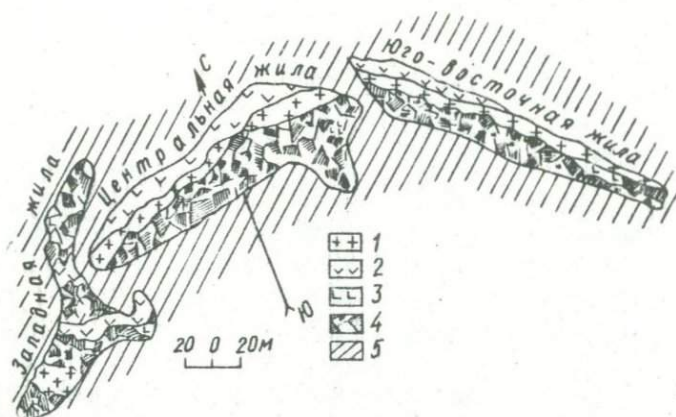


Рис.9. Внутреннее строение пегматитовых жил (Каменная Скала).
Зоны: 1 - аплиты, 2 - гранит-пегматита, 3 - графического пегматита, 4 - крупнопегматоидная, 5 - вмещающие породы.

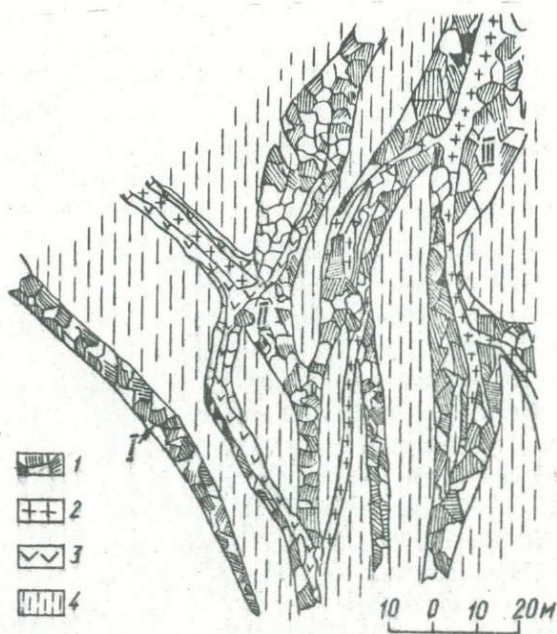


Рис.10. Обратная зональность пегматитовых жил.
Зоны: 1 - пегматоидная, 2 - аплиты, 3 - аплитовидного гранита, 4 - вмещающие породы.

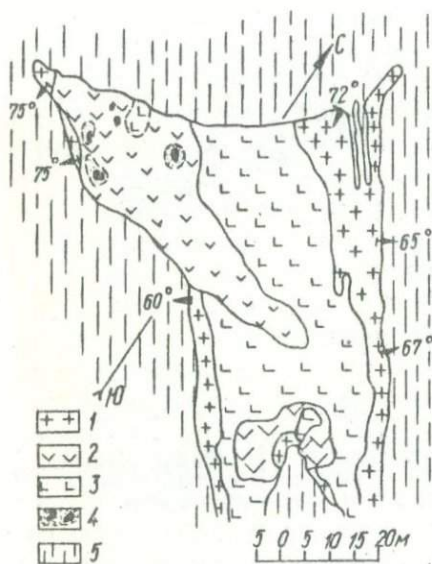


Рис. 11. Внутреннее строение жилы II (Зеленая Могила).

Зоны: 1 - аплитовидного гранита, 2 - пегматоидная, 3 - пегматитовая с графической и апографической структурами; 4 - мноминеральные выделения кварца с ореолами альбита; 5 - вмещающие породы.

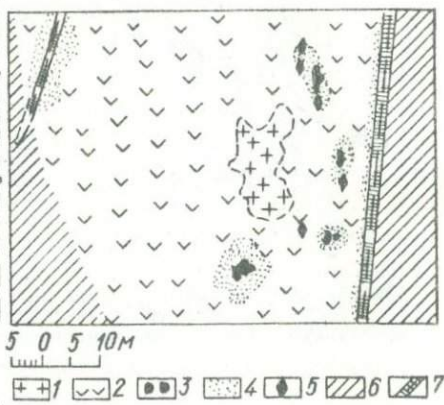


Рис. 12. Участок жилы IV (Зеленая Могила) с реликтами апатита в пегматоиде:

1 - реликты апатита; 2 - пегматит с крупнопегматоидной структурой; 3 - кварц; 4 - альбит; 5 - скопление тантало-ниобатов; 6 - мигматиты; 7 - дайки основного состава.

Пегматитовые жилы с хорошо развитой графической зоной редки. Обычно графический пегматит переходит в агрегаты с апографической структурой и развит главным образом в аплит-графических жилах, хотя в отдельных крупных пегматитовых телах сохраняется в виде самостоятельной зоны, достаточно выдержанной по простиранию (жилы б. Большого Лагера). Пегматоидная или мелкоблоковая зоны могут развиваться в аплитовых и аплит-графических жилах, занимая в них небольшой объем (жилы Красной Горки, некоторые жилы сел Темряка, Елисеевки и др.) (рис. 11). Во многих крупных пегматитовых телах на Елисеевском, Долинском, Еленовском участках пегматоидная и блоковая зоны составляют 60-80% объема жилы и содержат реликтовые участки апатита и неяснографического пегматита (рис. 12). В отдельных, довольно редких случаях мелкоблоковый пегматит почти полностью слагает самостоятельные жилы, которые являются примером полной или почти полной перекристаллизационной дифференциации (жила I, рис. 10).

Крутопадающая пегматитовая жила (Каменный холм, с. Андреевка) также состоит из двух зон: внешней полевошпатовой и внутренней кварцевой. По контактам жилы и вокруг кварца развит альбит. Эндоконтак-

товая зона альбитизации мощностью до 0,5 м сложена плагиоклазом (№ 15-17) и небольшим количеством кварца, граната, мусковита, апатита. Плагиоклаз № 15 по морфологическим свойствам не отличается от позднего мелкозернистого (сахаровидного) альбита (№ 1-3), разбитого в крупных пегматитовых жилах Елисеевского, Долинского и Еленовского участков. Кварц эндоконтактной зоны альбитизации является реликтовым, частично выделяется с плагиоклазом в виде мелких изометрических зерен и пойкилитовых включений. Мясо-красные блоки микроклина на контакте с зоной альбитизации обычно не изменены, но с глубиной зона микроклина частично альбитизирована (альбит № 5-8), а по трещинам калишпат замещен мелкозернистым кварц-альбит-олигоклазовым агрегатом. Такие взаимоотношения свидетельствуют о более позднем образовании эндоконтактной зоны альбитизации.

На экзоконтакте пегматитовой жилы в альбитизированных амфиболитах наблюдается зона эпидотизации мощностью 0,5 м, образование которой связано с замещением роговой обманки эпидотом. В пегматитовой жиле, расположенной в б. Крутой на правом берегу Берды, ранние зоны апатита и неяснографического пегматита образуют реликтовые участки среди мелкоблокового пегматита. Аплитовая зона сохранилась в некоторых местах контакта пегматоидной (мелкоблоковой) зоны с вмещающими породами. Она продолжается во вмещающие породы в виде самостоятельной жилы мощностью 5-7 см. В центральной части жилы, кроме мелкоблоковых выделений кварца и альбит-олигоклаза, развиты кристаллы ополумена, обусловившие гнездовую текстуру. На контакте пегматитовой жилы и вмещающих пород основного состава наблюдаются оторочки с апатитом, турмалином, кварцем, альбитом, холмквиститом. Аналогичным строением обладают многие пегматитовые тела олигоклазового состава на Сорокинском участке. Они также характеризуются почти полной вещественной дифференциацией и состоят из внешней кварц-полевшпатовой зоны мелкоблокового строения и внутренней - кварцевой.

В отдельных жилах Сорокинского участка сохраняются крупные реликты пегматита графической или апографической структуры (рис. 13). Наблюдаемая здесь мелкозернистая кварц-олигоклазовая оторочка мощностью до 3-10 см представляет собой прерывистую невыдержанную зону апатита, чаще всего превращенную в кварц-мусковитовый агрегат. Обообления полевых шпатов и кварца постепенно укрупняются от 5 до 30 см, образуя зону пегматоидной структуры. Реликтовые участки графического и апографического пегматита располагаются главным образом у лежачего бока жилы. Кварцевое ядро своеобразной амебовидной формы иногда смещено ближе к лежачему боку. Размеры кварцевых образований достигают 0,8 м. В пегматитах Сорокинского участка широ-

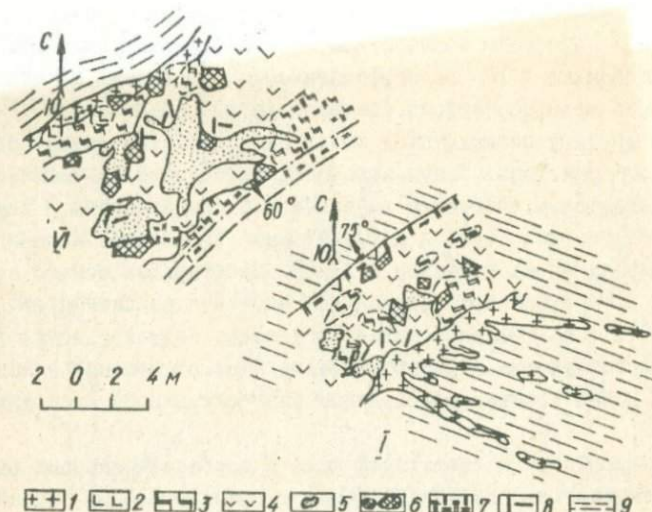


Рис. 13. Внутреннее строение пегматитовых жил (I и IV) Сорокинского участка:

1 - аплит; 2 - графический пегматит; 3 - алографический пегматит; 4 - пегматоид; 5 - кварц; 6 - скопления крупнопластинчатого мусковита; 7 - кварц-мусковитовый агрегат; 8 - скопления турмалина; 9 - вмещающие породы.

ко развиты гнездообразные скопления турмалина и мусковита, расположенные между блоками полевого шпата и кварца с частыми взаимными прорастаниями. Иногда мелкокристаллический турмалин развит по трещинам в кварце; в приконтактной части жилы он ассоциирует с мелкочешуйчатым мусковитом.

Как показали геологические наблюдения, масштаб развития пегматоидной и блоковой зон чаще всего связан с развитием трещиноватости, четкой границы между графической и пегматоидной зонами нет. В то же время сама графическая зона либо остается в виде реликтов, либо отсутствует вообще.

Если сравнить аплитовые и пегматитовые жилы по внутреннему строению, учитывая их различные взаимоотношения, то представляется возможным выделить единый генетический ряд: неизменные аплитовые, аплит-графические или гранит-аплитовые жилы - жилы с небольшим объемом пегматоидной зоны - жилы с развитыми ранними зонами (аплитовой, гранитной, графической) и набором более поздних зон (пегматоидной, блоковой и зон замещения) - жилы с реликтами ранних зон и набором поздних - жилы двухзональные, состоящие из полевошпатовой или кварц-полевошпатовой зоны и зоны мономинерального кварца.

В связи с тем, что образованию пегматитов предшествовало формирование аплитовых и гранит-аплитовых жил, то очевидной становится генетическая связь пегматитовых жил с гранитами.

Глава III МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Первые сведения о находках отдельных минералов в пегматитах Западного Приазовья приводятся у П.П.Пятницкого (1897), И.И.Танатара (1911), К.К.Савич-Заблюцкого (1936). Большинство аксессуарных минералов редких элементов найдены Ю.Д.Дрком, Н.В.Шталъ, Р.В.Гецевой.

Позднее нами обнаружены тапиолит, эльсвортит, гебронит, приорит, сподумен; из новых месторождений детально описаны самарскит, гидросамарскит, холмквистит, берилл, а также некоторые урановые минералы. Всего в пегматитах изучено около 50 минералов, относящихся к гипогенным и гипергенным образованиям (табл. 3).

Наряду с диагностикой отдельных минералов изучались те свойства, которые помогли бы выяснить условия отдельных стадий минералообразования и их последовательность при формировании пегматитов. Определялись морфологические, физические, химические свойства минералов, условия их нахождения, приуроченность к определенным структурно-минералогическим зонам пегматитов.

ГИПОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Среди гипогенных минералов выделяются главные и второстепенные породообразующие минералы, аксессуарии редких элементов (типические) и минералы, редко встречаемые (нетипические). К главным породообразующим минералам пегматитов относятся полевые шпаты и кварц, составляющие свыше 10% (иногда до 90%) всей массы пегматитов. В меньшем количестве (1-10%) содержатся мусковит, биотит, гранат, турмалин, апатит и магнетит. Типичные и нетипичные минералы составляют 1% всех минералов, слагающих пегматитовое тело.

Породообразующие главные и второстепенные минералы

Полевые шпаты

Полевые шпаты широко развиты в гранитах и пегматитах Западного Приазовья. Они кристаллизовались на протяжении всего становления гранитных массивов и формирования пегматитовых жил, в связи с чем в свойствах и составе полевых шпатов отражены основные этапы это-

Т а б л и ц а 3

Минеральный состав пегматитов

Минералы			Тип пегматита				
			Олиго-клас-овый	Микроклин-олиго-клас-альбитовый		Микро-клин-овый	
				без споду-мена	со споду-меном		
Породо-образующие	Глав-ные	Кварц	х	х	х	х	
		Микроклин	-	х	х	х	
Олигоклас		+	+	+	+		
Альбит		+	х	х	+		
Второ-степенные	Мусковит	х	х	х	х		
	Биотит	+	х	х	+		
	Гранат	х	х	+	+		
	Турмалин	х	х	х	х		
	Магнетит	+	+	+	+		
	Апатит	х	+	+	+		
Гипогенные	Акцессорные	Колумбит	-	х	+	+	
		Танталит	-	х	+	+	
		Эльсвортит	-	х	+	+	
		Приазовит (алрмобета-рит)	-	х	+	+	
		Самарскит	-	х	+	+	
		Приорит	-	х	+	-	
		Тапиолит	-	х	-	-	
		Ильменит	+	+	+	+	
		Ильменору-тил	-	+	+	+	
		Гебронит	-	+	+	-	
		Ксенотим	-	х	+	+	
		Циртолит	-	х	-	-	
		Уранинит	-	+	-	-	
		Берилл	-	+	х	х	
		Сподумен	-	+	х	-	
		Холмквистит	-	-	х	-	
		Монацит	-	х	-	+	
		Редко встречающиеся	Галенит	-	+	+	-
			Сталерит	-	+	+	-
			Халькопи-рит	-	+	+	-
Пирит	+		+	-	+		
Ковеллин	-		+	-	-		
Висмутин	-		+	-	-		
Рутил	-		+	+	+		
Ганит	-		+	-	-		
Эпидот	+		х	+	+		
Сфен	-		+	-	+		
Роговая обманка	+		+	+	+		
Актинолит	+		+	+	+		
Кальцит	+		+	+	+		
Паризит	-		+	-	-		
Гипер-ген-ные	Гидроокси-ды железа и марганца	+	+	+	+		
	Базобисму-тит	-	+	-	-		

Минералы		Тип пегматита			Микро- клин- овый
		Олиго- клазо- вый	Микроклин-олиго- клиз-альбитовый		
			без споду- мена	со спо- думеном	
Гидер- генные	Малахит	+	+	-	-
	Каолинит	+	х	х	х
	Галлуазит	+	+	+	-
	Монтморил- донит	-	+	+	+
	Урановые минералы	-	+	-	+

Примечание. Минерал встречается: х почти во всех жилах, + в единичных жилах; - минерал не обнаружен.

го процесса. В пегматитах, аплитках и гранитах полевые шпаты представлены калинатровыми и плагиоклазовыми разновидностями.

Калинатровые полевые шпаты чаще всего обладают пертитовым строением. Для них характерны пертиты двух типов. Первый тип - пертиты распада, имеющие форму тонких волокон и развивающиеся в сечениях, перпендикулярных ко второму и третьему пинакоидам, или форму тоненьких пластинок - в плоскостях (15 0 2). Часто по этим плоскостям развиваются более крупные сегрегационные пертиты неправильной формы, переходящие из одного двойника микроклина в другой. Второй тип - пертиты замещения, часто пересекающие пертиты распада и сегрегационные; кроме того, они переходят из одного индивида микроклина в другой. Форма этих пертитов неправильная, пятнистая, жилковатая. Граница с калиевым полевым шпатом неровная. В крупных выделениях микроклина макроскопически видны тонкие жилки альбита. Образование пертитов замещения идет по трещинам спайности, по границам минералов, вдоль ихтиоглифтов кварца. Чаще всего пертиты замещения наблюдаются в виде широких полос по плоскости (010). В случае, когда они занимают 70-80% площади калишпата, последний остается только в виде реликтов среди альбита, а на отдельных участках образуют шахматную структуру альбита. Плоскость срастания альбитовых двойников совпадает с плоскостью (010) калишпата. Номер плагиоклаза в пертитовых вростках изменяется от 0-6 до 8-12.

Химические анализы калинатровых полевых шпатов приведены в табл. 4. В их состав, кроме калия, входят натрий и кальций, содержание которых связано главным образом с наличием плагиоклазовой фазы и частично - с замещением калия натрием. Анализ микроклина (ан. 10), из которого были отобраны все пертитовые включения, показал, что содержание плагиоклаза в виде твердого раствора составля-

Химический состав каликатровых полевых шпатов, %

Компонент	Порода									
	Жильный гранит	Гранит- пегматит с нерав- нозерни- стой струк- турой	Пегматит с графит- чатой струк- турой	Пегматит с блоковой и пегматоидной структурами						Пегматит с бло- ковой струк- турой (микро- клин без перти- тов)
				4	5	6	7	8	9	
SiO_2	67,38	67,20	72,11	65,38	66,39	67,72	65,61	65,29	65,24	64,57
TiO_2	0,23	0,10	-	0,21	0,11	-	-	-	-	-
Al_2O_3	19,45	20,54	15,05	19,01	18,15	18,16	19,22	19,02	21,10	18,53
Fe_2O_3	0,63	0,14	0,84	0,32	0,79	-	0,09	0,08	0,08	0,12
FeO	0,32	0,12	0,03	0,03	0,12	0,10	0,04	0,07	-	-
MnO	-	-	-	Следы	-	-	-	-	-	-
MgO	0,48	0,10	0,11	0,11	0,10	0,14	0,21	-	0,30	0,01
CaO	1,70	0,32	0,31	-	0,33	1,50	0,20	0,50	0,80	0,06
K_2O	7,28	7,80	9,24	11,58	12,10	10,05	11,94	13,30	11,31	16,31
Na_2O	2,25	3,40	2,85	3,15	1,35	2,15	1,88	1,94	0,23	0,22
P_2O_5	-	-	-	-	-	0,05	0,01	0,06	0,03	-
SO_3	-	-	-	-	-	0,13	0,15	0,15	-	-
H_2O^+	0,30	0,12	0,09	0,09	0,03	-	-	-	-	0,04
H_2O^-	0,21	0,01	0,03	0,03	-	0,23	0,11	0,20	0,29	-
П.п.п.	0,30	0,11	0,07	0,12	0,10	0,58	0,42	0,39	-	0,06
Сумма	100,53	100,06	100,73	100,03	100,07	100,81	99,88	100,80	99,39	99,92
Or	59,69	58,72	66,90	71,38	81,92	69,74	80,00	80,12	88,05	98,02
Ab	28,68	39,55	31,40	28,62	17,76	22,37	19,04	17,61	8,70	1,69
An	11,63	1,73	1,70	-	0,32	7,89	0,96	2,27	2,25	0,29

Примечание. Литературный источник: ан. 3 - К.Н. Савич-Заблоцкий (1936); ан. 6-9 - Д.Ю. Брк (1964); ан. 1, 2, 4, 5, 10 - анализы Е.И. Литовченко.

ет около 1,98%. В ан. 8 наблюдается избыток SiO_2 по отношению к K_2O и Al_2O_3 , который может быть отнесен за счет наличия кварца. После соответствующих пересчетов этого анализа получаем формулу микроклин-пертита: $(\text{K}_{0,67} \text{Na}_{0,03} \text{Ca}_{0,02} \text{Mg}_{0,01}) \text{Al}_{0,98} \text{Fe}_{0,03} \text{Si}_{3,08} + 1,09 \text{SiO}_2$. Отмечается увеличение содержания акцессорного рубидия в микроклин из центральных частей жил (0,13%). В альбитизированных микроклин-пертитах содержание этого элемента изменяется от 0,01 до 0,008% в зависимости от степени альбитизации.

Калинатровые полевые шпаты из пегматита богаче калием, чем из гранита. Увеличение содержания K_2O в блоковой зоне пегматита связано с уменьшением количества пертитов. Соотношение между ортоклазовой и плагиоклазовой составляющими колеблется от $\text{Or}_{59,88} \text{Ab}_{48,68} \text{An}_{11,63}$ в микроклин из гранита до $\text{Or}_{98,02} \text{Ab}_{1,69} \text{An}_{0,29}$ в микроклин из центральных зон пегматита.

Морфологически калиевые полевые шпаты представлены зернами неправильной изометричной, овальной формы и бесформенными зернами размером 0,1–0,2 мм. Размеры отдельных порфировидных выделений калиевых полевых шпатов в гранит-пегматите от 3–5 мм до 20 см. В графической зоне образуются неправильно ограниченные кристаллы-блоки с характерными кварцевыми ихтиоглиптами. Подобные гигантские кристаллы-блоки (до 1,5 м в диаметре) составляют пегматоидные и блоковые зоны. В пегматитовой жиле IV (Зеленая Могила) обнаружен кристалл микроклин-пертита боченовидной формы, связанной с равномерным развитием граней призмы и пинакоидов. Размер кристалла 5хх3,5 см.

Цвет калиевого полевого шпата розовый, светло-розовый, красный, желтовато-белый. Белая окраска этого минерала наблюдается в некоторых пегматитах с турмалином, который, по предположению А.Б. Ферсмана (1940), "подчищает" железо пегматита, оставшееся после выделения черных минералов (биотита, магнетита и др.). Однако в пегматитах с турмалином наряду с белым микроклином мы наблюдали красный. В этом случае слабое развитие железистых минералов и, по-видимому, привнос железа из вмещающих пород является одной из причин красной окраски микроклина. Блеск минерала стеклянный, перламутровый, реже шелковистый, обусловленный развитием серицита. Спайность совершенная по {001} и проявляется в виде тонких параллельных трещин, образующих угол 98° с плоскостью (15 0 2). Средняя спайность по {010} наблюдается в виде трещин, параллельных альбитовым двойникам микроклина. Ось $[010]$ совпадает с осью N_g индикатрисы микроклина, а ось N_m близка к \perp (15 0 2). Показатели преломления уменьшаются с уменьшением альбитовой составляющей:

	I	II	III
$\Delta\theta$	39,55	17,76	1,69
$\Delta\eta$	1,528	1,526	1,525
$\Delta\pi$	1,526	1,524	1,522
$\Delta\rho$	1,522	1,520	1,518

В пределах Западно-Приазовского пегматитового поля калинатовые полевые шпаты (согласно классификации А.С.Марфунина, 1962) представлены несколькими структурно-оптическими типами, развитыми весьма неравномерно. Для гранитов, аплитов и пегматитов юго-западной части пегматитового поля, залегающих в мигматитах и гнейсах гранитного и гранодиоритового составов, а также в амфиболитах, характерен максимальный микроклин-пертит. В большинстве случаев в этом калиевом полевом шпате наблюдается двойниковая решетка, обильное развитие пертитов замещения по (010), заметны также отдельные волокнистые пертиты распада по (15 0 2); $2V = 82,5 - 89^\circ$, $I(010) < Ng = 16,5 - 18^\circ$, $\Delta\rho = 1,0$.

Наряду с упорядоченным встречается промежуточный микроклин-пертит с начинающейся упорядоченностью. Однако эта разновидность чаще всего наблюдается в аплитовых и маломощных пегматитовых жилах юго-восточной и северо-восточной частей района, где развиты гнейсы различного состава (биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые, гранат-силлиманитовые и др.). Промежуточный микроклин-пертит с начинающейся упорядоченностью обладает нечеткой двойниковой решеткой вдоль границ пертитов. Остальные его участки обычно нерешетчатые. Наблюдается большое количество пертитов замещения, развиты также пертиты распада; $I(010) < Ng = 2,0 - 15,4^\circ$; $2V = -(74,5 - 80,5)$; $I,0 > \Delta\rho > 0,5$. Кроме того, в районе распространения гранат-кордиерит-силлиманитовых, силлиманитовых, графитовых и других гнейсов встречены аплитовые и гранит-пегматитовые жилы, содержащие нерешетчатый калишпат с хорошо развитыми пертитами распада и замещения. Это промежуточный триклинный ортоклаз-пертит; $2V = 72 - 74,5$, $I(010) < Ng = 2 - 11^\circ$ или $I(010) < Ng = 0 - 5,5^\circ$; $2V = 73,5 - 77,5^\circ$; $0,5 > \Delta\rho > 0,00$. Наиболее распространен в гранитах, аплитах и пегматитах максимальный решетчатый микроклин-пертит. Однако в этих породах сохранились также промежуточные состояния упорядоченности микроклина и ортоклаза, хотя они и не характерны для пегматитов Западного Приазовья. Реликты промежуточного ортоклаз-пертита отмечаются только в нескольких маломощных пегматитовых и аплитовых жилах, а также в аплитоидном граните из района среднего и верхнего течения Берды на северо-восточной окраине исследуемого региона. Вероятно, формирование аплитов и гранит-аплитовых пород происходило в условиях быстрого охлаждения и способ-

ствовало сохранению неупорядоченных калишпатов. Намечается некоторая закономерность в распространении различных калишпатов, заключающаяся в том, что максимальный микроклин-пертит встречается повсеместно, а промежуточный микроклин-пертит и ортоклаз-пертит - в пегматитах, которые залегают на участках развития пород гранулитовой фации.

В пегматитах микроклин-пертит аплитовой зоны ассоциирует с олигоклазом, кварцем, биотитом, апатитом, ильменитом. Для зоны графического и апографического пегматита характерны сростания микроклин-пертита с хитиоглиптами кварца. В крупноблоковых и пегматоидных зонах наблюдается тесная ассоциация микроклина с альбитом, мусковитом, бериллом, монацитом, ганитом, гранатом и тантало-ниобатами. С поздним мелкозернистым микроклином ассоциируют мелкочешуйчатые слюды, альбит, тантало-ниобаты, гранаты, кварц.

Плагиоклазы представлены олигоклазом, альбит-олигоклазом и альбитом.

Олигоклаз макроскопически белый, но часто в результате выветривания приобретает желтый оттенок. В крупных пегматитовых жилах хут. Сороки олигоклаз помимо сростания с кварцем образует пегматоидные выделения до 20 см в диаметре. Микроскопические исследования показали, что олигоклаз полисинтетически двойникован; двойниковые полосы изогнуты и раздроблены. Номер олигоклаза изменяется от 14 до 25, а в отдельных случаях - до 38 (табл. 5).

Плотность олигоклаза (№ 17) - 2,620; $n_g = 1,545$, $n_p = 1,537$; $n_g - n_p = 0,008$. По химическим анализам, приведенным в работах Ю.Ю.Юрка (1964) и Л.Н.Баженовой (1955б), рассчитаны миналы (табл. 6).

В парагенезисе с олигоклазом находятся мусковит, турмалин, гранат, апатит; в краевых зонах пегматитовых тел встречаются магнетит, мусковит, мелкозернистый турмалин. В пегматитах с различными структурами олигоклаз образуется либо при непосредственной кристаллизации из расплава, либо за счет других минералов.

Альбит-олигоклаз и альбит распространены неравномерно. В самой крупной пегматитовой жиле IV с. Елисеевки они образуют самостоятельные зоны, в которых их содержание достигает 80-95%. В сильно альбитизированных пегматитовых телах можно видеть несколько разновидностей альбита, соответствующих различным стадиям пегматитообразования: 1) альбит пертитов распада (№ 0-6); 2) альбит (№ 0-6) и альбит-олигоклаз (№ 8-12) пертитов замещения; 3) альбит-олигоклаз (№ 8-17) зоны апографического пегматита; 4) грубо- и среднезернистый альбит (№ 5-8) и клевеландит; 5) мелкозернистый альбит (№ 0-4). Первые две разновидности - это пертитовые вросстки в микроклин (Баженова, 1955б). Остальные (3-5) разно-

Таблица 5

Результаты замеров плагиоклазов
из различных зон пегматитов

Зона	Координаты двойниковой оси			Двой- нико- вая ось	Номер плагио- клаза
	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>		
Аплита	8	82	89	010	27
Аплитоидного гранита	13,5	77	89	010	33
" "	22	68	83,5	010	38
Крупнопегматитовая кварц-альбит-олиго- клазовая	8	18	72	001	18
То же	8	82	90	010	14
Апографического пегма- тита кварц-альбит-оли- гоклазового состава	6	85,5	88	010	25
То же	5	86	90	010	17
" "	13	77	90	010	8
" "	83	16	75	010	10
" "	10	80	90	010	12
Гнездообразных скопле- ний сахаровидного аль- бита	20	70	90	010	0
То же	75	24	72	010	4
Альбита	16,5	77	85	001	1-3
Грубо- и среднезерни- стого альбита и клеве- дандита	20	70	90	010	0
То же	75	24	72	001	4

видности представляют собой разные стадии альбитизации микрокли-
на и кварца.

Наиболее ранний - альбит-олигоклаз из апографического пегма-
тита (№ 8-17). Он развивается по микроклин-пертиту графической
зоны, реже замещает блоковый микроклин-пертит.

Обычно альбит-олигоклаз представлен зернами неправильной, ре-
же таблитчатой формы, полисинтетически сдвойникованными; двойни-
ки иногда деформированы. Часто наблюдаются кварцевые прожилки,
секущие альбит-олигоклаз в различных направлениях; при этом обра-
зуются пятнистые и ельчатые прорастания. В ассоциации с альбит-
олигоклазом находятся мусковит, гранат, турмалин, сподумен, бо-
лее поздние - альбит и кварц. С турмалином, кварцем и мусковитом
альбит-олигоклаз иногда образует псевдографические сростания. Этот
минерал, как и олигоклаз, подвержен процессам пелитизации, сери-
цитизации, эпидотизации.

Разновидность альбита № 5-8 также образует в отдельных жилах
самостоятельную зону или в виде небольших участков располагается
вокруг блоков полевого шпата и кварца. Альбит № 5-8 представлен

Химический состав плагиоклазов, %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	64,23	64,62	66,82	65,14
Al ₂ O ₃	23,22	23,42	21,93	24,60
Fe ₂ O ₃	0,04	0,03	0,09	0,07
FeO	0,04	0,10	0,04	0,51
MgO	0,23	0,32	-	0,15
CaO	3,31	3,25	0,05	2,79
K ₂ O	0,50	0,75	2,23	0,61
Na ₂ O	7,50	8,00	6,97	6,79
P ₂ O ₅	0,01	-	0,12	-
SO ₃	0,17	0,33	0,20	-
H ₂ O ⁻	0,29	0,03	0,25	-
П. п. п.	1,00	0,59	0,49	-
Сумма	100,25	101,41	99,44	100,66
Or	3,27	4,34	11,74	4,25
Ab	79,36	79,62	84,85	78,02
An	7,37	16,04	3,41	17,73

Примечание. Литературный источник: ан.1-3 - Ю.Ю.Юрк и др.(1964); ан.4 - Л.Н.Баженова (1955с).

зернами неправильной, изометричной, пластинчатой или таблитчатой формы размером от 3 мм до 2 см. Обычно зерна трещиноваты и погасают неравномерно. Двойники редки и в пределах одного зерна развиты в виде отдельных участков. Наблюдается частичная пелитизация этой разновидности альбита. Часто среди зерен альбита встречаются реликты микроклин-пертита и кварца. Вдоль контакта жилок альбита № 5-8 с кварцем развиваются пластинчатый мусковит и цепочки граната.

В ассоциации с этой разновидностью альбита встречается наибольшее количество минералов (мусковит, монацит, циркон, тантало-ниобаты, клевеландит и др.).

Разновидность альбита № 0-4 представлена мелкозернистым сахаровидным агрегатом, образующим гнездовидные скопления в центральных зонах пегматитовых жил и трещинные обособления. Под микроскопом установлено пересечение жилками альбита № 0-4 выделений клевеландита и грубозернистого альбита № 5-8, что свидетельствует о более позднем его образовании. С ним ассоциирует также поздний мелкозернистый микроклин.

К в а р ц

Наряду с полевыми шпатами кварц является наиболее широко распространенным минералом во всех структурных разновидностях пегматита. Его содержание в большинстве пегматитовых тел изменяется от 25-35 до 65-68%. В аплитовой, гранитной и графической зонах количество кварца постоянно, а в пегматите с апографической структурой содержание его увеличивается от 40 до 80% с увеличением количества и размеров вростков. В пегматоидной зоне кварц составляет 30-35%, в некоторых жилах - до 60-70% (за счет центральных блоков и ядер).

В мелкозернистой аплитовой породе с аллотриоморфнозернистой структурой кварц резко ксеноморфен и образует неправильные изометричные, овальные, бесформенные зерна с извилистыми очертаниями. В породах с порфириовидными структурами наблюдается развитие метасоматических агрегатных зерен кварца за счет более мелких зерен полевых шпатов.

В зоне письменного пегматита кварц образует ихтиоглипты разнообразной формы - клиновидной, досковидной, пластинчатой, дендритовидной, ельчатой, пятнистой и т.д. Иногда наблюдается ориентировка "стая" ихтиоглиптов по отношению к граням полевого шпата, а также обрыв этих вростков по плоскостям (100) и (001). Более крупные графические вростки имеют волнистое погасание, по краям наблюдаются неровные зубчатые выступы, представляющие собой поперечные срезы индукционных граней. Однако наиболее распространены ихтиоглипты неправильной, пятнистой, ельчатой форм (апографические) срастания. Соотношение кварца с полевым шпатом в таких срастаниях непостоянно. В некоторых пегматоидных телах кварц письменных срастаний образует вростки четковидной формы, сильно трещиноватые и с волнистым погасанием.

Агрегаты кварца в пегматоидной зоне слагаются блоками светло-серого кварца, между которыми развит более поздний прозрачный или дымчатый кварц. Выделения кварца в пегматоиде располагаются чаще всего беспорядочно, хотя в отдельных пегматитовых жилах (участки Долинский и б. Большого Лагеря) наблюдается субпараллельная их ориентировка. На поверхности таких агрегатов видны уступы, напоминающие крупную штриховку. В пегматоидном кварце наблюдается большое количество включений. Химический состав вытяжки и газа из кварца пегматоидной зоны показывает, что минералообразующие растворы содержали такие газы (в мл/кг): $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ 27,6; O_2 1,7; H_2 40,5; C_nH_{n+2} 6,0; N_2 + редкие газы 4,2; H_2O много, а также летучие компоненты (в мг/100 мл): Li 0,8; Cl 22,2; SiF_6 1,0; VO_3 1,7; F 2,2 и др.; pH кварца 7,2.

Кварцевые ядра сложены гигантозернистой плотной кварцевой породой, разбитой на отдельные блоки многочисленными трещинами. Под микроскопом видно большое количество залеченных трещинок, переполненных разнообразными включениями. Часто кварц интенсивно перекристаллизован и превращен в мелкозернистые агрегаты. Кристаллы кварца с правильной огранкой встречаются редко. Обычно они вытянуты по оси L_6 (удлинение 1,5:3; 0,5:1; 1:2,5). Размер кристаллов не превышает 1-3 см. Габитус призматический, хорошо развиты грани призмы, дипирамиды и ромбоэдра. Окраска кварца в зонах с аплитовой, графической и апографической структурами светло-серая и серая. В пегматоиде кварц - серый, темно-серый и дымчатый, иногда розоватый. Кварц ядра также различно окрашен от прозрачного светло-серого до молочно-белого и дымчатого. В ассоциациях с кварцем аплитовых, гранитных и графитовых зон находятся микроклин-пертит, альбит-олигоклаз, олигоклаз, биотит, мусковит, эпидот, турмалин, апатит, магнетит, роговая обманка и др.

В зоне пегматоида кварц ассоциирует с альбитом, мусковитом, турмалином, бериллом, ганитом, самарскитом, колумбитом. По трещинам в кварцевом ядре развиваются слюды, альбит, гидрослюда железа и марганца, глинистые продукты и обломки полевых шпатов. Для выяснения условий образования кварца были изучены особенности его термовывечивания и двойникования. Методом выявления первичных дофинейских двойников и двойников инверсии (Барсанов, Турьева, 1964) удалось отличить β -кварц, претерпевший β - α -превращения, от кварца, первоначально кристаллизовавшегося в виде α -модификации. В результате оказалось, что к высокотемпературной β -модификации относится кварц гранита, аплита, графического пегматита; кроме того, высокотемпературный β -кварц обнаружен в кварцевом ядре.

Выявленные двойники превращения β - в α -кварц (рис. 14) характеризуются причудливыми, извилистыми линиями ограничения. Размер этих двойников не более 1-1,5 мм. На одном участке кварцевого ядра хорошо виден резкий переход между β - и α -кварцем (рис. 14д). Двойники α -кварца отличаются более крупными размерами и четкими прямоугольными или ломаными контурами (рис. 15). Размер первичных дофинейских двойников α -кварца более крупный, чем двойников превращения β - в α -кварц. Кварц низкотемпературной α -модификации составляет пегматоидные блоковые зоны и большую часть кварцевого ядра, а также апографические сростания с различными минералами. Кроме того, к α -модификации относится кварц из трещин и пустот.

Таким образом, кристаллизация высокотемпературного β -кварца заканчивается в основном с кристаллизацией графического пегматита-

та, иногда с кристаллизацией свободного кварца, т.е. при температуре выше температуры $\beta - \alpha$ -превращения ($T_{инв} = 573^{\circ}\text{C}$). Как показали экспериментальные работы, температура инверсии кварца увеличивается с увеличением давления (на каждые 100 атм на 2°). Так, при 500 атм $T_{инв} = 576^{\circ}\text{C}$, при 1000 атм - 599° , при 2000 атм - 626° , при 3000 атм - 653°C . При глубине формирования пегматитов около 5 км $T_{инв}$ кварца $\sim 610-620^{\circ}\text{C}$, а $T_{эв} = 750^{\circ}\text{C}$. Поэтому кристаллизация эвтектики должна происходить с образованием β -кварца даже при больших давлениях.

Кварц α -модификаций из апографических, пегматоидных и блоковых сростаний образовался при температурах ниже $520-550^{\circ}\text{C}$ в процессе перекристаллизации и метасоматоза. Эта температура соответствует экспериментальным данным О.Ф.Таттла и П.И.Вилли и показывает пределы существования специфического пегматитового расплава при постоянных температуре, давлении и концентрации летучих компонентов (Tuttle, Wyllie, 1957).

Различия в кварце из аплитовых, графитных, графических зон и более поздних - апографической, пегматоидной, блоковой и ядерной - подтверждаются также особенностями его термовысвечивания (табл.7).

Т а б л и ц а 7

Термолюминесценция кварца

Порода	Местонахождения	T_{max_1}	T_{max_2}
Гранит	хут.Шевченко	279	-
Графический пегматит	с.Елисеевка	265	-
"	б.Большого Лагера	260	-
"	То же	263	-
"	Красная Горка, с.Андреевка	263	-
Порфирированный вкрапленный	Жила I (Каменная Скала), с.Андреевка	270	-
Кварцевое ядро	с.Темрюк	295	-
"	с.Малиновка	300	-
Апографический пегматит	с.Елисеевка	270	340
То же	То же	275	350
"	"	278	374
Пегматоид	с.Елизаветовка	270	325
"	с.Елисеевка	-	353
Кварцевое ядро	То же	281	360
Кварц-мусковитовый агрегат	" "	270	351
То же	" "	-	350
Жильный аплит (кристаллы хрусталя из пустот)	с.Темрюк	290	-
Пегматит	с.Успенковка	260	-

При сравнении температурных максимумов на кривых термовысвечивания все кварцы разделяются на две группы. К первой группе относятся кварцы магматического генезиса, характеризующиеся только одним низкотемпературным максимумом с $T_{max_1} = 263-300^{\circ}\text{C}$. Это кварц из аплита, гранита, графического пегматита. Вторую группу составляют кварцы немагматического генезиса из пегматоидной, блоковой, апографической зон, большей части кварцевого ядра, а также кварц, находящийся в сростании с мусковитом, альбитом и др. Кривые термовысвечивания кварцев второй группы отличаются меньшим интервалом температур первого пика ($T_{max_1} = 270-281^{\circ}\text{C}$) и наличием второго высокотемпературного максимума ($T_{max_2} = 325-374^{\circ}\text{C}$). Иногда наблюдается исчезновение первого пика на кривых термовысвечивания кварцев из пегметитовых жил, которые претерпели позднее дробление.

Исключением среди второй группы кварцев являются свободно растущие кристаллы в пустотах и трещинах; на их кривых термовысвечивания нет второго пика.

М у с к о в и т

В изучаемых пегматитах мусковит наиболее распространенный после полевых шпатов и кварца минерал. В морфологическом отношении различаются мелкочешуйчатые массы и розетковидные агрегаты мусковита, развитые по различным трещинам и участкам дробления в полевых шпатах аплитовой и графической зон. В пегматоидной и блоковой зонах "розетки", "ленприты" и "щечочки" мусковита развиваются вокруг ганита или турмалина. Но наиболее характерны для мусковита этих зон — псевлогексагональные кристаллы и кристаллы клиновидной формы. Наблюдаются также деформированные, гофрированные пластины, в которых искривление трещин спайности связано с ростом более поздних кристаллов турмалина, колумбита-танталита, граната. Кроме того, встречаются агрегаты так называемой комовой слюды. Максимальные размеры кристаллов мусковита $48 \times 23 \times 5$ см.

Химические анализы мусковита, по данным Л.Н.Баженовой (1955), приведены в табл. 8. Повышенным содержанием титана отличается буроватый мусковит. Для яблочно-зеленой разновидности, образовавшейся вокруг ганита, характерно замещение калия натрием, кальцием и оксонием (H_3O^+). Повышенное количество воды (9,38%) позволяет относить эту разновидность к гидромусковиту. Содержание лития и рубидия (в рассеянной форме) увеличивается в крупно- и среднепластинчатых разновидностях мусковита по сравнению с бурым мелкопластинчатым, тонкочешуйчатым серым и яблочно-зеленым (табл. 9). Количество лития в мусковите изменяется от 0,007–0,009% в краевых зонах и зонах альбитизации до 0,09–0,12% в пегматоидной и блоковой зонах, увеличиваясь до 0,132% в эндоконтактной слюдяной оторочке пег-

Химический состав мусковитов из пегматитовых
жил Западного Приазовья
(данные Л.Н.Важенковой, 1955), %

Компонент	I	II	III
SiO ₂	44,98	44,71	45,10
TiO ₂	1,04	0,44	сл.
Al ₂ O ₃	31,62	32,68	31,59
Fe ₂ O ₃	4,82	4,82	4,92
FeO	0,77	0,58	1,35
MnO	0,05	0,04	0,50
MgO	0,82	0,59	0,88
CaO	0,35	0,52	0,91
K ₂ O	9,38	9,27	4,76
Na ₂ O	1,27	1,49	0,87
H ₂ O ⁺	4,36	4,47	1,78
H ₂ O ⁻	0,01	0,14	7,60
Сумма	99,47	99,75	100,26

I - мусковит буроватый - $(K_{0,82} Na_{0,16} Ca_{0,02})_{1,00} (Al_{1,62} Fe_{0,24}^{3+} Fe_{0,04}^{2+} \cdot Mg_{0,09})_{1,99} (OH)_{1,98} (Al_{0,90} Si_{3,05} Ti_{0,05} O_{10})$;

II - мусковит зеленоватый - $(K_{0,8} Na_{0,18} Ca_{0,03})_{1,01} (Al_{1,61} Fe_{0,24}^{3+} Fe_{0,03}^{2+})_{1,84} \cdot (OH)_2 \cdot (Al_{0,99} Si_{2,99} Ti_{0,02} O_{12}) H_2O$;

III - мусковит яблочно-зеленый (оторочка ганита) - $(K_{0,42} Na_{0,12} Ca_{0,06} [H_2O]_{0,39}) (Al_{1,54} Fe_{0,24}^{3+} Fe_{0,07}^{2+} Mn_{0,06} Mg_{0,09})_{2,00} (Al_{0,92} Si_{3,08} O_{10})_{0,57} H_2O$.

матита. Содержание рубидия колеблется от 0,030-0,090 до 0,120-0,480%, увеличиваясь в крупно- и среднепластинчатом мусковите и в мусковите из эндоконтактовой оторочки.

Цвет мусковита обычно слегка коричневатый, серебристо-серый, зеленоватый, буровато-серый, иногда яблочно-зеленый. Блеск стеклянный, перламутровый или шелковистый для тонкочешуйчатых разновидностей. Характерна спайность в трех направлениях по (001), (110) и (010); в последних двух случаях она менее совершенная. При этом мусковит обладает ленточным или перистым строением и развит по трещинам.

Показатели преломления различны: в мелких пластинках буровато-серого цвета $n_g = 1,603$, $n_m = 1,600$; в средне- и крупнопластин-

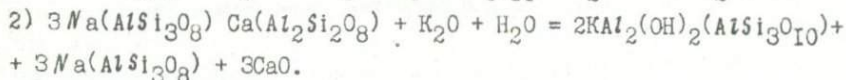
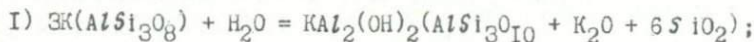
Содержание лития и рубидия в мусковите, %

Мусковит	Петрографическая привязка	Li	Rb
Мелкопластинчатый буровато-серый	Зоны аплитового гранита и графического пегматита	0,009	0,090
		0,016	0,050
Крупнопластинчатый и клиновидный с буроватым оттенком	Пегматоидная и блоковая зоны	0,022	0,400
		0,029	0,320
		0,048	0,260
		0,090	0,280
		0,00	0,480
Среднепластинчатый зеленоватый	Кварц-мусковитовый агрегат	0,030	0,200
		0,064	0,215
		0,120	0,250
		0,120	0,240
Тонкочешуйчатый серый и яблочно-зеленый	Альбитизированный мелкозернистый пегматит	0,010	0,120
		0,00	0,180
		0,007	0,430
Тонкочешуйчатый серебристо-серый	Слидистая оторочка на экзоконтакте пегматита	0,132	0,220
		0,126	0,280
		0,117	0,445

чатых разностях $n_g = 1,605$; $n_m = 1,603$; в тонкочешуйчатых $n_g = 1,594$, $n_m = 1,591$; в мусковите со следами давления $n_g = 1,607$; $n_m = 1,603$. Угол оптических осей повышается от ранних разновидностей к более поздним. Так, среднее значение $2V$ мелкопластинчатого мусковита из аплитовой зоны $36,5^\circ$, крупнопластинчатого и клиновидного - $37,6^\circ$, тонкочешуйчатого - $38,2^\circ$.

С крупночешуйчатым мусковитом ассоциируют различные минералы, в том числе и редкие: альбит, олигоклаз, микроклин, кварц, гранат, биотит, турмалин, колумбит, монацит, ксенотим, цитролит, берилл и др.

Мелкопластинчатый и тонкочешуйчатый зеленоватый и серебристо-серый мусковит ассоциирует с дымчатым кварцем, ганитом, мелкозернистым альбитом и микроклином. Мусковит в сростании с кварцем образует кварц-мусковитовый агрегат. Часто наблюдаются замещения мусковитом биотита, граната, кварца. Мусковит кристаллизуется в различные этапы пегматитового процесса, главным образом в результате замещения других минералов. В большинстве случаев он образуется за счет полевых шпатов по таким возможным реакциям:



Б и о т и т

Биотит менее распространен в пегматитах, чем мусковит. Наиболее обогащены этим минералом микроклин-олигоклаз-альбитовые пегматиты, а наименее — микроклиновые пегматиты. Большое влияние на содержание биотита оказывают вмещающие породы. Как правило, обогащены им пегматиты, залегающие в породах основного состава. Примером могут служить пегматитовые тела месторождения Зеленая Могила и небольшие жилы в районах сел Андреевки и Радионовки. Здесь вдоль контакта с амфиболитами, а также в зальбандах жил образуются биотитовые оторочки. Помимо оторочек наблюдается интенсивная биотитизация вмещающих пород, которые местами превращаются в биотитовый слюдит.

Морфологически выделяются четыре разновидности биотита.

1. Мелкочешуйчатый биотит в аплитовой и графической зонах. Размеры чешуек не превышают 2 мм в поперечнике. Края чешуек обычно неровные.

Под микроскопом наблюдается замещение мелкопластинчатого биотита мусковитом. Граница между минералами чаще всего ровная, иногда извилистая, проходит по спайности биотита.

2. Пластинчатый черный биотит приурочен к контактным участкам пегматитовых тел с вмещающими породами.

3. Биотит в виде удлиненных лейст и реже округлых пластин наблюдается главным образом в кварц-альбит-олигоклазовой зоне пегматита с апографической структурой. Размер лейст достигает 10-15 см в длину и 1-2 см в ширину. Иногда в зоне кварцевого ядра биотит развивается по трещинам, образуя при этом биотитовую "рубашку" на кварце. В зоне блокового пегматита размер лейст увеличивается до 1,5 м в длину при 0,5 м в поперечнике.

4. Биотит в виде пачек и лейст развит вдоль трещин в пегматитах с различными структурами. Образование его связано с поздними процессами метасоматоза. С этой разновидностью биотита ассоциируют приорит, ксенотим, гранат.

Химические анализы биотитов из пегматитов Западного Приазовья приведены в табл. 10.

Значительное содержание мусковитового компонента в исследуемом биотите объясняется вхождением Al не только в четверную, но и шестерную координацию (Баженова, 1957). Замещение калия оксонием, а также наличие добавочной межплоскостной воды указывает на гидратацию минерала.

Цвет биотита черный, у измененных сильно гидратированных разновидностей — коричневатый и коричневато-золотистый. Блеск стеклянный;

Т а б л и ц а 10

Химический состав биотитов из пегматитов
Западного Приазовья
(данные Л.Н.Баженовой, 1957; П.Н.Чирвинского, 1928), %

Компонент	1	2	Средний (по 34 ана- лизам)
SiO ₂	35,60	34,38	36,38
TiO ₂	1,10	2,64	1,15
Al ₂ O ₃	22,0	10,79	16,93
Fe ₂ O ₃	нет	3,60	7,58
FeO	14,47	13,39	14,61
MnO	0,65	0,24	0,48
MgO	6,88	8,51	9,28
CaO	1,24	1,12	0,81
K ₂ O	8,76	8,08	8,15
Na ₂ O	0,20	0,63	1,12
H ₂ O ⁻	0,16	3,05	-
H ₂ O ⁺	9,44	7,11	3,01
F	0,45	0,40	-
Сумма	100,45	100,92	99,57
F = O	0,23	0,22	
	100,73	100,72	
Общая железистость	54	49	

Кристаллохимические формулы:

1 - черный биотит - $K_{0,36}Na_{0,08}Ca_{0,10}(H_2O)_{0,01}(Mg_{0,80}Mn_{0,05}Fe_{0,92}^{2+}Al_{0,99})_2,76(OH)_2F_{0,10}\{AlSi_{2,73}Ti_{0,07}\} \cdot 1,47H_2O$;

2 - золотисто-коричневый биотит - $K_{0,48}Na_{0,08}Ca_{0,09}(H_2O)_{0,33}(Mg_{0,99}Mn_{0,01}Fe_{0,21}^{3+}Fe_{0,83}^{2+}Al_{0,83})(OH)_2F_{0,09}\{AlSi_{2,61}Ti_{0,15}O_{10}\} \cdot 1,04H_2O$.

спайность по (001) весьма совершенная; плотность черного биотита несколько больше, чем коричневого; $n_g = 1,638 - 1,632$. Увеличение показателя преломления характерно для биотита с повышенным содержанием TiO₂. Плеохроизм от темно-коричневого по M_p до светло-зеленого по M_p .

В аплитях и пегматитах с неравномернозернистой структурой биотит является первичным минералом, образовавшимся одновременно с полевым шпатом и кварцем. Он представлен мелкочешуйчатой разновидностью

о $2V = 8,7^\circ$ (среднее). Крупные выделения биотита развиты вдоль контактов с вмещающими породами или по трещинам в пегматите. Среднее значение угла оптических осей у этой разновидности более низкое ($5,8^\circ$). Часто внутри крупных лейст биотита наблюдаются реликты полевых шпатов или кварца. В тесной ассоциации с биотитом находится мусковит, замещающий его с образованием закономерных сростаний ельчатой формы. Угол оптических осей биотита из этих сростаний колеблется от $5,9$ до $12,1^\circ$.

Предположение А.Е. Ферсмана (1941) о том, что биотит образовался при кристаллизации расплава, справедливо для аплитовых зон. В изучаемых пегматитах существуют более поздние генерации биотита, образовавшиеся в процессе ассимиляции вмещающих пород.

Биотит, обладая достаточно большой растворимостью по сравнению с мусковитом, разрушается как в низкотемпературных гидротермальных, так и в гипергенных условиях. При этом происходит переход двухвалентного железа в трехвалентное и вынос Fe_2O_3 и MgO . Однако частичное окисление железа и выщелачивание Fe_2O_3 и MgO не меняют резко физических свойств биотита. При воздействии гидротермальных растворов на контакте пегматитовых жил с вмещающими породами биотит хлоритизируется.

Г р а н а т

Гранаты относятся к группе минералов, состав которых хорошо отражает физико-химические условия среды их образования.

Повышенные содержания граната отмечаются в жильных гранитах, аплитах и пегматитах. Гранаты представлены мелкими прозрачными зернами розового и темно-розового цвета с показателями преломления более $1,800$ и по составу отвечают альмандину со значительной ролью спессартиновой молекулы.

В исследуемом районе наиболее обогащены гранатом пегматиты. В мощных зональных пегматитах этот минерал отмечается во всех зонах, но в различных количествах. Относительно невысокими содержаниями граната характеризуются внешние зоны пегматитовых тел (зоны аплита, графического пегматита). По мере приближения к центру пегматитового тела, где рассматриваемый минерал часто играет роль породообразующего, его содержание увеличивается, достигая $10-15\%$.

Наибольшее количество граната отмечается в пегматитовых жилах с хорошей вещественной дифференциацией, т.е. с тенденцией к разделению на кварцевые и полевошпатовые зоны.

В крупных зональных жилах встречаются гранаты разного генезиса. В зоне аплита и графического пегматита возможна кристаллизация граната непосредственно из расплава, а также образование его в результате взаимодействия расплава с вмещающими породами (миг-

матитами, гнейсами, амфиболитами). В пегматоидной, блоковой, апрографической зонах и в зонах альбитизации образование граната связано с перекристаллизацией ранних зон под влиянием пневматолиго-гидротермальных растворов. Это подтверждается ассоциацией и взаимоотношениями граната с минералами замещающих комплексов, а также приуроченностью скоплений гранатов к зонам замещения.

Морфологически гранаты представлены достаточно хорошо сохранившимися кристаллами, в которых наиболее развитой формой является тетрагон-триоктаэдр {211}, реже ромбододекаэдр {110} и их комбинации. Части уплощенные кристаллы в сростании с пластинчатым мусковитом. Многие крупные кристаллы с внешне правильной огранкой обладают внутренним мелкозернистым строением. В таких кристаллах иногда хорошо заметна зональность, обусловленная различным составом и окраской минерала. Так, центральная часть кристалла сложена прозрачными мелкими зернами ярко-красного спессартина, а внешняя — красно-бурым альмандином с $n = 1,812$. Однако у многих крупных кристаллов показатели преломления более низкие (1,808 — 1,803). Плотность крупнокристаллического граната 4,198 г/см³.

Кроме кристаллов, гранат образует скопления зерен, часто проросших кварцем в виде пойкилитовых вростков или жилок. Нередко по трещинам в гранате развивается мелкочешуйчатый мусковит, а внутри кристаллов наблюдаются включения колумбита, торита или циртолита размером до 2 мм. В ассоциации с ним встречаются также мусковит, микроклин, альбит-олигоклаз, альбит, биотит, берилл и сульфиды.

В гипергенных условиях гранат разрушается, превращаясь в рыхлую коричневатую-бурую массу, состоящую главным образом из гидроокислов железа и марганца.

Химическими и количественными спектральными анализами установлены широкие колебания содержания как породообразующих, так и второстепенных элементов в гранатах. По сравнению с гранатами из пород гнейсо-мигматитового комплекса, представленными преимущественно альмандином, в гранатах из пегматитов значительно возрастает роль спессартиновой молекулы (табл. II), по содержанию не уступающей альмандиновой. Наиболее обогащены марганцем гранаты из зон замещения, что свидетельствует о значительной роли данного элемента в постмагматических минералообразующих растворах. Последнее, в свою очередь, связано со щелочным характером этих растворов и увеличением в них роли слабых оснований, в том числе и марганца (Коржинский, 1958).

По сравнению с гранатами из гнейсов и мигматитов гранаты из пегматитов в Приазовье относительно обогащены акцессорными редкоземельными элементами (р.з.э.) — скандием, германием, галлием.

Повышенные содержания акцессорных р.з.э. в гранатах из пегма-

Таблица I I

Химический состав гранатов
(аналитик Е.В.Романишина),%

Компонент	Зона аплит-тоидного гранита (хут.Сороки)	Зоны жилы IV (Зеденая Могила, с.Елисеевка)		
		Аплитоидный гранит	Пегматоид	Сахаровидный альбит
SiO ₂	36,82	38,29	37,28	31,90
TiO ₂	0,12	0,12	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	20,93	21,02	21,06	20,02
Fe ₂ O ₃	0,22	1,53	2,41	3,15
FeO	33,59	20,07	17,03	14,12
MnO	3,72	16,07	19,21	19,50
MgO	0,74	1,39	1,40	0,55
CaO	4,12	-	-	7,88
П.п.п.	0,10	0,93	0,96	0,15
Сумма	100,36	99,42	99,47	100,39
Альмандин	81	48,81	50,70	36,18
Спессартин	7	44,45	43,28	39,17
Широп	Следы	6,74	6,00	2,19
Андрадит	-	-	-	10,31
Гроссуляр	12	-	-	12,15
<i>n</i>	1,812	1,808	1,803	1,800

титов (десятые доли процента) вызваны увеличением в них роли марганца, который по своим кристаллохимическим особенностям близок к р.з.э., и особенно к р.з.э.иттриевой подгруппы. Поэтому в двух пробах гранатов из зон замещения пегматитов ΣTR_Y резко преобладают над ΣTR_{Ce} .

Состав редких земель в аксессуарных гранатах из пегматитов Западного Приазовья ($TR_2O_3 = 100\%$):

<i>Lx</i>	<i>Ce</i>	<i>Pr</i>	<i>Nb</i>	<i>Sm</i>	<i>Bd</i>	<i>Tb</i>	<i>Y</i>	<i>Dy</i>	<i>Ho</i>	<i>Er</i>	<i>Tm</i>	<i>Yb</i>	<i>Lu</i>
1,1	2,5	-	1,5	1,5	1,2	0,5	64,3	5,0	1,7	6,6	2,0	8,4	4,6
3,7	7,1	1,2	5,0	1,7	1,7	0,5	54,7	4,5	1,5	4,8	2,0	8,6	4,0

Отношение TR_{Ce} / TR_Y изменяется от 0,1 до 0,25.

Редкие земли замещают двухвалентный марганец по схеме



Возможность изоморфных замещений по приведенной схеме доказана в работах некоторых исследователей (Семенов, 1963; и др.).

Вместе со слюдами гранаты являются главными минералами-концентраторами и минералами-носителями скандия в пегматитах и уступают по содержанию этого элемента лишь аксессуарным тантало-ниобатам. Гранаты из зон замещения содержат примерно в 1,5-2,0 раза больше

скандия (0,015-0,050%), чем гранаты из гнейсов и мигматитов. Такие же особенности наблюдаются и в поведении германия в этих минералах. В отдельных пробах из зон замещения отмечается обогащение гранатов скандием.

А п а т и т

Апатит - второстепенный минерал пегматитов Западного Приазовья; распространен в них неравномерно. Чаще всего он встречается в жилах олигоклазового состава в виде мелких кристаллов, хотя известны находки его (2x5 см) по р.Буртички (Сагайдак, 1937). На контактовых участках жил апатит образует гнездоподобные скопления зерен в ассоциации с плагноклазом, биотитом, мусковитом, холмквиститом. Размеры таких скоплений изменяются от нескольких сантиметров до 0,5 м (жила VI, Зеленая Могила). В пегматитовой жиле IV (Зеленая Могила) на участках смятия обнаружены деформированные кристаллы апатита длиной 5 см. Габитус кристаллов призматический, короткостолбчатый или игольчатый. Хорошо развиты грани призм {1100}, {0110}, {1001} и грани пинакоида {0001}. Однако чаще всего наблюдаются только несколько граней призмы, и кристаллы ксеноморфны по отношению к окружающим минералам. Окраска мелких зерен апатита из олигоклазовых пегматитов голубовато-зеленая, из микроклин-олигоклиз-альбитовых пегматитов - желтовато-зеленая, голубовато-серая.

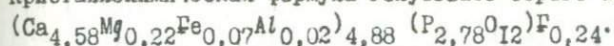
Химический анализ голубовато-серого апатита (табл. 12) показал, что он относится к иттрийсодержащему фторапатиту; $n_g = 1,633 \pm 0,002$, $n_p = 1,630 \pm 0,002$. Плотность $3,201 \text{ г/см}^3$. В голубовато-зеленом апатите из приконтактной зоны жилы VI (Зеленая Могила), в отличие от голубовато-серого апатита, наряду с фтором содержится хлор. Плотность этого апатита $3,198 \text{ г/см}^3$; $n_g = 1,636$.

Т а б л и ц а 12

Химический состав апатита, %

Компонент	Голубовато-серый	Голубовато-зеленый
SiO ₂	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	0,28	0,25
Fe ₂ O ₃	0,53	0,70
MnO	0,12	0,11
MgO	0,82	1,73
CaO	55,09	51,74
P ₂ O ₅	42,24	40,36
TR ₂ O ₃	0,27	0,12
F	0,99	1,09
Cl	-	0,24
П.п.п.	0,27	0,55
Сумма	100,72	96,99

Кристаллохимическая формула голубовато-серого апатита:



Приуроченность апатита к трещинам или контактным участкам пегматитовых жил позволяет связывать его образование с воздействием летучих компонентов на полевые шпаты при одновременном привносе кальция из вмещающих пород.

Турмалин

Турмалин — характерный минерал большинства пегматитовых жил Западного Приазовья, представлен шердом. Особенно много его в пегматитовых жилах хут, Сороки и с.Малиновки. Меньше — в пегматитах сел Андреевки, Блиссеевки, Долинского.

В аплитовых жилах и соответствующих зонах пегматитов, на контакте с вмещающими породами турмалин образует мелкие удлиненные кристаллы, часто ориентированные перпендикулярно к зальбандам жил. Иногда встречаются псевдографические кварц-турмалиновые сростания и типичные "солнца", а также гнездообразные скопления в пегматоидной и блоковой зонах.

Габитус кристаллов удлиненно-призматический или короткостолбчатый. Грани кристаллов покрыты штриховкой и разбиты трещинами, по которым развиваются кварц или альбит. Размеры кристаллов колеблются от нескольких миллиметров до 15-20 см в длину. В поперечных срезах иногда видна слабая зональность, проявляющаяся в более темной окраске внешней части кристалла.

Химический состав турмалинов (табл. 13) соответствует шерлу с небольшой примесью драгита. Характерно преобладание окисного железа над закисным и несколько повышенное содержание K_2O и CaO .

Турмалин черный, в шлифах темно-синий, серый. Окраска пятнистая или слабозональная. В.С.Соболев (1949) первым обратил внимание на зависимость окраски синих турмалинов от соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+} . М.М.Сливко (1955) отмечает многоцветность шерлов и полагает, что проявление синей окраски зависит от упорядоченного расположения Fe^{2+} и Fe^{3+} . Плотность минерала 3,142-3,160; микротвердость 1214-1482 кг/мм². Показатели преломления и плеохроизм изменяются в зависимости от состава вмещающих пород (табл. 14).

В парагенезисе с турмалином находятся полевые шпаты, кварц, мусковит, гранат. Кварц в одних случаях прорастает кристаллы турмалина в виде параллельных жилок, в других — образует пойкилитовые включения неправильной формы.

Одновременно с турмалином или несколько позднее кристаллизуются мусковит, альбит, кварц. Образование турмалина происходило главным образом за счет микроклина или плагиоклаза по следующей возможной реакции:

Химический состав турмалина, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,34	34,97	-	-	35,73	36,55	34,35
TiO ₂	0,30	0,28	-	-	0,58	0,31	0,24
B ₂ O ₃	13,90	9,06	10,34	12,42	15,57	10,29	9,39
Al ₂ O ₃	22,30	34,05	-	-	23,80	32,51	33,39
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	18,51	12,77	11,95	9,82	16,08	11,82	11,97
FeO	Не опр.	Не опр.	3,48	3,05	Не опр.	3,51	Не опр.
MnO	0,18	0,12	-	-	0,18	1,05	0,19
MgO	2,96	3,38	-	-	2,34	1,62	5,19
CaO	0,58	0,42	-	-	0,58	0,75	0,56
K ₂ O	-	0,28	-	-	-	0,33	0,19
Na ₂ O	2,25	1,75	-	-	2,39	1,05	1,86
P ₂ O ₅	0,10	-	-	-	0,09	-	-
F	0,66	0,17	-	-	0,21	0,24	0,50
Cl	0,26	-	-	-	0,34	-	-
Ba	0,01	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,70	2,53	-	-	2,03	0,46	2,65
H ₂ O ⁻	0,02	0,07	-	-	0,09	-	0,05
Сумма	100,07	99,85	-	-	99,96	100,51	100,53
Fe ₂ O ₃ :FeO	-	-	3,13	3,22	-	3,36	-

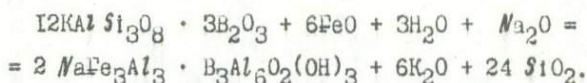
Примечание: 1 - хут. Сороки (Джунь и др., 1961), 2 - хут. Сороки (Юрк, Рябоконь, Шнюков, 1960), 3 - хут. Сороки (аналитик Б.В. Романишина), 4 - с. Андреевка (аналитик Б.В. Романишина), 5 - с. Елисейка (Джунь и др., 1961), 6 - с. Елисейка (Баженова, 1957), 7 - с. Елисейка (Юрк, Рябоконь, Шнюков, 1960).

Кристаллохимические формулы:

1. $(Na_{0,76} Ca_{0,11})_{0,87} (Fe_{2,50}^{3+} Al_{1,72} Mg_{0,79} Mn_{0,08})_{5,04} (Si_{6,52} Al_{3,0} B_{2,16} Ti_{0,004}) \angle O_{27,57} (OH_{2,0} F_{0,36} Cl_{0,17})_{30}$;
2. $(Na_{0,36} K_{0,06} Ca_{0,07})_{0,69} (Mg_{0,82} Fe_{1,57} Mn_{0,01} Al_{2,83})_{5,23} (Si_{5,71} Al_{3,72} B_{2,53} Ti_{0,04}) \angle O_{27,85} (OH_{2,65} F_{0,12})_{30}$;
5. $(Na_{0,82} Ca_{0,11})_{0,93} (Fe_{2,15}^{3+} Al_{2,02} Mg_{0,63} Mn_{0,03})_{4,83} (Si_{6,39} Al_{3,0} B_{2,39} Ti_{0,08}) \angle O_{27,40} OH_{2,40} F_{0,11} \cdot Cl_{0,09} \angle_{30}$;
6. $(Na_{0,34} K_{0,06} Ca_{0,13})_{0,53} (Mg_{0,40} Fe_{0,49}^{2+} Mn_{0,14} Fe_{1,47}^{3+} Al_{3,42})_{5,92} (Si_{6,05} Al_{2,93} B_{2,03} Ti_{0,08}) \angle O_{29,34} (OH_{0,54} F_{0,12})_{30}$;
7. $(Na_{0,68} K_{0,06} Ca_{0,11})_{0,77} (Mg_{1,25} Fe_{1,46} Mn_{0,03} Al_{2,52})_{5,26} (Si_{5,55} Al_{3,83} B_{2,59} Ti_{0,03}) \angle O_{26,91} (OH_{3,09} F_{0,12})_{30}$.

Оптические свойства турмалина

Место взятия пробы	Цвет	n_o	n_e	Плеохроизм	
				по n_o	по n_e
Экзоконтактная биотитовая оторочка	Черный	1,670	1,639	Темно-синий	Синевато-серый
Пегматитовая жила олигоклазового состава	"	1,670	1,638	То же	Светлый желтовато-серый
Жила микроклинового состава	"	1,672	1,635	Синий	Серовато-розовый или светло-желтый
Жила микроклино-олигоклаз-альбитового состава	"	1,674	1,650	Буровато-синий	Синевато-серый
Альбитизированный пегматит	"	1,653	1,626	Синевато-серый	Серый
Ксенолит амфиболита из альбитизированного пегматита	"	1,668	1,638	Темно-синий	Грязно-фиолетовый
Слюдистый сланец	Коричнево-черный	1,655	1,620	Буровато-синий	Голубовато-буровато-желтый



Магнетит

Магнетит в незначительном количестве встречается почти во всех пегматитовых жилах. Гнездообразные скопления этого минерала наблюдаются обычно на контактовых участках пегматитов. Мелкие кристаллы и зерна магнетита развиты в аплитовых и графических зонах гранит-пегматитов микроклинового состава, где содержание его составляет 90-110 г/м³ (реки Кильтичия, Каратюк, Темрюк). В пегматитах микроклино-олигоклаз-альбитового состава магнетит также образует скопления неправильной формы размером 3x5 см и приурочен к кварц-альбит-олигоклазовой зоне с апографической структурой. Здесь магнетит, как правило, ассоциирует с пластинчатым мусковитизированным биотитом. В зоне разнозернистого альбита магнетит сильно мартитизирован и часто образует землистые скопления. Кроме мелких кристаллов (до 0,5 см) и зерен округлой или неправильной формы, наблю-

даются хорошо образованные кристаллы октаэдрического облика размером до 5 см. Они находятся в тесной ассоциации с ильменитом, который в виде небольших вытянутых пластинок врастает в магнетит или образует гипидиоморфнозернистый агрегат, состоящий из разного количества ильменита и магнетита. Иногда цвет магнетита черный, сероватый и красновато-бурый. По трещинам в магнетите развивается гематит, плотность его 4,82 г/см³. Микротвердость 549 - 680 кг/мм².

Химический состав магнетита из пегматитовой жилы Центральной в с. Андреевке (в %): MnO 0,33, CaO 1,02, MgO 0,41, FeO 29,17, Fe₂O₃ 68,06, TiO₂ 0,90, п.п.п. 0,12, сумма 100,01. Кристаллохимическая формула



Спектральным анализом в магнетите и титаномагнетите обнаружены следующие элементы (в %): Al (0,005-0,01), V (0,01), Ga (0,001), Пз30 Мп (0,1), Zr (0,005-0,01); Pb (0,001), а также следы урана и ниобия.

Акцессорные минералы редких элементов (типические)

Среди типических минералов наиболее распространены минералы тантала, ниобия и титана; минералы бериллия, лития, редких земель и циркония развиты в значительно меньшей степени.

Т и т а н о - т а н т а л о - н и о б а т ы длительное время относили к природным солям титановой, ниобиевой и танталовой кислот; они выделялись в специальные классы титанатов и тантало-ниобатов. В результате кристаллохимических исследований их стали относить к окислам. Однако некоторые исследователи (Комков, 1959; Гинзбург и др., 1960) считают, что титано-тантало-ниобаты можно рассматривать как "самостоятельный класс, занимающий до известной степени промежуточное положение между минералами с типичными анионными радикалами (например, силикатами) и сложными окислами" (Гинзбург и др., 1960, с.62). По классификации А.И.Гинзбурга и С.А.Горжевской, изучаемые титано-тантало-ниобаты относятся к структурным типам ильменита, пирохлора, ильменорутила, тапиолита, колумбита, приорита - блонстрандина и самарскита.

Их свойства приведены в табл. 15.

Химические анализы пересчитывались на атомные количества, и все катионы, входящие в состав титано-тантало-ниобатов, разделены на группы А и В в соответствии с размерами их ионных радиусов. Процентные отношения атомных количеств катионов А и В позволяют судить о принадлежности каждого изучаемого нами минерала к определенному структурному типу титано-тантало-ниобатов.

Физические свойства тантало-ниобатов

Минерал	Сингония	Общая формула	n_D^0, A	Агрегатное состояние	Плотность, г/см ³	pH суспензии
Эльсвортит	Кубическая	A ₂ B ₂ X ₇	10,31	Метамиктное	3,58-3,75	7,4
Приазовит (алдрометаллит)	Кубическая (?)	A ₂ B ₂ X ₇	10,32-10,36 (5,16-5,18)	То же	3,74-5,50	7,68
Самарскит	Ромбическая	AB ₂ X ₆	5,83	" "	4,75-5,50	6,8
Приорит	"	AB ₂ X ₆	5,16	" "	4,50-4,96	7,1
Колумбит	"	AB ₂ X ₆	5,68-5,70	Кристаллическое	5,21-5,72; 6,15	6,6
Танталит	"	AB ₂ X ₆	5,68-5,70	То же	6,62-7,20	6,8
Тапиолит	Тетрагональная	AB ₂ X ₆	4,73	" "	7,49	8,8
Ильменорутил	То же	AB ₂ X ₆	4,53-4,57	" "	5,38	-

По дифференциальным кривым нагревания среди описываемых минералов выделяются метамиктные и кристаллические. К метамиктным относятся эльсвортит, приазовит, самарскит, гидросамарскит, приорит, а к кристаллическим - колумбит, танталит, тапиолит, ильменорутил, ильменит.

Метамиктные минералы обычно изотропны, хотя иногда в шлифах наблюдаются слабоанизотропные участки; излом раковистый, блеск смолистый, окраска темная (от черной, бурой до желтоватой); полупрозрачные. При нагревании до T = 600-900°C метамиктные минералы переходят в кристаллическое состояние, что сопровождается выделением тепла, и минерал воспламеняется. Температура воспламенения (рэналесценции) для каждого минерального вида примерно одинакова.

Рентгеноструктурные исследования показывают, что наряду с типично рентгеноаморфными образцами наблюдаются полуметамиктные участки (например, в приазовите), которые в естественном состоянии дают на дебаэграммах несколько линий. При нагревании такого образца дифракционная картина усиливается, но принципиально не меняется (см. табл. I7). Кристаллических аналогов рентгеноаморфных минералов мы не обнаружили.

Физические свойства титано-тантало-ниобатов зависят от особенностей их химического состава. Например, су-

из пегматитов Западного Приазовья

ϵ	n_D	Отражательная способность	Внутренние рефлексы	Цвет	Микротвердость, кг/мм ²
5,28	1,81-1,92	10,7	Бур.	Бур.-жел., черн.	412
4,38	1,89-2,10	9,3-11,2	Крас.-бур., жел.	Кор.-чер., крас.-бур., зел.-жел.	290-580
5,70-4,40	2,12-2,22	14,2-16,5	Бур.-крас., жел.	Черн.-бур., крас.-кор.	740-800
4,32	2,16-2,24	17,1	Бур., бур.-крас.	Темн.-кор., крас.-бур.	750
12,24	1,82	18,2	Крас.-бур.	Сер.-черн., железно-черн.	720-800
10,24	2,42	17,5	То же	То же	820-920
9,80	2,47	-	Темн.-крас.	Черн.	765
-	2,33	20,5	Бур.	Железно-черн., бур.-черн.	900-930

ществует прямая зависимость между плотностью и содержанием пятиокси тантала, а также обратная зависимость - между содержанием пятиокси ниобия и плотностью в колумбитах и танталитах.

Плотность изучаемых нами титано-тантало-ниобатов изменяется от 3,58 до 7,49 г/см³. Колебания плотности наблюдаются у одних и тех же минеральных видов, что обусловлено сложностью их состава, различной степенью метамиктности и процессами гидратации.

Почти во всех исследуемых титано-тантало-ниобатах pH суспензии имеет нейтральный или слабощелочной характер (6,6-7,1). Исключение составляет несколько повышенное значение его в суспензии эльсвортита (7,4), что объясняется большим содержанием в нем кальция.

Показатели преломления изменяются от 1,81-2,24 у метамиктных разновидностей до 2,44 у кристаллических. Понижение показателя преломления метамиктных минералов связано с гидратацией, дефектностью структур и сильной степенью метамиктности этих образований.

Коэффициент K, отражающий зависимость показателя преломления от плотности, характеризуется такими значениями: у эльсвортита 0,22; приазовита 0,20-0,22; самарскита 0,22-0,23; приорита 0,25.

Разновидности с более дефектной структурой - эльсвортит и приазовит - обладают более низким K. Отражательная способность изменяется от 9,3 у приазовита до 20,1 у ильменорутила. Пониженные

значения показателей отражения характерны для гидратированных разновидностей (приазовит, эльсвортит). Более высокая отражательная способность у кристаллических разновидностей (колумбит 18,2, танталит 17,5, ильменорутил 20,1); средняя у самарскита (16,5) и приорита (17,1).

Микротвердость у метамиктных разновидностей титано-тантало-ниобатов 290-800 кг/мм², у кристаллических - 930 кг/мм². По цвету в изучаемых минералах можно выделять три группы.

1. Светлоокрашенные разновидности - светло-бурные, зеленовато-желтые. Сюда относятся измененные разновидности приазовита и эльсвортита.

2. Бурные, красно-бурные, коричневые - эльсвортит, приазовит, приорит, гидросамарскит.

3. Темно-бурные до черных - самарскит, колумбит, танталит, тапиолит, ильменорутил.

В изучаемых пегматитах к структурному типу пироклора относятся два минерала - эльсвортит и приазовит (алюмобетафит).

Э л ь с в о р т и т

Эльсвортит обладает структурой типа $A_2B_2O_7$ с возможным дефицитом катионов в группе А. В естественном состоянии минерал рентгеноаморфен и только после прокаливании (до $T = 900^\circ C$) дает дифрактограмму, типичную для пироклоров (табл. 16). Параметр элементарной ячейки исследуемого эльсвортита $a_0 = 10,31 \text{ \AA}$.

По химическому анализу (в %) эльсвортита видно, что минерал относится к титано-ниобиевой разновидности, бедной танталом: Nb_2O_5 34,91; Ta_2O_5 5,84; TiO_2 15,41; Fe_2O_3 3,28; Al_2O_3 1,01; SiO_2 следы; CaO 12,01; U_3O_8 13,77; PbO 2,10; TR_{Ce} 0,65; MgO 0,12; F 0,23; H_2O 10,50; сумма 99,95. Кристаллохимическая формула $(Ca_{0,85} U_{0,17} Pb_{0,03} TR_{0,02})_{1,07} (Nb_{0,97} Ta_{0,10} Ti_{0,71} Fe_{0,16} Al_{0,06})_2 O_{5,77} F_{0,04} \cdot 5,81 \cdot H_2O$. Для эльсвортита характерны соотношения $Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 5,8$ и $CaO/U_2O_3 = 0,93$, по которым он отличается от близких по составу минералов. Содержание редких земель, представленных исключительно цериевой подгруппой, составляет 0,65%.

Исследуемый минерал, как и все минералы структурного типа пироклора, характеризуется дефицитом катионов А, а также значительным содержанием воды (10,5%). По дефициту катионов группы А он относится к разновидностям с дефектной структурой, где $A = -1,5-1,0$.

Термические исследования показывают, что вода в этом минерале выделяется постепенно, достигая максимума при $T = 174-190^\circ C$. Типичные дифференциальные кривые нагревания эльсвортита (рис. 16) характеризуются как эндотермическим эффектом с максимумом при $T = 174-190^\circ C$, так и экзотермическим с максимумом при $T = 712-740^\circ C$; по-

Таблица 16

Рентгенометрическая характеристика эльсвортита

hkl	1		2		3	
	I	d/h	I	d/h	I	d/h
222	5	3,28	-	-	-	-
311	3	3,11	-	-	-	-
222	10	2,998	9	2,97	9	2,98
400	4	2,581	5	2,568	5	2,584
440	3	2,014	-	-	9	2,024
333	2	1,991	-	-	2	1,953
440	10	1,830	9	1,818	9	1,823
531	1	1,747	-	-	-	-
442; 600	4	1,725	-	-	-	-
622	10	1,560	9	1,549	9	1,553
444	5	1,495	4	1,482	4	1,487
711	3	1,448	-	-	-	-
731	4	1,353	-	-	-	-
662	1	1,312	-	-	-	-
800	3	1,299	7	1,285	5	1,283
840	1	1,281	-	-	-	-
662	8	1,191	7	1,180	6	1,182
844	-	-	-	-	-	-
840	8	1,161	7	1,145	-	-
664; 10 2 2	1	1,102	-	-	-	-
931	1	1,090	-	-	-	-
844	8	1,060	9	1,049	9	1,053
10 2 2	8	1,001	8	0,982	8	0,991

Примечание: 1 - пироклор (Гинзбург и др., 1960); 2 - эльсвортит (Гинзбург и др., 1960), 3 - эльсвортит (наши данные).

следний связан с переходом минерала в кристаллическое состояние. Кроме того, в одном образце на кривой нагревания наблюдается второй экзотермический эффект при $T = 960^{\circ}\text{C}$, который связан с образованием новой фазы (возможно, ильменорутила).

Эльсвортит образует мономинеральные скопления гнездоподобной формы размером 3x5 см, а также отдельные мелкие включения (0,1-0,5 см) и жилки. Цвет минерала буровато-желтый, реже черный. Блеск жирный, тусклый, на изломе алмазный. Излом раковистый, неровный. Микротвердость в среднем 412 кг/мм^2 . Минерал хрупкий. Плотность 3,75-3,58 г/см³; диэлектрическая проницаемость $\epsilon = 5,28$; pH суспензии эльсвортита 7,2; $n = 1,92-1,81$; минерал изотропный, в отраженном свете светло-серый с голубоватым оттенком; отражательная способность 10,7, внутренние рефлексы бурные. В минерале обнаружены более темные включения ильменорутила, количество которых увеличивается на сильно измененных участках.

Условия нахождения. Эльсвортит встречен в зоне разнозернистого альбита и клевеландита вблизи кварц-микроклинных блоков. Альбит на контакте с этим минералом разбит трещинами,

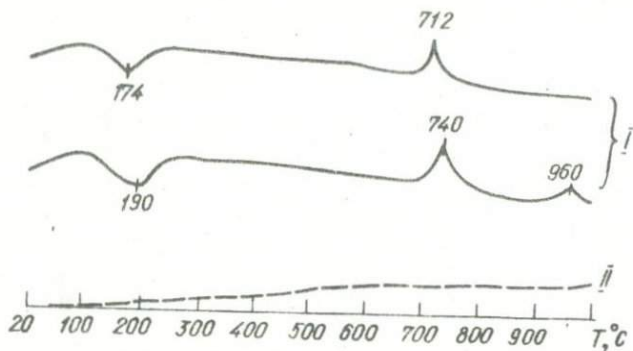


Рис.16. Кривые нагревания (I) и обезвоживания (II) эльзвортита.

выполненными мусковитом, а иногда бурими охрами сульфидов и радиоактивных минералов. Кроме того, в зоне альбитизации наблюдаются гидросамарскит (ампангабеит), приазовит, гранат, циртолит. Тесная ассоциация эльзвортита с альбитовым и мусковитовым замещающим комплексом указывает на то, что образование его происходило в относительно позднюю стадию пегматитового процесса.

Приазовит

В пегматитах с.Елисеевки в 1941 г. Ю.Ю.Юрк обнаружил алюминивый тантало-ниобат, который назвал приазовитом. Позже (1956) он описал этот минерал, приведя рентгенограмму смеси колумбита и метамиктного тантало-ниобата.

С.А.Горжевская (Гинзбург и др., 1960) считает, что по соотношению тантала и ниобия приазовит можно отнести к блонстрандину, гачеттолиту или титанбетафиту. В.С.Джунь (1963) пришел к заключению, что это самостоятельный минерал, отличающийся по физическим свойствам и составу от всех известных тантало-ниобатов.

В 1945 г. Г.П.Барсанов опубликовал результаты исследования ампангабеита из района с.Елисеевки и в дальнейшем все метамиктные тантало-ниобаты из пегматитов этого района именовались ампангабеитами или приазовитами. При детальном их изучении были выделены следующие минеральные виды: эльзвортит, гидросамарскит, приорит, самарскит и приазовит (алюмобетафит).

Наиболее развит приазовит в пегматитовой жиле IV (Зеленая Могила), где известно около 30 находок этого минерала. Кроме того, он обнаружен во многих пегматитовых жилах, развитых по р.Чокраку в районе сел Елисеевки, Долинского, Еленовки, а также в пегматито-

вых жилах б.Глубокой по р.Кальтичи (Каменная Скала) на окраине с.Андреевки.

Кристаллическая структура приазовита окончательно не расшифрована, так как минерал находится в метамиктном состоянии и только после прокаливания дает четкую дифрактограмму, типичную для минералов структурного типа пирохлора. Однако в коричневато-черном образце приазовита (табл.17) среди рентгеноаморфного агрегата есть участки, не полностью захваченные процессом метамиктного превращения и в естественном состоянии дающие небольшое количество линий, совпадающих с основными линиями прокаленных образцов. Все дебаеграммы приазовита фиксируют кубическую фазу; параметр элементарной ячейки $a_0 = 10,32 \text{ \AA} - 10,36 \text{ \AA}$, что позволяет относить его к минералам структурного типа пирохлора.

В минералах этого структурного типа с увеличением дефицита в группах А и О увеличивается неупорядоченность катионов А и В, что может привести к образованию ячейки с ребром, сокращенным вдвое (Пятенко, 1959). Значительный дефицит в группах А и О в приазовите, по-видимому, и является причиной уменьшения его ячейки ($a_0 = 516 - 518 \text{ \AA}$).

Химический состав приазовита приведен в табл.18. По дефициту катионов А (1,0-0,5) приазовит относится к разностям со значительным структурным дефектом.

Соотношение пятиокисей ниобия и тантала в приазовите изменяется от 0,3-0,7 до 1,37-2,12, т.е. меньше пяти; по отношению кальция к окислам урана минерал близок к блонстрандиту и бетафиту. Если у блонстрандита $(UO_2 + UO_3) = 0,1-0,2$, а у бетафита - 0,1-0,4, то у приазовита эти соотношения соответствуют значениям 0,1-0,5.

Сумма окисей ниобия и тантала варьирует от 35,60 до 54,33%; при этом содержание окиси тантала непостоянно (13,90-33,38%). Содержание окиси титана составляет 2,55-5,36% и только в одном случае достигает 11,75%.

Уран - типичный элемент в приазовите; его количество изменяется от 9,26 до 26,61%. Торий также всегда содержится в этом минерале, хотя и в небольших количествах. Радиохимический анализ различных окрашенных образцов приазовита показал, что содержание урана и тория уменьшается у более светлоокрашенных разностей; при этом закономерно уменьшается и их плотность (аналитик Л.Н.Татьянченко):

	U, %	Th, %	σ , г/см ³
Буровато-черный	0,0154	0,022	5,5
Буровато-коричневый	0,0112	0,022	4,99
Бурый	0,0108	0,022	4,64
Буровато-желтый	0,0092	0,0172	3,78
Желтовато-зеленый	0,0083	0,0107	3,74

Термические исследования показали, что приазовит характеризуется двумя типами дифференциальных кривых нагревания и кривых потери в весе (рис. I7). Дифференциальная кривая и кривая потери в весе типа I показывают, что выделение воды происходит до $T = 200^{\circ}\text{C}$ с максимумом при $T = 155^{\circ}\text{C}$, а потеря в весе составляет 4,43%. Видимо, происходит наложение процессов обезвоживания и окисления. На дифференциальной кривой нагревания типа II наблюдаем экзотермические максимумы при $T = 456 - 500^{\circ}\text{C}$, связанные с окислением урана.

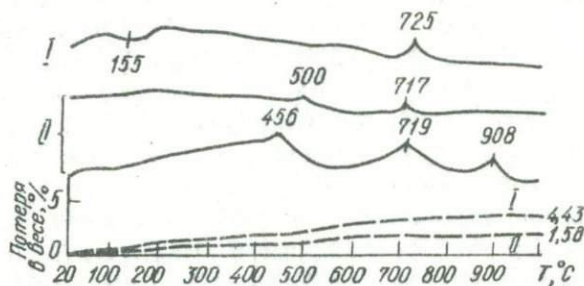


Рис. I7. Кривые нагревания (сплошные линии) и обезвоживания (штриховые линии) приазовита (алюмобетафита).

Потеря в весе в этом случае составляет 1,58% и связана только с окислением урана. Экзотермические максимумы при $T = 717 - 725^{\circ}\text{C}$ свидетельствуют о переходе минерала из метамиктного состояния в кристаллическое, а наблюдаемый небольшой экзотермический эффект при $T = 908^{\circ}\text{C}$ соответствует возникновению новой фазы. Приазовит отличается от гатчетолита, бетафита и титанбетафита составом редкоземельных элементов (Юрк, 1941). Если для приазовита (алюмобетафита) характерны наличие диспрозия и повышенное содержание иттербия, то в гатчетолите и бетафите отмечаются самарий, диспрозий, преобладает гадолиний; титанбетафит отличается максимальным содержанием диспрозия и церия. Кроме того, среди сходных по составу минералов только приазовит постоянно содержит Al_2O_3 (3,21 - 16,46%). Единственным минералом, близким ему по содержанию этого компонента, является алюмобетафит, найденный в Маньчжурии (Kawai, 1960). Описание этого минерала автор не приводит; опубликован только химический анализ (в %): MgO 0,92; CaO 4,34; MnO 1,83; Al_2O_3 15,68; Fe_2O_3 - 2,76; $\text{Y}_2\text{O}_3 + \text{ThO}_2$ 1,56; SnO_2 7,94; UO_2 3,63; UO_3 18,06; SiO_2 3,01; TiO_2 14,88; $(\text{Nb}, \text{Ta})_2$ 11,54; H_2O 13,81; сумма 99,96.

Приазовит чаще всего образует гнездовидные скопления (20x20 см), реже встречаются включения (2-3 см) этого минерала неправильной формы с отдельными гранями призмы или пинакоида. В одном из мономинеральных скоплений был обнаружен кристаллик (2x1,5 см) приаз-

Рентгенометрическая характеристика приазовита и подобных ему минералов
(прокалены при $T = 900^{\circ}\text{C}$)

Приазовит								Бетафит (Александров, Пятенко, 1959)		Бломстрандин (Александров, Пятенко, 1959)		Патчеттолит (Соболева, Пудовкина, 1957)	
Бурый		Буровато-черный		Зеленовато-бурый		Коричневаточерный*		I	d/n	I	d/n	I	d/n
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	(3,279)	4	(3,291)	3	(3,278)	-	-	4	3,152	8	3,034	4	3,214
9	2,965	10	2,990	10	2,961	9	2,960	5	2,955	10	2,960	10	2,926
5	2,577	6	2,594	5	2,572	-	-	2	2,580	2	2,570	3	2,540
5	(2,015)	6	(2,024)	5	(2,010)	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1,997
10	1,822	10	1,827	10	1,826	9	1,828	10	1,822	10	1,826	10	1,807
5	(1,721)	5	(1,718)	4	(1,728)	-	-	-	-	-	-	3	1,705
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1,630
10	1,556	9	1,557	10	1,561	8	1,559	8	1,555	8	1,556	10	1,549
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	1,517	-	-
5	1,492	4	1,492	5	1,495	-	-	-	-	-	-	2	1,485
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1,474
2	(1,312)	2	(1,312)	1	(1,318)	-	-	-	-	-	-	-	-
2	1,295	5	1,282	2	1,292	-	-	-	-	-	-	-	-
8	1,185	6	1,184	8	1,189	6	1,189	4	1,185	6	1,186	7	1,174
8	1,157	6	1,157	8	1,159	7	1,160	5	1,154	6	1,159	7	1,145
7	1,057	8	1,059	8	1,059	6	1,057	7	1,055	6	1,056	8	1,046
7	0,997	8	0,998	8	0,998	4	0,995	7	0,996	-	-	-	-

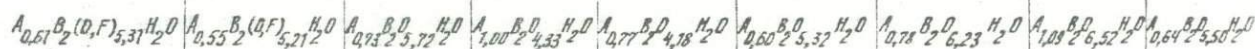
* Не прокален.

Химический состав приазовита и подобных ему минералов, %

Компонент	Приазовит				Приазовит (Дрк, 1956)	Приазовит (Дрк, 1941)	Бломстрандин (Lacroix, 1912)	Гатчетолит (Allen, 1877)	Бетафит (Allen, 1877)
	Зеленова-то-бурый (обр.14а)	Буровато-черный (обр.38а)	Бурый (Джунь, 1963)	Темно-бурый (Джунь, 1963)					
CaO	4,65	4,68	4,96	4,98	3,21	3,17	4,00	8,87	3,45
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	1,37	-
MgO	0,57	0,32	0,28	0,68	1,00	0,40	0,50	-	-
FeO	-	0,10	-	-	0,20	0,86	1,35	2,19	-
Σ Y ₂ O ₃	10,25	7,07	6,36	6,06	4,78	0,14	0,30	-	0,90
Ce ₂ O ₃	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	2,60	2,50	-	0,60
(La, Dy) ₂ O ₃	0,14	0,10	0,10	0,14	-	-	-	-	-
ThO ₂	2,00	1,84	1,73	1,81	0,82	0,54	-	-	1,30
UO ₂	3,12	2,01	1,96	6,30	Следы	8,00	-	-	-
UO ₃	6,28	7,25	6,38	9,87	13,93	17,51	18,10	15,50	26,60
PbO ₂	0,41	1,38	3,40	5,39	1,53	0,55	-	-	-
Nb ₂ O ₅	30,23	36,93	17,88	12,65	24,67	21,70	23,30	34,24	34,80
Ta ₂ O ₅	20,00	17,40	21,01	33,88	22,98	13,90	28,50	29,83	-

TiO ₂	3,26	3,23	2,70	2,55	5,36	11,75	10,80	1,61	18,30
AZ ₂ O ₃	9,90	9,12	16,46	5,35	3,21	9,88	-	-	2,10
Fe ₂ O ₃	3,29	1,47	2,87	6,02	-	1,60	-	-	2,87
MnO	0,45	0,67	0,28	0,45	1,15	1,03	0,20	0,15	0,40
SiO ₂	Следы	-	2,68	1,06	2,36	0,65	-	-	-
П.п.п.	-	-	10,30	2,30	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,19	1,00	-	-	6,53	4,11	9,60	4,49	7,60
H ₂ O ⁻	2,32	3,97	2,94	0,20	3,37	0,65	-	-	-
F	0,50	0,70	-	-	-	-	-	-	-
Σ Сумма	99,67	99,90	99,46	100,10	95,20	99,04	99,85*	98,55**	99,22***

Формула

* SnO₂ - 0,30, Bi₂O₃ - 0,40.** ZrO₂ - 0,30.*** Sn₂O - 0,30.

тического облика, почти полностью замещенный мелкозернистым альбитом.

Цвет приазовита обычно бархатно-черный с коричневатым оттенком. При выветривании он становится светло-коричневым, красновато-коричневым до желтовато-зеленого. Вообще для сильно измененных разностей характерна неравномерная окраска — от буровато-черной через красновато-бурую до желтой или зеленоватой. Цвет порошка также меняется по мере изменения минерала — от темно-бурого до коричневого и зеленовато-серого. Блеск жирный, смолистый. Излом раковистый. Микротвердость изменяется от 290–370 кг/мм² у светлых разностей до 412–550 у темноокрашенных.

Плотность темноокрашенных разностей 4–99–5,5, у светлоокрашенных снижается до 3,74. Показатель преломления также изменяется в зависимости от окраски — у темных 2,10, у бурых 1,90–1,89, у желтовато-зеленых до 1,81; pH суспензии 6,8–7,0.

Обычно минерал слабо магнитен, за исключением совершенно немагнитной желтовато-зеленоватой разности.

В тонких шлифах приазовит полупрозрачный или непрозрачный, буровато-желтый, серовато-желтоватый и зеленоватый. Установлено, что светлая гидратированная разность этого минерала более позднего происхождения, чем темноокрашенная.

Выделения приазовита в желтовато-розовом пегматите с сахаровидной структурой располагаются главным образом на контакте с крупными обособлениями дымчатого кварца. Иногда в местах его скопления наблюдается густая сеть прожилков биотита, в ассоциации с которыми встречается и приорит.

Образование приазовита связано с двумя стадиями формирования пегматитовых тел. Темноокрашенный приазовит первой генерации замещается клевеландитом, мелкозернистым сахаровидным альбитом, мелкочешуйчатым мусковитом и кварцем; иногда по трещинам в нем развит колумбит второй генерации. Светлоокрашенный приазовит второй генерации развивается в виде каемок вокруг темных зерен раннего приазовита, а также в виде секущих жилок и зерен, расположенных цепочкой, в альбитизированном микроклине, клевеландите и кварце. Наблюдаются сростания раннего приазовита с крупнокристаллическим гранатом, тапиолитом и танталитом. При этом он замещает гранат по трещинам; кроме того, зерна или кристаллы танталита и тапиолита служат центрами, вокруг которых нарастает приазовит. Иногда зерна этого минерала наблюдаются внутри кристаллов танталита и тапиолита. Крупные мономинеральные скопления, а также изолированные включения приазовита, располагаясь в дымчатом кварце и на его контакте с альбитизированным микроклином, становятся центром радиально-лучистых трещин.

Тапиолит

Изучение тапиолита из пегматитов Приазовья показало, что в данном случае это сравнительно чистый тантало-ниобат, отличающийся от ранее известных минералов данной группы (Литовченко, 1965).

Кристаллическая структура тапиолита является производной от структуры рутила (полурутиловая структура). Сингония тетрагональная. По данным рентгенометрического анализа (табл. I9) определены размеры элементарной ячейки исследуемого тапиолита: $a_0 = 4,737 \text{ \AA}$; $c_0 = 9,219 \text{ \AA}$; $\alpha_0 : c_0 = 1 : 1,947$.

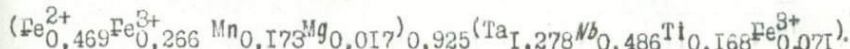
Таблица I9
Рентгенометрическая характеристика тапиолита

hkl	I	d/n	hkl	I	d/n
110	10	3,353	310	4	1,501
112	1	2,820	303	7	1,408
103	9	2,572	206	2	1,286
200	6	2,363	323	6	1,210
113	1	2,260	400	2	1,187
211	3	2,068	226	3	1,133
212	4	1,928	330; 217	2	1,118
213	10	1,743	316	10	1,075
105	4	1,716	420	4	1,060
220	6	1,673	109	1	1,005
606	1	1,536			

На полученной кривой нагревания нет экзо- и эндозффектов, что подтверждает кристаллическое строение минерала.

По химическому составу (в %) исследуемого тапиолита видно, что это сложный окисел двухвалентного железа, тантала и ниобия с небольшим содержанием марганца: Ta_2O_5 63,90; Nb_2O_5 14,69; TiO_2 2,92; Fe_2O_3 5,80; FeO 7,34; MnO 2,67; CaO 0,08; MgO 0,10; Tl_2O_3 0,16; U_3O_8 0,28; SiO_2 0,30; сумма 99,15.

Кристаллохимическая формула:



Как видим, содержание Nb_2O_5 в тапиолите составляет 14,69%, что, по данным Брандта (Brandt, 1943), несколько превышает максимально возможное содержание ниобиевой составляющей. Однако в справочной литературе ("Минералы", т. II, 1967) приводятся анализы тапиолита, где содержание Nb_2O_5 составляет 19,33 и 21,2%.

Тантал в этом минерале изоморфно замещается ниобием, титаном и трехвалентным железом. В группе А железо замещается марганцем и небольшим количеством магния. Наличие в тапиолите Ti , U , Tl_2O_3 и SiO_2 связано с включениями кварца и минералов группы пироклора. Спектральным анализом установлены примеси Be (0,001%), Mo (0,1%), Zr (0,1%).

Форма выделений тапиолита призматическая, реже таблитчатая. Кристаллы сильно корродированы сахаровидным альбитом и кварцем. Тонкопризматические кристаллы образуют лучистые скопления. Мелкие зерна неправильной формы обнаружены в клеветандите. Цвет минерала черный, черта коричневато-красная. Блеск полуметаллический. Излом неровный, иногда раковистый. На отдельных гранях наблюдается продольная штриховка. Микротвердость 765 кг/мм^2 . Плотность $7,49 \pm 0,007 \text{ г/см}^3$. Диэлектрическая проницаемость 9,80. Минерал одноосный, положительный, $n_g = 2,47$, $n_p = 2,35$. В шлифе тапиолит кремово-серый. Полируется довольно медленно, поверхность полировки в основном ровная, лишь отдельные участки покрыты мелкими ямками. Минерал анизотропный. Внутренние рефлексии темно-красные. Отражательная способность 17,2. В некоторых шлифах тапиолит наблюдается в виде очень мелких включений, вросших в колумбит. По отношению к кислотам устойчив. Немагнитен. Тапиолит тесно ассоциирует с колумбитом-танталитом, а также с приазовитом первой генерации, который развивается на его поверхности и по тонким трещинкам.

В блоковой зоне вместе с тапиолитом находятся альбит, гранат, берилл, циртолит, монацит, гебронит.

Ильменорутил

Ильменорутил из пегматитов Западного Приазовья впервые рассмотрен Ю.Ю. Юрком, как смесь ильменита, рутила и ниобиевого минерала. Он обнаружен в пегматитовых жилах сел Блиссевки и Долинского; мелкие включения наблюдались в сильно измененных участках эльсвортита.

Кристаллическая структура ильменорутила подобна кристаллической структуре обычных рутилов с небольшим увеличением параметров элементарной ячейки. Сингония тетрагональная, вид симметрии литетрагонально-дипирамидальный, $a_0 = 4,615$; $c_0 = 2,978 \text{ \AA}$ (Strunz, 1957). У исследуемых ильменорутилов $a_0 = 4,53 - 4,57$; $c_0 = 2,96 - 2,98$.

Химический состав ильменорутила приведен в табл. 20. Большое содержание Nb_2O_5 в исследуемом образце аналогично таковому в ильменорутилах Норвегии. Приор и Замбонини (Prior & I., Zambonini F., 1908) рассматривают этот минерал как твердый раствор мосита ($Fe(Nb, Ta)_2O_6$) и рутила (TiO_2). Количество TiO_2 в ильменорутиле из пегматитов Западного Приазовья несколько ниже, чем в ильменорутиле Норвегии, Ильменских гор, Италии, Западной Африки.

Кристаллохимическая формула ильменорутила Западного Приазовья:

$$(Fe_{0,397}^{2+} Nb_{0,036} Ca_{0,021} Fe_{0,156}^{3+} Al_{0,024} Nb_{0,357})_{0,987} (Ti_{1,337} Nb_{0,603} Ta_{0,060})_{2O_6}$$

Ильменорутил образует призматические кристаллы, а также встречается в виде мелких включений неправильной формы. Размер кристал-

Химический состав ильменорутитов из пегматитов Западного Приазовья (Юрк, 1956) и других районов земного шара ("Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов", 1964), %

Компонент	Западное Приазовье	Ильменит (Италия)	Мис Сьерра-Леоне (Западная Африка)	Ильменские горы (Урал)		Эве (Норвегия)	Гведе-странн (Норвегия)	Иве-ланд (Норвегия)	
CaO	0,44	0,51	-	Следы	Следы	0,02	0,22	0,28	0,11
MgO	0,54	0,17	-	-	-	Следы	0,04	Следы	Следы
MnO	Следы	Следы	-	0,77	-	0,72	Следы	Следы	-
FeO	9,51	11,38	11,0	10,18	10,56	9,09	11,58	11,68	12,29
Fe ₂ O ₃	5,00	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	0,93	-	-	1,37	-	0,12	0,05	-	-
TiO ₂	36,24	41,20	55,70	66,90	59,04	70,95	-	-	54,57
SnO ₂	-	-	-	0,89	-	0,04	73,78	67,68	-
Nb ₂ O ₅	42,66	23,48	22,60	19,64	21,73	17,85	13,74	20,31	32,15
Ta ₂ O ₅	4,04	23,48	9,40	-	14,70	0,37	0,43	-	-
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,06	-	-	0,30	-	-	-	-	-
Сумма	99,99	100,22	98,70	100,05	100,03	99,16	100,02	100,00	99,12

лов 2-3 мм. Хорошо развиты формы {100}, {110}, {111} и {101}. Цвет железно-черный, буровато-черный. Черта буровато-серая. Твердость 6, микротвердость 930-900 кг/мм². Обычно минерал непрозрачен. Блеск металлический. Плотность 5,38 г/см³. Минерал одноосный, оптически положительный, анизотропный, $n = 2,33$, отражательная способность 20,5. Под микроскопом в шлифе окраска беловато-серая. Внутренние рефлексы бурные. В отраженном свете в ильменорутите наблюдаются неправильные выделения ильменита и редкие зерна гематита (Юрк, 1956).

Ильменорутит встречается в виде включений в микроклине и кварце пегматоидной зоны, ассоциирует с мусковитом, шерлом, колумбитом, а также с эльвортитом в зоне альбитизации.

К о л у м б и т и т а н т а л и т

Впервые минералы этого структурного типа были определены как тантало-ниобаты в 1936 г. в ИГи АН УССР А.А.Ткачевым. В 1945 г. колумбит и танталит были найдены Р.В.Гецевой в пегматитовых жилах сед Вленовки, Долинского, а в 1956 г. описаны Ю.Ю.Юрком.

Из новых месторождений следует отметить пегматитовые жилы

Рентгенометрическая характеристика минералов группы колумбита - танталита
из пегматитов Западного Приазовья

№	Эталон (по Михееву, 1957)			Колумбит		Колумбит (Юрк, 1956)	Колумбит (Юрк, 1956)	Нсиоботанталит	
	hkl	I	d/n	I	d/n	d/n	d/n	I	d/n
1	0,31; III	3	4,02	-	-	3,99	4,015	3	4,02
2	0,31; III	7	3,66	7	3,64	3,638	3,63	7	3,64
3	-	-	-	1	3,26	3,26	3,26	-	-
4	-	-	-	-	-	3,15	3,16	-	-
5	131	5	3,29	-	-	-	-	-	-
6	131	10	2,968	10	2,93	2,95	2,96	10	2,96
7	002	2	2,862	1	2,868	2,84	2,85	3	2,86
8	-	-	-	-	-	2,75	2,75	3	2,75
9	0,51; 200	2	2,568	-	-	2,54	2,54	3	2,54
10	150	5	2,494	5	2,495	2,48	2,48	5	2,49
11	060	4	2,373	2	2,368	2,35	2,36	5	2,36
12	-	-	-	1	2,242	2,29	2,30	-	-
13	-	-	-	2	2,207	2,19	2,19	5	2,20
14	231	5	2,093	4	2,093	2,082	2,085	5	2,09
15	232	1	1,946	0,5	1,948	1,943	1,948	2	1,94
16	250; 202; 260	6	1,724	4	1,903	1,894	1,898	5	1,90
17	062	5	1,821	3	1,826	1,819	1,822	4	1,82
18	232	6	1,767	9	1,769	1,764	1,768	8	1,76
19	260	7	1,735	8	1,739	1,730	1,734	8	1,74
20	162; 123	8	1,712	9	1,716	1,713	1,715	9	1,71

21	-	-	-	2	1,605	1,604	1,606	-	-
22	280; 191	1	1,632	-	-	1,629	1,629	1	1,63
23	350; 302	3	1,618	-	-	-	-	-	-
24	331	5	1,542	8	1,541	1,537	1,539	7	1,54
25	-	-	-	-	-	1,518	1,518	-	-
26	262; 341	1	1,483	4	1,485	1,479	1,482	2	1,48
27	280; 191	9	1,457	10m	1,457	1,453	1,456	9	1,45
28	-	-	-	1	1,431	1,426	-	-	-
29	104; 1 10 0	5	1,379	7	1,377	1,375	1,375	5	1,377
30	370	4	1,306	3m	1,306	1,307	1,308	2	1,306
31	400; 263	1	1,280	0,5	1,284	-	-	-	-
32	-	-	-	0,5	1,270	1,272	1,272	-	-
33	362; 2 10 0	3	1,145	2	1,244	1,242	1,245	2	1,245
34	292; 093; 2 10 1	3	1,213	4m	1,217	1,216	1,216	2m	1,217
35	1 12 0	4	1,185	0,5	1,191	1,186	1,186	5	1,191
36	-	-	-	0,5	1,166	-	1,161	-	-
37	432; 003	4	1,151	-	1,135	1,135	1,135	4	1,136
38	-	-	-	3	-	-	-	-	-
39	-	-	-	1	-	-	-	-	-
40	460	2	1,126	-	-	1,121	1,121	4	1,121
41	-	-	-	2	1,098	1,098	1,098	5	1,099
42	-	-	-	2	1,087	1,086	-	4	1,088
43	-	-	-	3	1,073	1,071	1,073	4	1,074
44	-	-	-	1	1,045	1,046	1,046	2	1,046
45	-	-	-	1	1,035	1,032	1,034	4	1,035

Размеры элементарной ячейки

$$\begin{matrix} a_0 & 5,69 \pm 0,01 \\ b_0 & 14,20 \\ c_0 & 5,115 \pm 0,05 \end{matrix}$$

$$\begin{matrix} 5,70 \\ 14,22 \\ 5,19 \end{matrix}$$

$$\begin{matrix} 5,68 \\ 14,09 \\ 5,27 \end{matrix}$$

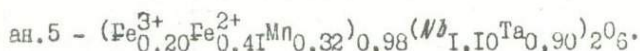
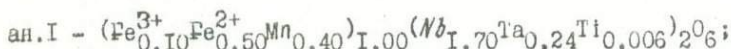
$$\begin{matrix} 5,69 \\ 14,18 \\ 5,21 \end{matrix}$$

$$\begin{matrix} 5,71 \\ 14,23 \\ 5,19 \end{matrix}$$

б.Большого Лагерьа близ с.Блиссеевки, где мы обнаружили мелкие зерна пластинчатого колумбита.

Кристаллическая структура колумбита была расшифрована одной из первых, так как минералы этого структурного типа не метамиктны. Танталит и колумбит кристаллизуются в ромбической сингонии и относятся к структурному типу AB_2X_6 , где группа А представлена в основном Fe и Mn, а группа В - Nb, Ta, Ti. Элементарные ячейки колумбита и танталита очень близки. Рентгеноструктурный анализ показал идентичность исследуемых образцов с эталонным (табл.21).

По химическому составу (табл.22) минералы группы колумбита - танталита являются танталатами и ниобатами железа и марганца. Кроме крайних членов изоморфного ряда - колумбита (ан. 1-4) и танталита (ан. 9) - обнаружены переходные разности, относящиеся к ниоботанталитам (ан. 5-8). Результаты пересчетов химических анализов колумбита (ан. 1) и ниоботанталита (ан. 5) соответствуют теоретической формуле:



Для исследуемых минералов характерно преобладание закисного железа над окисным. Отношение $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ в среднем составляет 5,18.

Считается установленным, что железо и марганец входят в состав рассматриваемых минералов только в закисной форме. Однако результаты химических анализов показывают, что трехвалентное железо играет существенную роль в составе этих минералов (0,45-3,75%); по литературным данным, содержание Fe_2O_3 достигает 6,89-13,27% (Горжевская, Сидоренко, 1964). Данные о наличии в колумбите значительного количества закисного железа подтверждаются экспериментальными исследованиями Х.Дж.Гольдшмидта (*Goldschmidt*, 1960). Содержание MnO изменяется от 3,58 до 7,82%, повышаясь в одном образце до 12,09%. Постоянное содержание SiO_2 и частично Al_2O_3 обусловлено загрязнением. С механическими примесями других минералов связаны U, Pb, Th. В колумбите (ан. 2, табл. 22) содержание Th_2O_3 достигает 7,08% с резким преобладанием иттриевой группы, Ce_2O_3 всего 0,5%.

Наиболее часто минералы группы колумбита - танталита встречаются в виде пластинчатых выделений длиной до 2 см, а также в виде плотных гнездообразных обособлений до 20 см в диаметре. Реже наблюдаются кристаллы и обломки кристаллов. Обычно ниоботанталиты и танталиты имеют более четкие кристаллографические формы, чем колумбит.

Колумбиты - танталиты образуют кристаллы призматического габитуса с развитыми гранями первого и второго пинакоидов, а также бипи-

Химический состав минералов группы колумбита - танталита из пегматитов Западного Приазовья, %

Компонент	Колумбит				Нйоботанталит				Танталит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	0,16	0,19	0,52	0,64	0,10	0,72	0,41	0,51	0,67
CaO	0,12	-	0,31	2,55	0,09	1,20	2,41	2,09	0,57
MnO	7,59	7,82	12,09	6,85	5,21	6,99	7,38	5,86	3,58
FeO	9,69	11,10	9,25	10,15	6,82	11,36	8,00	7,43	12,70
PbO	-	-	-	-	-	-	0,13	0,17	-
Al ₂ O ₃	1,53	0,16	0,47	0,40	0,39	0,40	0,48	0,46	0,08
Fe ₂ O ₃	3,07	-	-	1,57	3,75	0,45	0,75	2,90	-
TR ₂ O ₃	0,05	0,04	-	-	0,12	-	-	-	0,02
SiO ₂	0,48	0,66	0,48	2,42	0,10	0,98	0,98	-	-
TiO ₂	1,29	6,78	-	2,10	0,97	2,32	2,09	3,67	5,42
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SrO ₂	-	1,14	-	-	-	-	0,04	0,23	-
Nb ₂ O ₅	60,66	61,74	64,70	61,76	37,30	39,24	27,69	23,48	13,28
Ta ₂ O ₅	13,78	11,00	11,45	11,58	44,46	36,49	49,68	51,64	60,12
NO ₃ ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	0,08	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	0,01	-	-	Следы	-	0,34	0,09
П.п.п.	1,68	-	-	-	0,68	-	-	-	-
Сумма	100,10	100,63	99,28	100,02	100,09	100,15	100,07	100,02	99,86
Плотность	5,72	5,69	5,63	5,21	6,51	-	6,21	6,17	6,515

Примечание: 1,2,5 - аналитик Т.Г.Корниенко; 3-4, 6-10 - данные Ю.Ю.Юрка (1956).

рамыды и более слабо развитыми гранями призмы. Для мелких кристаллов характерна таблитчатая форма, встречаются сильно измененные, "изъеденные" альбитом кристаллы, удлинённые в зоне призмы. На отдельных крупных кристаллах наблюдается тонкая штриховка, представляющая собой мелкие ступенчатые нарастания собственных граней.

Цвет серовато-черный, черный, железно-черный; после прокаливания буровато-черный. Блеск полуметаллический, металлический. Излом неровный; минерал хрупкий. Микротвердость 712-920 кг/мм², зависит от состава минерала. Так, у колумбита она составляет 712-800 кг/мм², у ниоботанталита - 812-900 и у танталита до 920 кг/мм². Полученные результаты подтверждают известную зависимость микротвердости от содержания Nb₂O₅ и Ta₂O₅.

Плотность также зависит от химического состава - пропорционально увеличивается с увеличением содержания Ta₂O₅: у колумбитов 5,21-5,72, у ниоботанталитов и танталита 6,17-6,51. Диэлектрическая проницаемость (ϵ) колумбита 12,2; ниоботанталита и танталита 10,2-12,2. Показатели преломления очень высокие: у колумбита $n = 2,44$, у танталита $n = 2,42$. Минералы двуосные, отрицательные и только отдельные ниоботанталиты и танталиты с плотностью 6,82-6,09 оптически положительные. Отражательная способность у колумбита $R_g = 18,2$, $R_p = 15,8$; у танталита $R_g = 17,5$, $R_p = 14,6$. В отраженном свете окраска минералов белая, у колумбита со слабым кремовым оттенком. Эффекты анизотропии слабые, погасание прямое. Внутренние рефлексии красновато-бурные и наблюдаются не во всех образцах. Части прорастания колумбита и танталита приазовитом, реже самарскитом.

Минералы группы колумбита - танталита встречаются почти во всех зонах пегматитов. Колумбит чаще всего находится в микроклиновых пегматитах, слабо альбитизированных, обладающих мелкопегматидной структурой.

Ниоботанталиты наиболее широко развиты в зоне блоковой структуры, на контакте микроклина и кварца, часто в непосредственной близости от альбитовых оторочек вокруг блоков кварца. Танталит и ниоботанталит часто приурочены к трещинам в кварце, а крупные гнездообразные скопления этих минералов находятся в разнотекстурированной альбитовой зоне и сильно корродированы поздним мелкозернистым саратовидным альбитом.

Колумбит обычно ассоциирует с микроклином, кварцем и мусковитом. Ниоботанталиты и танталиты пространственно связаны с более поздним кварцем, альбитом, клеветандитом и поздним мусковитом. Кроме того, они замещаются приазовитом и самарскитом. В одних зонах с минералами группы колумбита - танталита находятся также берилл, турмалин, ганит, гранат, уранинит.

П р и о р и т

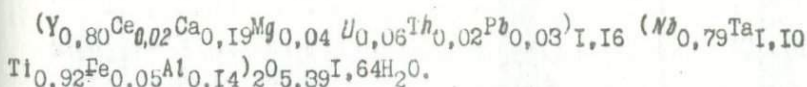
Наибольшее количество приорита обнаружено в пегматитовой жиле "Соловки" в с. Блиссеевке по р. Малому Чокраку. Единичные зерна этого минерала найдены также в жиле IV (Зеленая Могила) и в жилах Долинско-Еленовского участка. Впервые в Западном Приазовье минерал был обнаружен Н.Н. Шталь и отнесен к блонстрандину, а позже описан Р.В. Гецево́й как приорит.

Приорит относится к ромбической сингонии; $a_0 = 5,18$; $b_0 = 10,87$ — $10,91$, $c_0 = 7,34$ — $7,38$ Å (Комков, 1959).

Рентгеноструктурные исследования нашего минерала показали, что рекристаллизация его происходит при $T = 600^\circ\text{C}$. Минерал восстанавливает кристаллическую решетку, при этом появляется достаточно четкая дифракционная картина, соответствующая приориту (табл. 23). Наши данные идентичны с проиндифицированной дебаеграммой приорита (Горжевская, Сидоренко, 1964). Размер элементарной ячейки $a_0 = 5,16$ Å. При прокаливании образца до $T = 1000^\circ\text{C}$ четко проявляется кубическая фаза ($d/n = 2,80, 2,56, 2,815, 1,704, 1,547, 1,181, 1,149, 1,051$ Å); $a_0 = 10,31$ Å.

Химический состав приорита (в %): Nb_2O_5 28,89; Ta_2O_5 6,21; TiO_2 20,46; Fe_2O_3 1,28; Al_2O_3 1,98; SiO_2 0,38; CaO 3,01; Y_2O_3 24,95; Ce_2O_3 1,12; U_3O_8 5,01; ThO_2 1,58; PbO 1,99; MgO 0,53; H_2O 2,50; сумма 99,89.

Кристаллохимическая формула:



Термические исследования приорита показали, что выделение воды происходит в интервале температур 200 — 800°C . Максимальное ее количество выделяется при температуре 300 — 600°C .

При температуре 487°C происходит переход минерала из метамиктного состояния в кристаллическое. Кроме того, при $T = 790^\circ\text{C}$ появляется кубическая фаза и разрушается структура приорита.

Цвет минерала изменяется от темно- до красновато-коричневого и бурого. При длительном прокаливании окраска светлеет и минерал приобретает фарфоровидный облик. Блеск стеклянный, реже жирный. Излом раковистый. Микротвердость 750 кГ/мм²; плотность $4,59$ — $4,96$ г/см³; $\epsilon = 4,32$; pH суспензии 7,1. Показатель преломления изменяется от 2,16 у светлых разностей до 2,24 у темных. Коэффициент зависимости показателя преломления и плотности 0,25. Отражательная способность 17,1. Внутренние рефлексы бурые. В проходящем свете приорит светло-желтый, в отраженном слегка кремове-серый. Изотропен; на отдельных участках слабо анизотропен. Встречаются мелкие включения магнетита.

Рентгенометрическая характеристика приорита
после прокаливания

Данные С.А.Горжевой и Г.А.Сидоренко (1964)			Приазовье, жила "Соловки"			
T = 700°C			T=600°C		T=1000°C	
hkl	I	d/h	I	d/h	I	d/h
020	2	5,41	1	5,40	1	5,40
101;021	3	4,30	2	4,29	2	4,28
111	1	3,94	1	3,89	2	3,89
130	2	3,31	1	3,30	2	3,30
112	4	3,15	4	3,25	5	3,26
022	3	3,03	3	3,01	4	3,01
130	8	2,97	9	2,96	10	2,97
112	10	2,883	9	2,87	4	2,80*
131	3	2,758	-	-	-	-
122	1	2,615	1	2,615	2	2,615
200;041	4	2,581	5	2,56	5	2,56*
103	1	2,406	1	2,406	2	2,406
132	5	2,214	6	2,015	6	2,015
222	2	2,183	1	2,184	1	2,185
151	2	2,094	-	-	-	-
222;004	4	2,007	-	-	2	2,008
222	5	1,964	-	-	-	-
151	5	1,934	-	1,932	5	1,933
133;240	2	1,888	-	-	-	-
044	7	1,835	8	1,836	9	1,836
060;043;214	3	1,815	-	-	7	1,815*
061	2	1,766	3	1,765	3	1,765
134	1	1,720	-	-	3	1,704
242;301	8	1,673	7	1,672	8	1,673
171	1	1,603	-	-	-	-
134	5	1,571	-	-	5	1,546
330;312	4	1,547	9	1,548	7	1,547*
252	1	1,517	1	1,516	2	1,516
204	8	1,501	8	1,500	9	1,501
171	4	1,459	-	-	-	-
172	3	1,385	-	-	-	-
-	3	1,312	-	-	-	-
-	2	1,281	2	1,280	3	1,280
-	1	1,259	-	-	-	-
-	1	1,211	-	-	-	-
-	8	1,189	-	-	4	1,181*
-	5	1,162	-	-	6	1,163
-	3	1,149	-	-	3	1,149
-	5	1,123	-	-	4	1,124
-	1	1,102	1	1,102	1	1,102
-	1	1,093	1	1,092	1	1,093
-	1	1,083	-	-	1	1,082
-	5	1,067	4	1,066	6	1,067
-	4	1,051	5	1,050*	6	1,051*
-	4	1,038	4	1,040	4	1,038
-	4	1,030	4	1,030	5	1,029
-	2	1,018	-	-	-	-
-	3	1,008	2	1,005	1	1,005
-	2	1,000	5	0,990	6ш	0,990

* Отражения кубической фазы.

Приорит обнаружен в трещиноватом кварце пегматоидной зоны и в кварцевом ядре. Часто вместе с чешуйчатым биотитом он выполняет трещины в пегматите. Тонкие прожилки приорита (мощностью до 8 мм) располагаются в плоскости тех же трещин, что и биотит, а иногда образуют мелкие гнездообразные скопления. Отдельные жилки приорита длиной 3 см находятся непосредственно в кварце. Едничные вкрапленные зерна минерала обнаружены в позднем мелкозернистом альбите. В зоне альбитизации этот минерал ассоциирует с приазовитом, базобисмутитом, самарскитом.

То, что приорит встречен только в поздних пегматоидных блоковых зонах и в зонах альбитизации, а также по трещинам на различных участках пегматита, может свидетельствовать в пользу более позднего образования этого минерала.

Минералы ряда приорита — блонстрандина известны в гранитных пегматитах Норвегии, КНР, где они ассоциируют с другими редкоземельными минералами. Широко распространены минералы этой группы также в пневматолитово-гидротермальных месторождениях. В некоторых случаях они встречаются в сильно альбитизированных граносиенитах, образуя мелкие вкрапленники или жилки (Костин, Петрова, Сидоренко, 1959). Вамбеке (*Wambcke*, 1957) описывает приорит из гидротермальных оловоносных жил, ассоциирующий с сульфидами, рутилом, ильменитом.

С а м а р с к и т

Г и д р о с а м а р с к и т (а м п а н г а б е и т)

Впервые самарскит в пегматитах Западного Приазовья был установлен Р.В.Гецевой. По содержанию кальция этот минерал близок к кальциосамарскиту. Гидросамарскит (ампангабеит) — сильно гидратизированная разновидность самарскита — был также обнаружен Р.В.Гецевой, а затем описан Г.П.Барсановым (1945). Г.П.Барсанов на основании полуколичественного микрохимического анализа отнес минерал к водному ниоботанталату урана, железа и иттриевой подгруппы р.з.э. с частичным замещением ниобия и тантала титаном, магнием и кальцием.

Кристаллическая структура самарскита и гидросамарскита (ампангабеита) не расшифрована в связи с их метамиктным состоянием. Для самарскита предполагаются две полиморфные модификации: низкотемпературная. Размеры элементарной ячейки низкотемпературного (ромбического) самарскита: $a_0 = 5,85$, $b_0 = 14,42$, $c_0 = 5,50$; высокотемпературного (моноклиного) — $a_0 = 5,93$; $b_0 = 14,42$, $c_0 = 5,85$ (Нудельман, Сидоренко, 1963). Прокаливание минералов вызывает восстановление кристаллической решетки. Рентгеноструктурный анализ исследуемых нами образцов самарскита и гидросамарскита (табл.24) показал почти полную их идентичность. Самарскит, прокаленный при

Рентгенометрическая характеристика прокаленных образцов самарскита и ампангабейта

Самарскит низкотемпературный (Горжевская, Сидоренко, 1964)			Самарскит (Западное Приазовье)			Гидросамарскит (Западное Приазовье)		Ампангабейт (о-в Мадагаскар, Сидоренко, 1960)		
900°C			700°C		900°C		900°C		700-800°C	
hkl	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
-	-	-	-	-	3	4,95	-	-	3	4,93
043	3	(3,99)	-	-	9	4,00	9	3,99	10	4,05
040	6	3,66	7	3,64	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	7	3,56	6	3,56	2ш	3,49
200	5	(3,30)	-	-	10	3,20	8	3,30	9	3,31
-	-	-	-	-	7	3,03	7	3,03	10	3,16
200	10	2,97	10	2,97	10ш	2,95	10ш	2,96	10	3,00
210	5	2,81	4	2,79	4ш	2,76	3ш	2,78	5	2,774
-	-	-	-	-	-	-	2ш	2,65	-	2,687
201	6	2,58	-	-	4	2,56	-	-	8	2,548
230	4	2,48	-	-	7	2,49	-	-	-	-
032	4	2,41	4	2,43	4	2,42	-	-	-	-
-	-	-	-	-	2	2,31	1	2,31	-	-
042	3	2,19	1	2,19	4	2,18	1	2,21	1	2,23
320	2	(2,09)	-	-	2	2,05	1	2,09	1	2,16
062	2	(2,01)	-	-	2	1,99	2	2,01	3	2,014
-	-	-	-	-	-	-	4ш	1,908	4	1,917
320	7	1,894	-	-	5	1,88	5	1,879	5	1,867
062	8	1,825	8	1,82	4	1,83	7	1,82	6	1,825
113	7	1,734	-	-	3ш	1,73	-	-	-	-
162	2	1,729	-	-	-	-	7	1,729	6	1,725
-	-	-	-	-	-	-	2ш	1,658	2ш	1,651
133	3	1,657	2	1,65	2	1,63	-	-	3	1,581
-	-	-	-	-	3ш	1,56	3	1,56	3	1,564
-	-	-	-	-	2	1,51	2	1,508	2	1,517
233	3ш	1,486	-	-	2ш	1,46	1	1,492	1	1,498
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1,429
440	6	1,356	-	-	4	1,353	3	1,38	4	1,382
442	1	1,219	-	-	-	-	-	-	4	1,227
224	1	1,209	-	-	-	-	-	-	3	1,195
244	3	1,180	-	-	-	1,183	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1,166
-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1,150
264	2	1,108	-	-	-	-	2	1,114	2	1,117
443	2	1,094	-	-	-	-	2	1,090	1	1,097
-	-	-	-	-	-	-	2ш	1,058	5ш	1,056
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1ш	1,029
-	-	-	-	-	-	-	-	-	3ш	0,952

$T = 700^{\circ}\text{C}$, дает слабую дифракционную картину; при 900° - дифрактограмма отражает хорошо раскристаллизованную низкотемпературную фазу.

Проведенные Г.А.Сидоренко (Горжевская, Сидоренко, 1964) рентгеноструктурные исследования ампангабейта с о-ва Мадагаскар показали, что после прокаливания его при $T = 900^{\circ}\text{C}$ получается дебаеграмма, типичная для высокотемпературного самарскита.

Таким образом, подтверждается мнение Вамбеке об идентичности ампангабейта и самарскита (Wambecke, 1960).

Сравнивая химические составы исследуемых и известных в литературе минералов (табл. 25), приходим к заключению, что они представляют собой тантало-ниобаты с незначительным содержанием титана (2,55-3,28%) и резким преобладанием пятиоксида ниобия над пятиокисью тантала. Характерной особенностью этих минералов является повышенное содержание железа.

В большом количестве содержатся редкие земли. Разделение их проведено только для одного образца самарскита (ан. I). По составу редких земель исследуемый образец относится к типу самарскита с диспрозиевым и неодимовым максимумами. Существенную роль среди редких земель играет иттрий.

Содержание окиси кальция колеблется от 0,33% у самарскита до 4,69% у гидросамарскита. Повышенное количество кальция свидетельствует о близости минерала к кальциосамарскиту, который, однако, резко отличается от последнего степенью гидратации. Количество воды в гидросамарските составляет 9,2I-14,5I%.

По термическим кривым изучаемые минералы относятся к ряду самарскит - кальциосамарскит - ампангабейт и имеют два экзотермических эффекта: первый наблюдается при $T = 443-550^{\circ}\text{C}$ и связан с окислением урана, а второй - при $T = 685-780^{\circ}\text{C}$ и связан с рекристаллизацией минерала. По-видимому, мы имеем дело с промежуточными разностями самарскита, в какой-то степени измененными.

По содержанию воды выделяются слабо гидратированная разность (самарскит), в которой содержание воды составляет 2,12%, и сильно гидратированная разность (гидросамарскит) с количеством воды 9,2I-14,5I%.

Пересчет химических анализов минералов структурного типа самарскита наиболее сложный. Железо и уран входят в их состав в различной степени окисления. Учитывая особенности химического состава самарскита, С.А. Горжевская и Г.А. Сидоренко (1964) рекомендуют использовать формулу типа AB_2O_6 .

Химический состав (в %):

1. Самарскит - Nb_2O_5 5I,10; Ta_2O_5 16,42; TiO_2 3,28; Fe_2O_3 4,78; Al_2O_3 0,92; SiO_2 0,26; CaO 0,33; Y_2O_3 4,00; Ce_2O_3 2,66; U_3O_8 3,89; ThO_2 2,88; MgO 0,40; MnO 1,43; FeO 6,10; H_2O^- 0,04; H_2O^+ 2,08; сумма 100,57.

Кристаллохимическая формула: $(\text{TR}_{0,16} \text{U}_{0,04} \text{Th}_{0,03} \text{Fe}_{0,32}^{2+} \text{Mn}_{0,06})_{0,62} (\text{Nb}_{1,37} \text{Ta}_{0,28} \text{Ti}_{0,16} \text{Fe}_{0,19}^{3+})_{0,51}$.

2. Гидросамарскит - Nb_2O_5 37,0I; Ta_2O_5 12,80; TiO_2 3,18; Fe_2O_3

Химический состав минералов
("Геохимия, минералогия и генетические

№	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	ZrO ₂	SnO ₂	WO ₃	B ₂ O ₃	CaO
Самарскит											
I*	51,10	16,42	3,28	4,78	0,92	0,26	-	-	-	-	0,33
2	42,00	14,73	1,40	9,80	-	-	-	-	-	-	0,33
3	45,90	5,13	2,93	3,36	4,40	0,38	0,11	-	-	-	0,26
4	37,20	18,60	-	-	-	-	-	0,08	-	-	0,55
Кальцит											
5	50,54	2,66	0,20	-	0,48	2,40	-	3,36	Следы	-	2,11
6	43,32	2,54	2,50	7,67	0,16	2,39	0,02	1,49	-	0,26	7,56
7	24,60	19,20	0,40	9,80	2,40	-	-	-	-	-	4,40
Ампагабейт											
8*	37,01	12,80	3,18	5,91	0,39	-	-	-	-	-	0,98
9	30,58	15,02	2,54	5,20	1,44	3,19	-	-	-	-	4,69
10	34,80	8,90	4,90	8,60	2,10	-	-	0,80	-	-	1,50
11	50,60	2,10	7,20	1,20	1,75	-	-	0,30	-	-	1,83

* Аналитик Т.Г. Корниенко.

5,91; Al₂O₃ 0,39; CaO 0,98; TR₂O₃ 10,04; U₃O₈ 11,71; MnO 0,60; MgO 0,03; FeO 2,80; H₂O 14,51; сумма 99,96.

Кристаллохимическая формула: (TR_{0,39}U_{0,16}⁴⁺Fe_{0,17}²⁺)(Nb_{1,26}Ta_{0,26}Ti_{0,15}Fe_{0,33}³⁺)O_{2,82}I,19H₂O.

Минералы структурного типа самарскита метамиктные и сходны с другими метамиктными минералами, поэтому диагностика их весьма затруднительна. Они образуют мелкие изодированные зерна неправильной формы размером 2-3 мм. В зернах гидросамарскита иногда наблюдаются грани призмы или пинакоида. Часто мелкие призматические кристаллики гидросамарскита нарастают на более крупные кристаллы колумбита или танталита. Встречаются почти полностью "изъеденные" и замещенные альбитом зерна, от которых остаются только скелетовидные реликты гидросамарскита. Самые большие кристаллы этого минерала не превышают 1-1,5 см. Кроме того, наблюдаются агрегаты с колломорфной структурой метамиктного распада (рис. 18).

Хорошо сохранившиеся зональные кристаллы неизмененного самарскита имеют таблитчатый габитус с преобладающими формами {010} и {100}. Грани кристаллов матовые, покрыты корочкой продуктов изменения самого минерала. По трещинам в кристаллах и по краям зерен наблюдается осветление, связанное, видимо, с гидратацией. Цвет самарскита

структурного типа самарскита, %
типы месторождений редких элементов", 1964)

Na ₂ O	H ₂ O	TR ₂ O ₃	U ₃ O ₈	TiO ₂	PbO	MgO	MnO	FeO	H ₂ O	Плотность, г/см ³
Самарскит										
-	-	6,66	3,89	2,88	-	0,40	1,43	6,10	2,12	5,50
-	-	14,55	7,85	3,47	0,34	0,02	1,75	2,11	0,65	5,70
0,16	0,13	11,00	11,34	6,26	0,07	0,10	2,40	6,35	-	5,59
-	-	18,71	12,46	-	-	-	0,75	10,9	1,12	-
Самарскит										
-	-	5,49	10,42	-	0,54	0,51	0,43	13,16	7,88	-
-	-	13,06	10,67	3,34	0,44	0,02	0,04	0,21	3,64	4,74
-	-	7,60	20,20	2,00	-	1,00	1,00	-	3,60	5,17
(гидросамарскит)										
-	-	10,04	11,71	-	-	0,60	0,03	2,80	14,51	4,75
-	-	7,91	11,66	0,60	3,32	0,79	0,09	-	9,21	-
-	-	4,60	19,40	2,50	-	не опр.	-	-	12,40	3,97
-	-	9,20	12,50	1,30	-	-	1,53	-	11,56	3,348

бархатно-черный, буроватый и красно-коричневый, у гидросамарскита желтовато-бурый. Блеск стеклянный, смолистый, на измененной поверхности некоторых кристаллов матовый; у сильно гидратизированных разностей - шелковистый. Излом неровный, раковистый. Спайности нет. Микротвердость 800-740 кг/мм², у измененных разностей уменьшается до 600 кг/мм². Плотность изменяется от 5,50 у самарскита до 4,75 у гидросамарскита. Минерал слабомагнитен и при гидратации теряет магнитные свойства. Диэлектрическая проницаемость неизмененного самарскита 9,70-9,50, у гидратированных разностей понижается до 5,70. Показатели преломления 2,22-2,12, у гидросамарскита 2,02, при этом пониженный показатель преломления характерен для разностей с пониженной плотностью. В проходящем свете самарскит и гидросамарскит изотропны, непрозрачны и только отдельные зерна просвечивают в краях. В отраженном свете кремово-серый, серый. Отражательная способность 19,5-14,2. Внутренние рефлексы буровато-красные и желтые. Г.П.Барсанову (1945) удалось наблюдать в "ампагабейте" из жилы I с. Елисейки тончайшие выделения колумбита (при увеличении в 600 раз) после травления амплифа плавиковой кислотой.

Самарскит, как и большинство изучаемых минералов редких элементов, чаще всего встречается в крупноблоковой зоне пегматитов, рас-

полагаясь при этом в альбитизированном микроклине на границе с кварцевыми обособлениями и непосредственно в кварце, образуя вокруг себя бурно ореолы. Мелкие включения этого минерала обнаружены в мелкозернистом альбите и в блоковом микроклине (рис. 19) в ассоциации с приазовитом. В некоторых случаях приазовит развивается по трещинам в самарските и по внешнему виду похож на продукты его замещения. Наблюдаются также сростания самарскита с колумбитом. Кроме того, с ним ассоциируют мусковит, циртолит, гранат, берилл и уранинит.

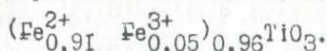
Очевидно, самарскит выделяется до начала альбитизации в условиях обогащения растворов иттриевыми землями с участием железа и урана. При этом самарскит гидратизируется с образованием гидросамарскита, а иногда замещается приазовитом.

И л ь м е н и т

Ильменит встречается в отдельных пегматитовых жилах, развитых по рекам Буртичии, Кильтичии, Берде и Каратышу.

Кристаллическая структура ильменита аналогична структуре корунда, отличается тем, что место алюминия поочередно занимает железом и титаном. Такая замена разнородными ионами ведет к снижению симметрии кристаллической решетки. Сингония ильменита тригональная; размеры элементарной ячейки исследуемого ильменита: $a_0 = 5,106$, $c_0 = 14,071 \text{ \AA}$; $a : c = 1 : 2,755$.

Химический состав исследуемого ильменита почти соответствует теоретическому (в %): TiO_2 52,90; SiO_2 следы; MgO 0,61; CaO следы; MnO 0,20; FeO 43,81; Fe_2O_3 2,94; сумма 100,46. Наличие небольших количеств магния и марганца связано с изоморфным замещением этими элементами двухвалентного железа. Формула ильменита:



Морфологически ильменит представлен мелкими зернами (0,5–1 см) неправильной округлой формы или угловатыми обломками (в протоlochках). Наблюдаются также небольшие вытянутые пластинчатые кристаллы ильменита в титаномагнетитовом агрегате. Иногда встречаются достаточно хорошо сохранившиеся кристаллы толстостолбчатого габитуса размером 2x4 см.

Цвет минерала зелено-черный, иногда буроватый от включений гематита. Блеск полуметаллический. Непрозрачный, но иногда просвечивает по краям зерен буроватым оттенком. Микротвердость 800 – 825 кГ/мм^2 . Плотность 4,59–4,61 г/см^3 . Показатель преломления, измеренный в твердых сплавах, 2,79. В шлифе в отраженном свете ильменит серовато-белый, ясно анизотропный. Отражательная способность $R_g = 20,1$; $R_p = 17,1$. Внутренние рефлексы не наблюда-

ются. В отдельных пришлифованных зернах видны структуры распада твердых растворов (включения гематита и рутила).

Ильменит приурочен к краевым зонам пегматитовых жил, обладающих аплитовидной или гранитной (неравномернозернистой) структурой. Реже встречаются кристаллы этого минерала в пегматоидной зоне; они обычно сильно альбитизированы.

В парагенезисе с ильменитом находятся магнетит или титаномагнетит, рутил, гематит. В титаномагнетитовом агрегате четко проявлен ксеноморфизм ильменита, что свидетельствует о более позднем его выделении. Однако чаще наблюдаются сростания ильменита и магнетита, агрегат при этом имеет гипидиоморфную структуру. Отмечается слабая лейкоксенизация.

С п о д у м е н

Впервые сподумен из пегматитов района обнаружен и описан нами в 1966 г. (Литовченко, 1966).

Сингония моноклинная; $a_0 = 9,52$; $b_0 = 8,32$; $c_0 = 5,25 \text{ \AA}$ (Warren, Biscoe, 1931). Рентгеноструктурный анализ исследуемых образцов сподумена приведен в табл. 26.

Химический состав сподумена непостоянный (табл. 27).

Наиболее близка к идеальной формула сподумена, содержащего 76% Li_2O (ан. I). В измененных разновидностях сподумена (ан. 2,3) отмечается недостаток лития, изоморфно замещающегося Na, K, Ca, Mg. Кроме того, в них наблюдаются избыток Al_2O_3 и недостаток SiO_2 , что свидетельствует о возможном замещении некоторого количества кремния алюминием. Интерес представляет сподумен (обр.3, табл.27), который по содержанию воды (4,81%) близок к гидрату метасиликата лития и алюминия - бикитаиту. В нем спектральным анализом обнаружены Be (0,001), La (0,005), Y (следы).

Сподумен чаще всего представлен сильно измененными призматическими кристаллами удлиненной формы размером до 10 см. При ударе они быстро рассыпаются по спайности {110}. Поверхность покрыта глинистыми продуктами и мелкочешуйчатой слюдой. Кроме кристаллов, сохранивших кристаллографические очертания, встречаются кристаллы неправильной формы, на выветрелой поверхности которых наблюдается спайность по призме.

Минерал хрупкий. Излом занозистый, неровный. Микротвердость изменяется от 600 кГ/мм^2 у неизмененных непрозрачных зерен до 590-480 кГ/мм^2 у полупрозрачных и измененных. Цвет серый, зеленовато-серый или желтовато-серый, белый. Блеск стеклинный. Измененные зерна матовые. Плотность 3,12 г/см^3 , уменьшается до 2,98. Минерал двуосный, положительный; $n_y = 1,67$, $n_p = 1,65-1,66$; уменьшение n_y до 1,58, а n_p до 1,54 характерно для минерала с низким содержанием Li_2O и повышенным - воды.

Рентгенометрическая характеристика сподумена

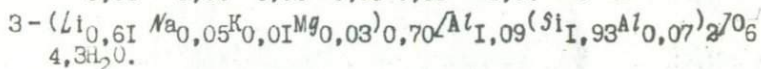
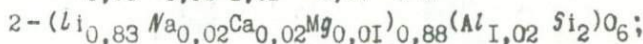
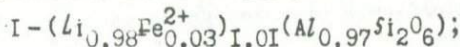
№	Эталон (Михеев, 1957)			Сподумен (Западное Приазовье)	
	hkl	l	d/n	l	d/n
1	-	1	4,690	6	6,01
2	-	-	-	1	4,90
3	-	1	4,690	-	-
4	-	2	4,439	1	4,44
5	-	5	4,209	9	4,16
6	-	1	3,684	-	-
7	-	2	3,480	2	3,39
8	-	3	3,349	3	3,20
9	-	-	-	2	3,047
10	-	10	2,921	9	2,914
11	-	10	2,790	10	2,772
12	-	2	2,688	2	2,663
13	-	2	2,548	2	2,251
14	002	8	2,445	6	2,437
15	-	5	2,348	2	2,334
16	-	1	2,282	-	-
17	002	1	2,218	2	2,214
18	-	2	2,134	1	2,122
19	-	4	2,106	-	-
20	-	4	2,055	-	-
21	-	2	2,034	3	1,948
22	-	5	1,926	3	1,928
23	-	7	1,861	5	1,854
24	-	2	1,823	-	-
25	-	-	-	3	1,729
26	-	3	1,683	1	1,684
27	-	3	1,649	-	-
28	-	9	1,604	5	1,604
29	-	9	1,565	4	1,565
30	-	2	1,538	-	-
31	-	7	1,524	4	1,518
32	600	3	1,485	2	1,483
33	-	9	1,461	3	1,453
34	-	1	1,419	-	-
35	-	4	1,399	2	1,394
36	060	1	1,370	-	-
37	-	3	1,358	1	1,360
38	-	4	1,330	4	1,328
39	-	5	1,313	1	1,313
40	-	1	1,300	-	-
41	-	3	1,287	-	-
42	-	3	1,271	-	-
43	-	4	1,253	3	1,251
44	060	2	1,234	-	-
45	004	2	1,221	-	-
46	-	8	1,212	4	1,212
47	-	-	-	1	1,187
48	-	7	1,170	-	-
49	-	2	1,157	-	-
50	-	1	1,146	-	-
51	-	3	1,127	-	-
52	-	2	1,118	-	-
53	-	3	1,0872	-	-
54	-	5	1,0782	-	-
55	-	2	1,0551	-	-
56	-	6	1,0421	-	-
57	-	6	1,0296	-	-

Химический состав сподумена, %

Компонент	1	2	3
Li ₂ O	7,68	6,63	4,47
Na ₂ O	-	0,46	0,86
K ₂ O	-	0,16	0,36
CaO	-	0,69	0,57
MgO	0,33	0,34	0,70
MnO	-	0,14	0,14
FeO	1,07	0,014	0,14
Fe ₂ O ₃	0,16	0,35	0,39
Al ₂ O ₃	26,35	27,47	28,43
SiO ₂	63,62	63,40	55,88
TiO ₂	Следы	Следы	Следы
H ₂ O ⁻	0,24	0,24	0,74
H ₂ O ⁺	-	0,33	4,81
CO ₂	-	-	0,54
P ₂ O ₅	-	-	0,08
Сумма	99,65	100,70	100,05
<i>n_g</i>	1,67	1,67	1,56
<i>n_p</i>	1,66	1,65	1,54

Аналитики: 1 - Б.В.Романишина; 2, 3 - Б.В.Мирская.

Кристаллохимические формулы:



Сподумен ассоциирует с кварцем, плагиоклазом, бериллом, турмалином и альбитом. Отдельные кристаллы и гнездобразные скопления его обнаружены в центральной части пегматитовой жилы в блоках полевого шпата, а также непосредственно в кварце, реликты которого иногда наблюдаются в сподумене (рис.20). С ним ассоциирует холмквистит, развивающийся вместе с альбитом и мелкочешуйчатым мусковитом по трещинам в сподумене и других минералах. Кристаллы полупрозрачного сподумена обычно сильно гидратизированы и замещаются глинистыми минералами. Непрозрачные неизменные скопления сподумена в альбитизированном микроклине ассоциируют с серым кварцем, гёбронитом и тантало-ниобатами.

Г е б р о н и т

В Западном Приазовье нами впервые был обнаружен литиевый фосфат и описан как амблигонит (Литовченко, 1966). По данным химического анализа и физическим свойствам, он относится к группе амблигонита.

Рентгеноструктурный анализ исследуемого минерала идентичен анализам амблигонита и монтебразита, приведенным другими исследователями (табл. 28).

Химический состав (в %): Li_2O 4,80; Na_2O 3,23; K_2O 0,17; MgO 0,64; CaO 0,87; FeO 1,04; Al_2O_3 32,12; P_2O_5 48,14; H_2O^+ 4,24; H_2O^- 0,004; F 4,63; п.п.п. 1,70; сумма 100,03 ($F_2 = 1,94$).

Кристаллохимическая формула: $Li_{0,55} Na_{0,18} K_{0,51} Fe_{0,02}^{2+} Mg_{0,02} Ca_{0,02} (Al_{0,18} P_{1,17})(OH_{0,57} F_{0,43})$.

Для минерала характерно небольшое содержание лития, который изоморфно замещается Na, K, Ca, Mg и Fe^{2+} . Почти одинаковое соотношение количества F и OH позволяет отнести его к геброниту (Устиев, 1945).

Гебронит образует небольшие обособления неправильной формы размером 2x3 см. Он белого цвета, местами покрыт бурными окислами железа. Блеск стеклянный до жирного. В основной массе непрозрачный, но отдельные обломки просвечивают. Излом неровный. Хрупкий. Микротвердость (при нагрузке 50 Г) 473 кг/мм²; плотность 3,09 г/см³; pH суспензии 7,4; $\epsilon = 5,13$.

Под микроскопом в минерале хорошо видна спайность в двух направлениях, по которой он замещается мелкозернистым альбитом, слю-



Рис. 21. Участок пегматитовой жилы с гебронитом (Geb).

Рентгенометрическая характеристика минералов
группы амблигонита

№	Амблигонит (Соломкина, Сидо- ренко, 1962)		Монтбразит (Соломкина, Сидо- ренко, 1962)		Гебронит	
	I	d/n	I	d/n	I	d/n
I	5	5,07	5	5,07	2	5,06
2	10	4,61	9	4,61	9	4,64
3	I	4,27	I	4,27	-	-
4	2	3,81	2	3,786	2	3,86
5	5	3,49	4	3,49	2	3,48
6	6	3,27	5	3,31	2	3,26
7	4	3,23	3	3,24	-	-
8	7	3,20	7	3,16	8	3,21
9	10	3,12	10	3,12	10	3,12
10	10	2,94	10	2,94	8	2,96
11	-	-	-	-	I	2,85
12	I	2,72	I	2,72	I	2,75
13	2	2,627	2	2,627	-	-
14	3	2,54	3	2,55	2	2,57
15	4	2,47	5	2,47	2	2,48
16	I	2,44	-	-	-	-
17	7	2,38	7	2,38	4	2,38
18	I	2,33	I	2,33	I	2,33
19	2	2,28	4	2,28	-	-
20	2	2,19	3	2,19	-	-
21	6	2,12	6	2,12	I	2,13
22	I	2,087	2	2,09	I	2,09
23	I	2,046	I	2,03	-	-
24	6	1,946	7	1,952	-	-
25	4	1,928	5	1,922	5	1,93
26	6	1,886	6	1,886	I	1,87
27	I	1,820	-	-	I	1,82
28	4	1,780	4	1,780	I	1,76
29	7	1,734	6	1,743	-	-
30	I	1,690	I	1,686	-	-
31	I	1,669	2	1,671	I	1,67
32	2ш	1,653	2ш	1,657	2	1,65
33	I	1,645	I	1,641	-	-
34	7	1,609	7	1,607	4	1,61
35	2	1,590	8	1,599	I	1,59
36	3	1,571	7	1,571	3	1,57
37	2	1,537	3	1,533	-	-
38	3	1,517	3	1,520	I	1,51
39	4	1,474	-	-	-	-

дой или глинистыми минералами. В иммерсионном препарате наблюдаются зерна с полисинтетическими двойниками; минерал оптически положительный, $n_g = 1,599$, $n_p = 1,579$, $2V = 85,5^\circ$.

Гебронит обнаружен в зоне альбитизированного пегматита с блоковой структурой (рис. 21) в ассоциации с клеветандитом, кварцем, микроклином, мелкозернистым альбитом и мелкочешуйчатым мусковитом.

Тонкие прожилочки гебронита секут микроклин, кварц и клеветандит, а поздний мелкозернистый сахаровидный альбит и мусковит развиты по трещинам или замещают его по периферии зерен. В одной зо-

Рентгенометрическая характеристика холмквистита Кольского п-ва (1)* и Западного Приазовья (2)

1			2		1			2	
hkl	I	d/n	I	d/n	hkl	I	d/n	I	d/n
020	2	8,77	7	8,49	-	-	-	2	I,542
210	5	8,05	-	-	97I	4	I,519	I	I,52I
230	4	5,01	3	5,00	722	I	I,502	-	-
III	4	4,86	3	4,86	682	7	I,487	6	I,483
400	4	4,55	2	4,59	363	3	I,472	I	I,473
410;12I	5	4,405	7	4,40	I2 3 I	3	I,418	3	I,420
420	I	4,049	I	4,05	563	3	I,40I	30I	I,404
I3I	I	3,854	3	3,84	813	8	I,392	6ш	I,395
430	4	3,615	4	3,69	2 II 2	I	I,364	I	I,364
24I	3	3,192	3	3,20	383	4	I,349	-	-
600	I	3,055	10	3,012	903	2	I,334	3	I,338
610	10	2,996	10	2,99	670	8	I,308	7	I,308
060	I	2,933	I	2,92	224	2	I,297	I	I,300
52I	I	2,836	5	2,853	7 IO 2	3	I,284	Iш	I,280
450	6	2,794	6	2,779	044	4	I,270	5	I,268
630	5	2,707	3	2,703	7 I2 I	2	I,253	-	-
60I	4	2,639	2	2,65	I54;583	2	I,239	3	I,239
022	6	2,538	7	2,540	I I4 I	2	I,253	-	-
45I	2	2,47I	I	2,469	624	I	I,203	4	I,205
302	I	2,420	I	2,42	4 I4 I	I	I,195	-	-
07I;800	4	2,287	3	2,27	4 I3 2	3	I,173	4	I,174
33I	I	2,244	2	2,25	I4 2 2	2	I,161	-	-
242	2	2,202	2	2,204	654	I	I,150	4	I,154
432	5	2,136	3	2,138	I6 I 0	2	I,139	3	I,137
80I	3	2,097	-	-	I4 7 I	3	I,134	-	-
I8I	4	2,035	-	-	3 I6 2	2	(I,114)	I	(I,114)
480	I	I,998	I	I,99I	I5 I 2	I	I,105	2	I,104
622;370	3ш	I,950	2	I,954	I2 5 2	2	I,095	2	I,096
91I	I	I,836	I	I,89	I I6 I	3	I,085	I	I,086
92I	I	I,852	I	I,84	IO 2 4	2	I,065	2	I,066
28I;462	4ш	I,815	I	I,816	II5	3	I,056	2	I,055
272	3ш	I,797	-	-	I6 I 2	Iш	I,047	I	I,046
103;013	2ш	I,76I	I	I,774	3I5;I35	Iш	I,042	3	I,040
652;94I	3	I,74I	-	-	II 2 4	3ш	I,029	4	I,029
082;223	4	I,707	Iш	I,707	435	4ш	I,017	6	I,017
10 4 I	6	I,588	4ш	I,589	3 I6 2	9	I,01I	9	I,013
672	6	I,572	5	I,589	I5 0 3	4	I,003	4	I,005
605;I5 I 3	2	I,00I	3	0,998	5 I4 3	-	0,992	-	-
I4 II I	I	0,996	3	0,993	I6 6 2	2	0,988	-	-
II 5 4	3	0,994	-	-	I2 3 4	9	0,986	5ш	0,985
						4	0,984	-	-

* Данные А.И.Гинзбурга и др. (1958).

не с гебронитом находятся берилл и апатит. В условиях гипергенеза по геброниту развивается галлуазит.

Х о л м к в и с т и т

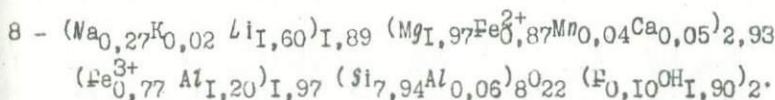
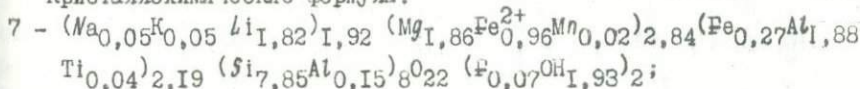
Впервые холмквистит в Западном Приазовье обнаружен Б.И.Запайхой (устное сообщение), затем В.В.Байраков (1968) описал этот минерал в статье о первой находке собственно холмквиститовой породы в СССР. Нами холмквистит был найден в экзоконтакте перматитовой жи-

Химический состав холмквиститов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Li ₂ O	2,13	3,54	2,40	2,43	2,55	1,61	3,41	2,91
Na ₂ O	1,12	0,50	0,66	0,23	1,24	1,59	0,22	1,02
K ₂ O	0,54	0,27	0,74	0,00	0,38	0,26	0,36	0,11
MgO	12,12	11,66	9,40	9,43	6,93	10,70	9,38	9,71
CaO	-	0,06	1,32	1,00	0,66	4,51	0,009	0,40
MnO	-	0,41	Следы	0,19	0,65	0,16	0,18	0,30
FeO	4,38	4,88	10,36	8,94	13,04	5,68	8,74	7,68
Al ₂ O ₃	7,70	7,19	14,64	13,01	7,46	12,75	13,00	7,79
Fe ₂ O ₃	9,68	9,35	1,80	2,24	5,72	1,55	2,72	7,59
SiO ₂	60,45	59,58	55,48	58,72	57,83	57,76	59,06	58,39
TiO ₂	Следы	-	0,64	0,05	0,28	Не обн.	0,11	Следы
F	0,43	0,21	Следы	0,14	0,91	2,55	0,18	1,61
H ₂ O ⁺	2,28	2,23	3,16	1,87	2,73	0,89	2,03	2,12
H ₂ O ⁻	0,09	0,03	-	0,12	-	Не обн.	0,26	0,50
CO ₂	-	-	-	1,54	-	1,02	0,04	0,72
Сумма	100,92	99,92	100,60	99,91	100,38	101,03	99,68	100,85
O = $\frac{1}{2}$	0,18	0,10		0,66	0,38	1,08	0,08	0,67
	100,74	99,82		99,85	100,00	99,95	99,60	100,18

Примечание. Районы: 1, 2 - Утё (Швеция); 3 - Северная Каролина (США); 4 - Кольский п-ов; 5 - Восточные Саяны; 6 - Тува (из кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. П, 1964); 7-8 - Западное Приазовье (наши данные).

Кристаллохимические формулы:



ды в парагенезисе с черным турмалином. Обнаружены также псевдоморфозы его по сподумену.

Структурное изучение холмквистита, проведенное А.И. Гинзбургом и др. (1958), впервые позволило отнести его к группе ромбических амфиболов; $a_0 = 18,27$; $b_0 = 17,77$; $c_0 = 5,27$ А. Рентгеноструктурный анализ показал, что межплоскостные расстояния холмквистита из Западного Приазовья (табл. 29) идентичны с межплоскостными расстояниями, приводимыми в литературе, и, в частности, с данными для холмквистита с Кольского п-ва.

Химические составы холмквиститов из разных регионов (табл. 30) близки, хотя и различаются по содержанию лития, железа и кальция.

Таблица 3 I

Физические свойства холмквиститов из разных районов земного шара

Район	Цвет	Плотность, г/см ³	-2V	n _g	n _m	n _p	n _g -n _p	Плеохроизм		
								N _g	N _m	N _p
Утё (Швеция)	Темно-фиол.	3,00-3,10	44	1,663	-	1,640	0,023	Гол.	Фиол.	Зел.-жел.
Кольский п-ов	Гол.-фиол.	2,95	48-50	1,644	-	-		Фиол.-гол.	-	Бесцв.
" "	Фиол.	-	48,3-49	1,646	1,638	1,620	0,020	Фиол.-сирен.	Роз.-фиол.	Бесцв., зел.
Восточные Саяны	Син.-фиол.	3,12	50-52	1,666	-	1,642	0,024	-	Жел.-зел.	-
Тува	Гол.-сер.	3,00	58	1,636	-	1,613	0,023	Бесцв.	Бесцв.	Бесцв.
Северная Каролина (США)	Син.	3,111	51	1,654	1,645	1,625	0,029	Пурпур.-фиол.	Фиол.	Св.-жел.
Западное Приазовье	Фиол. и св.-фиол.	3,09	51	1,648	1,643	1,618	0,025	Фиол., св.-фиол.	Св.-фиол.	Бесцв., жел.
То же	Бесцв. и блед.-гол.	3,02	57	1,639	1,632	1,618	0,021	Бесцв.	Бесцв.	Бесцв.

Холмквистит образует сильно вытянутые призматические и игольчатые кристаллы длиной от нескольких миллиметров до 1 см. Хорошо различимы грани призмы {110}, реже пинакоида {010}. Холмквистит встречается также в виде агрегатов сноповидной или веерообразной формы. Спайность наблюдается редко; часты кристаллы с поперечными трещинами отдельности. Блеск стеклянный, шелковистый. Физические свойства холмквиститов из различных районов приведены в табл. 31. Несколько пониженный показатель преломления у холмквистита с содержанием кальция 0,40%.

Холмквистит, как характерный метасоматический минерал, развивается на контакте пегматита с вмещающими породами основного состава. Он образуется по роговой обманке и биотиту. При этом выделяется сфен. Кроме собственно биотит-плагиоклаз-холмквиститовой породы холмквистит встречается в эндо- и экзоконтактной слюдистой оторочке пегматита вместе с турмалином, апатитом, кварцем и альбитом.

В основном пегматитовом теле и в апофизах олигоклазового состава найдены редкие сноповидные и веерообразные скопления холмквистита в сером кварце и олигоклазе; иногда отмечаются образования его по сподумену.

Б е р и л л

В литературе уже описаны аксессуарные бериллы из пегматитов Приазовья желтовато-зеленого, салатного цвета, непрозрачные или полупрозрачные. Нами впервые найдены водяно-прозрачные бесцветные и ярко-зеленые кристаллы берилла.

Параметры элементарной ячейки исследуемых бериллов изменяются в зависимости от примесей щелочей, кальция, хрома и др. Так, у слабощелочного берилла $a_0 = 9,2$, $c_0 = 9,18$, у щелочных натриевых разновидностей $a_0 = 9,2$, $c_0 = 9,4$, а у кальциево-натриевых с примесью Cr_2O_3 - $a_0 = 9,2$, $c_0 = 9,032$.

Химический состав изучаемых бериллов довольно разнообразный (табл. 32). По содержанию щелочей и кальция среди них можно выделить слабощелочные (ан. 1), щелочные натриевые (ан. 2, 3), кальциево-натриевые (ан. 4, 5).

Слабощелочной берилл характеризуется небольшим содержанием калия и натрия (0,27%) и несколько повышенным - кальция (1,05%).

Состав бериллов из замещенных альбитизированных пегматитов отличается повышенным содержанием натрия, значительно преобладающим над калием. Количество окиси кальция не превышает 0,36-0,58%, а содержание окиси бериллия уменьшается до 11,03% по сравнению со слабощелочной разновидностью.

В кальциево-натриевом берилле содержится значительное количе-

Химический состав бериллов Западного Приазовья, %

Компонент	1	(Юрк, 1956) ²	3	4	5
SiO ₂	65,70	64,38	64,60	64,59	64,03
Al ₂ O ₃	18,48	18,27	17,77	17,57	17,65
BeO	13,50	11,03	12,47	8,20	9,12
MgO	0,46	0,70	0,56	-	-
CaO	1,05	0,55	0,36	2,18	2,92
Fe ₂ O ₃	0,22	-	0,20	2,71	0,14
Li ₂ O	-	0,02	-	-	-
Na ₂ O	0,12	2,90	2,39	2,56	3,72
K ₂ O	0,15	0,03	-	0,19	0,07
H ₂ O ⁺	0,14	2,12	1,66	1,61	2,21
H ₂ O ⁻	-	0,14	0,02	-	0,18
Сумма	98,82	99,92	100,06	99,92 [*]	100,12 ^{**}

* Cr₂O₃ - 0,21%;** Cr₂O₃ - 0,08%.

Кристаллохимические формулы:

- 1 - (Be_{2,30}Na_{0,6}K_{0,16}Ca_{0,08})_{3,30}(Al_{1,55}Fe_{0,12}Mg_{0,05})_{1,72}(Si_{5,75}Al_{0,25})₆(O_{17,1}OH_{0,90})₁₈;
- 2 - (Be_{2,44}Na_{1,52}Ca_{0,05})_{3,01}(Al_{1,90}Mg_{0,09})_{1,99}(Si_{5,93}Al_{0,12})₆(O_{17,31}OH_{0,69})₁₈;
- 3 - (Be_{2,70}Na_{0,40}Ca_{0,03})_{3,13}(Al_{1,79}Mg_{0,07})_{1,86}(Si_{5,90}Al_{0,10})₆(O_{15,69}OH_{2,31})₁₈;
- 4 - (Be_{1,91}Na_{0,48}K_{0,01}Ca_{0,23})_{2,95}(Al_{1,86}Fe_{0,19})_{2,05}Si_{6,32}(O_{17,91}OH_{0,09})₁₈;
- 5 - (Be_{2,03}Na_{0,66}Ca_{0,29}K_{0,01})_{2,99}(Al_{1,93}Fe_{0,06})_{1,99}Si_{6,02}(O_{17,36}OH_{0,64})₁₈.

ство кальция и щелочей, при этом натрий резко преобладает над калием.

В одном из бериллов (ан. 4) отмечено повышенное содержание Fe₂O₃ (2,71%) с одновременным понижением содержания Al₂O₃ (17,5%). Примесь Cr₂O₃ характерна для кальциево-натриевых бериллов (ан. 4, 5).

Следует отметить, что с увеличением содержания щелочей и кальция количество окиси бериллия понижается до 9,12-8,20%.

На основании литературных данных и большого фактического материала В.Г.Фекличев пришел к заключению, что такие элементы-примеси, как Fe и Mg замещают алюминий в шестерной координации, Na, Li, K, Al, Pb, Cs, Ca, Ba, Sr — располагаются в центрах колец Si_6O_{18} . Молекулы воды находятся между кольцами в центре 24-вершинников из атомов кислорода.

Вода в исследуемых бериллах содержится постоянно (от 0,14% у слабощелочных до 1,68–2,39% у натриевых и кальциево-натриевых бериллов). Повышенное содержание кальция наблюдается в щелочноземельных бериллах, которые по условиям образования связаны с основными и ультраосновными породами. В этой группе кальций вместе со щелочами компенсирует недостающее количество бериллия. Отмеченные закономерности в количественном содержании щелочных элементов и кальция обусловлены генетическими факторами.

Берилл в большинстве случаев образует отдельные кристаллы гексагонального габитуса с хорошо развитыми гранями призм, реже пинакоида, иногда наблюдаются грани дипирамиды. Чаще всего встречаются столбчатые кристаллы с недоразвитыми гранями длиной от 2 до 50 см. Иногда кристаллы сростаются параллельно главной оси симметрии. В протолочке зерна берилла (изумруда) имеют остроугольную форму. Мелкие бесцветные прозрачные кристаллы (1,5x0,5 см) характеризуются длиннопризматическим габитусом.

Цвет берилла разнообразный и зависит от примеси Fe, Cr и др. Чаще всего он непрозрачный, мутный или полупрозрачный и окрашен в светло-желтые, зеленовато-желтые, салатные и серовато-зеленые тона; редки ярко-зеленые зерна изумруда (ан. 4 и 5). Спайность несовершенная по {0001}. Излом неровный, раковистый. Минерал хрупкий. Блеск матовый, стеклянный до алмазного. Плотность: 2,66 г/см³ у бесщелочных, 2,68–2,704 у натриевых, 2,78 у щелочноземельных. Микротвердость 1,069–1,484 кГ/мм²; увеличивается у прозрачных разновидностей. Установлена характерная для берилла анизотропия твердости: твердость граней призмы {0010} значительно выше, чем твердость граней базопинакоида {0001}. Коэффициент анизотропии твердости $K_H = 1,2$.

В проходящем свете в толстых шлифах слабо заметен плеохроизм в желтоватых и голубоватых тонах. Под микроскопом минерал обычно бесцветный, со слабым двупреломлением; оптически отрицательный; $n_g = 1,570$, $n_p = 1,566$ у бесщелочного прозрачного берилла; $n_g = 1,582$, $n_p = 1,576$ у натриевых бериллов; $n_g = 1,588$, $n_p = 1,582$ у щелочноземельных разновидностей.

Наиболее широко развит щелочной натриевый берилл, который образует гнездообразные скопления крупных кристаллов, расположенных между блоками кварца и микроклина. Скопления этих кристаллов

ассоциируют с альбитом, мусковитом, ганитом, колумбитом, сподуменом.

Взаимоотношения щелочного берилла с другими минералами показывают, что образовался он раньше кварц-мусковитового агрегата, но позже микроклина, так как разъединенные по краям реликты микроклина наблюдаются в кристаллах берилла (рис. 22), а чешуйчатый мусковит и кварц пересекают эти кристаллы по удлинению или по спайности. Формирование щелочного берилла происходило в неспокойной тектонической обстановке, на что указывают частые внутрипегматитовые пересечения ранних парагенетических комплексов более поздними. Так, в жиле IV более поздний блоковый кварц выполняет трещины, пересекающие микроклиновые блоки, а кристаллы берилла располагаются в последнем, находясь в непосредственной близости с кварцем (см. рис. 32).

Согласно экспериментальным исследованиям, замещение натриевых бериллов мусковитом и кварцем показывает, что этот процесс происходил в условиях недосыщенности растворов алюминием, бериллием и сильными основаниями. Устойчивость бериллия зависит не только от режима кислотности - щелочности растворов, но определяется также относительной активностью алюминия.

Бесщелочной берилл представлен водяно-прозрачными мешками кристаллами, выполняющими пустотки в микроклине. Повышенное содержание кальция в нем связано с активизацией этого элемента из вмещающих пород.

Кальциево-натриевые бериллы встречаются в пегматитовых жилах, залегающих в актинолитовых сланцах и амфиболитах. Эти бериллы имеют аномальный состав - в них наряду со щелочами отмечаются повышенное содержание кальция и примесь хрома.

Кальциево-натриевый берилл находится вместе с плагиоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, биотитом, роговой обманкой и актинолитом. Образование этой разности происходило в условиях недосыщенности растворов алюминием и избытка кальция, привнесенного из вмещающих и переработанных амфиболитов и актинолитовых сланцев.

М о н а ц и т

Впервые монацит был обнаружен Р.В.Гецевой на Елисеевском месторождении пегматитов в 1944 г. Затем отмечен Ю.Ю.Юрком (1956) в пегматитах, аплитах и гранитах рек Каратюка, Темрюка, Чокрака и б.Больничной.

Монацит распространен, как аксессуарный минерал, почти во всех изученных пегматитовых телах и обнаруживается главным образом при изучении шлихов и протолок.

Размер элементарной ячейки: $a_0 = 6,76$; $b_0 = 7,00$; $c_0 = 6,44$. В структуре монацита Се находится в координации 9, связывая одновре-

менно шесть PO_4 -тетраэдров. Минерал изоструктурен с крокоитом и клиноторитом (Поваренных, 1966).

Рентгенограмма монацита из пегматитовой жилы IV (с. Елисейевка) идентична с приводимой Ю. Ю. Юрком для монацита из с. Темрюка и близка рентгенограмме монацита из Мадагаскара (табл. 33).

Химический состав монацита приведен в табл. 34. Как видно по результатам пересчета химических анализов минерала, в нем наблюдается незначительное изоморфное замещение редких земель торием, а фосфора — кремнием. Наиболее высокое содержание ThO_2 (10,05%) у монацита из пегматита с. Малоянисоли. В монаците из пегматитовой жилы с. Темрюка обнаружено повышенное содержание CaO (1,97%).

Состав редких земель в монаците из пегматитов Зеленой Могилы приведен в табл. 35. Повышенные количества La и Ce наблюдаются у светлоокрашенных разностей из зон аплита или аплитовидного гранита. В монаците из зон поздней альбитизации или блоковых зон количества La и Ce уменьшаются, при этом увеличиваются содержания Na и Sm , появляются Eu и Dy .

Монацит образует мелкие кристаллы изометричной таблитчатой, реже призматической формы. В большинстве случаев кристаллы уплощены по (100) и удлинены по оси c . Размеры их изменяются от 2–4 до 10 мм и редко достигают 3,5–4 см.

Преобладающей формой является пинакоид, очень редко доминирует призма. Характерны комбинации призмы и пинакоида, иногда усложненные пирамидой.

Цвет минерала светло-бурый, желтый, темно-бурый до красноватого. Блеск восковый, смолистый, матовый. Плотность 4,96–5,02 г/см³ (увеличение плотности связано, по-видимому, с наличием включений торита); микротвердость 420 кг/мм² у темных измененных разностей и 550 кг/мм² у светлоокрашенных; pH суспензии монацита 7,2. В проходящем свете минерал окрашен в буроватые тона. Спайность в двух направлениях образует систему трещин с углом 90°. Минерал двусный, положительный. Интерференционная окраска розовая III порядка. Оба показателя преломления выше жидкости с $n = 1,780$. Внутри одного кристалла монацита наблюдаются зерна торита, который отличается оранжево-красной окраской. Это одноосный положительный минерал с показателем преломления более низким, чем у монацита. Вокруг включений его в монаците образуются радиально-лучистые ореолы трещиноватости.

Монацит отмечается в пегматитовых жилах микроклин-олигоклас-альбитового состава в парагенезисе с биотитом и цирконием. Обычно он приурочен к краевым зонам жилы на контакте с вмещающими амфибол-биотитовыми гнейсами. Кроме того, монацит обнаружен в цент-

Таблица 33

Рентгенометрическая характеристика монацита

hkl	1		2		3	
	I	d/n	I	d/n	I	d/n
011	3	4,690	-	-	-	-
111	4	4,135	Слабая	4,14	3	4,03
-	-	-	Очень слабая	3,91	-	-
-	-	-	"	3,69	-	-
020	4	3,498	Слабая	3,50	2	3,48
-	-	-	Очень слабая	3,40	-	-
200	8	3,287	Средняя	3,29	1	3,23
120	10	3,089	Слабая	3,09	7	3,43
210	3	2,979	-	2,98	-	-
012;112	10	2,868	Средняя	2,86	7	2,80
202	6	2,600	Слабая	2,59	1	2,56
112	6	2,435	Очень слабая	2,44	1	2,38
031	6	2,188	Слабая	2,19	-	-
103;311	8	2,132	Средняя	2,12	6	2,12
312	4	1,948	"	1,96	3	1,95
032;103	6	1,858	"	1,86	5	1,84
222;322	5	1,785	-	-	-	-
040	3	1,753	Слабая	1,74	5	1,70
303;223	7	1,725	Средняя	1,69	-	-
004	2	1,586	-	-	-	-
033	6	1,546	Слабая	1,54	1	1,51
223	4	1,467	"	1,466	1	1,44
-	4	1,410	-	-	-	-
-	4	1,362	-	-	-	-
-	3	1,332	Средняя	1,334	-	-
-	2	1,275	"	1,307	-	-
-	2	1,229	"	1,278	-	-
-	-	-	"	1,235	-	-
-	-	-	Слабая	1,192	-	-
-	-	-	"	1,171	-	-
-	-	-	"	1,155	-	-

Примечание: 1 - Западное Приазовье (жила IV); 2 - Западное Приазовье, с.Темрюк (Врк, 1956); 3 - о-в Мадагаскар (Lacroix, 1922).

Таблица 34

Химический состав монацита из перматитов Приазовья, %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	0,99	2,69	4,28
TiO ₂	0,09	0,09	0,08
ThO ₂	3,04	5,25	10,05
ZrO ₂	-	0,20	Следы
Al ₂ O ₃	0,69	0,29	0,26
Fe ₂ O ₃	1,02	1,18	1,83
Ce ₂ O ₃	32,00	31,18	27,27
(La, Dy) ₂ O ₃	} 31,74	28,29	26,15
Y ₂ O ₃			
MnO	-	0,05	-

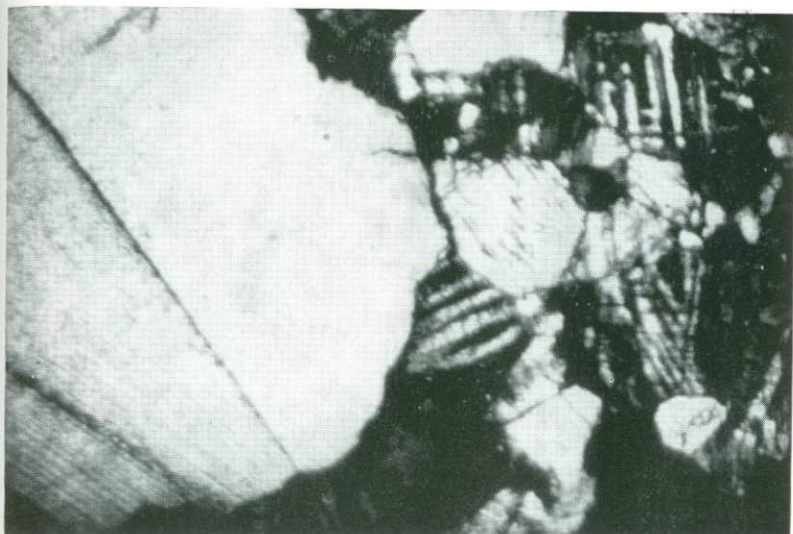


Рис. 3. Порфировидные выделения кварца в мелкозернистой кварц-полевошпатовой массе.



Рис. 4. Метасоматическое развитие порфировидных выделений агрегатов зерен кварца.

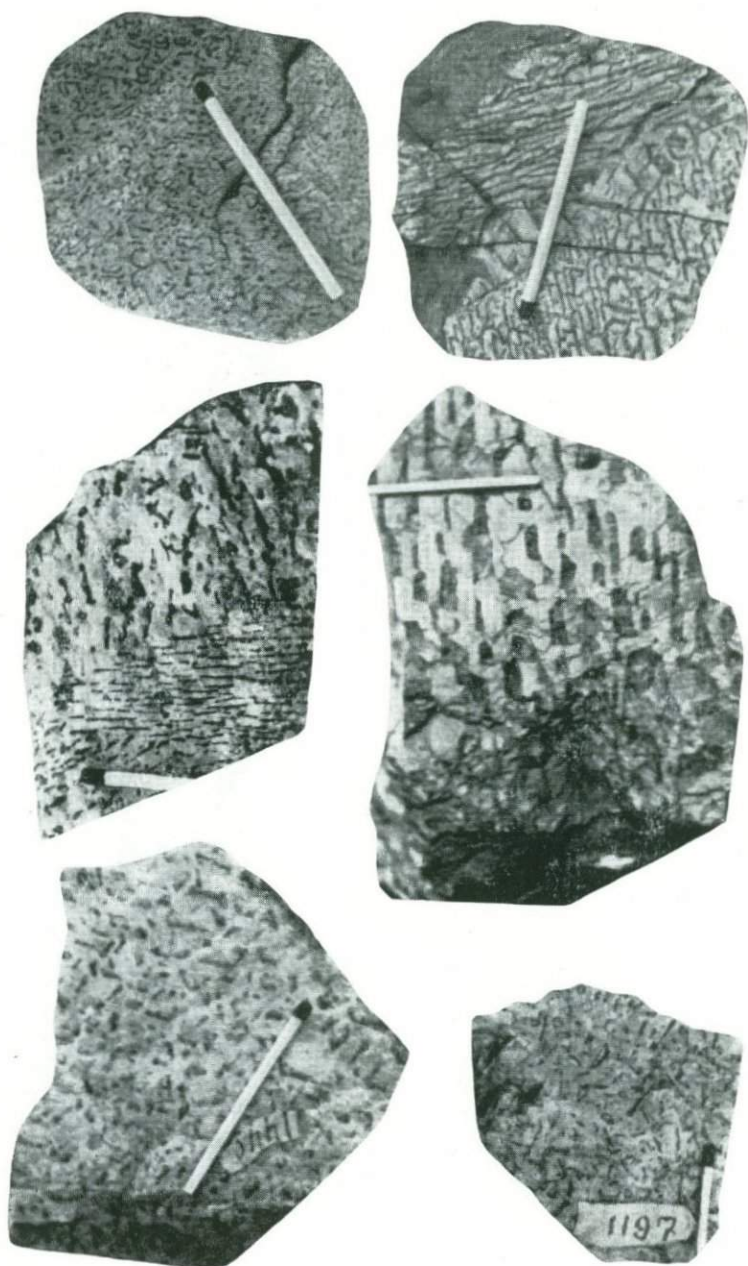


Рис. 5. Графические структуры.

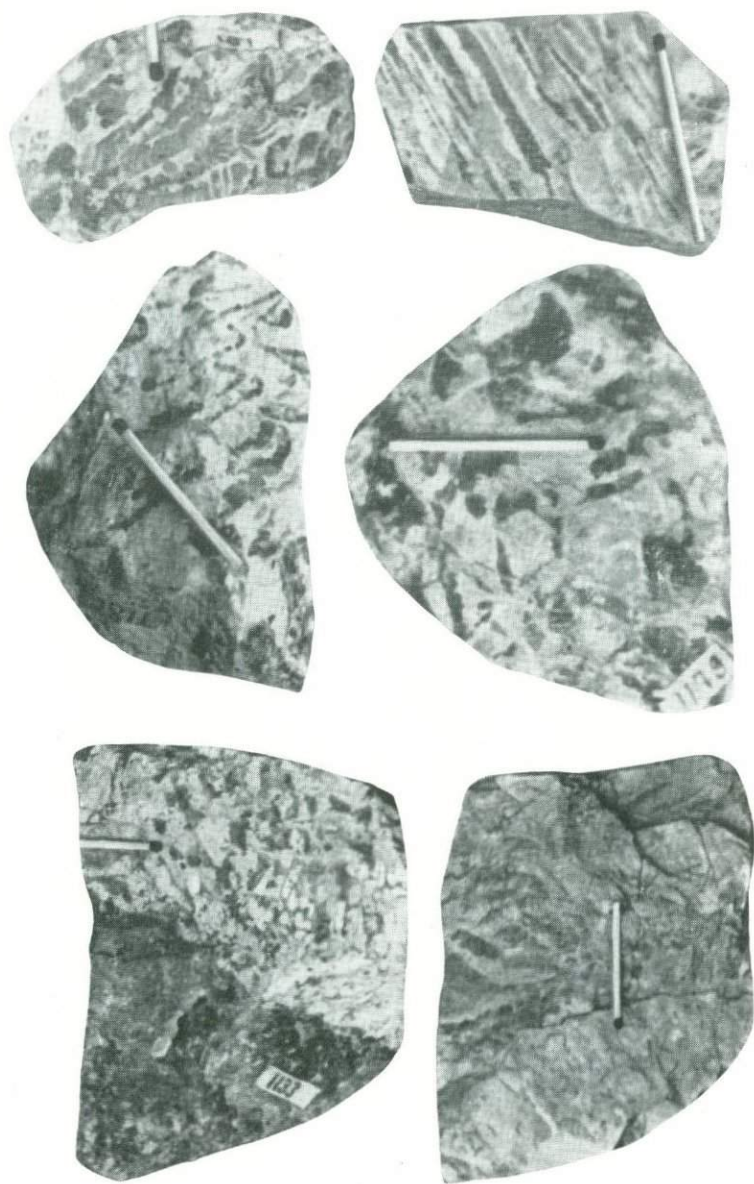


Рис. 6. Апографические структуры.

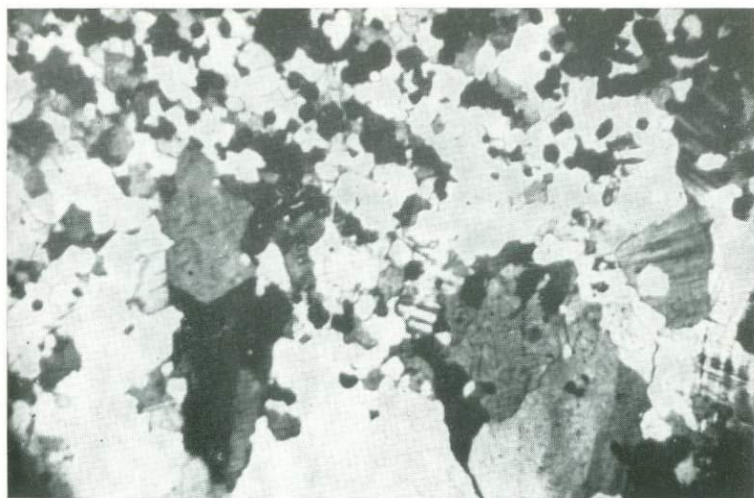


Рис. 8. Контакт зон аплита и пегматоида.

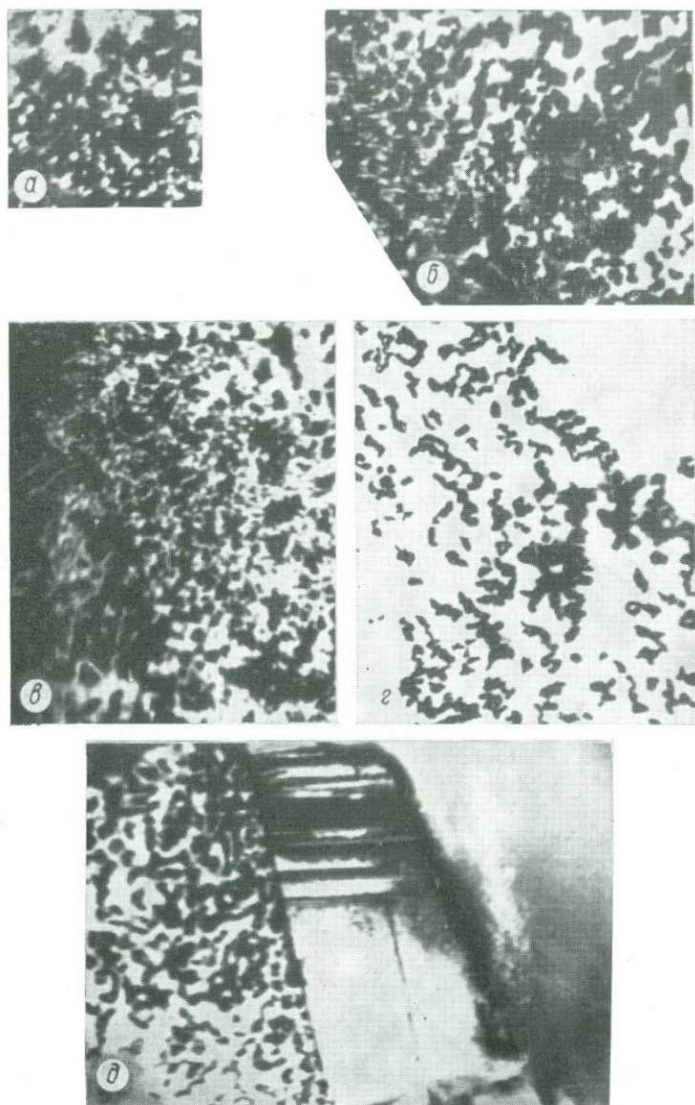


Рис. 14. Двойники инверсии кварца:
a — в граните; *б* — в аплите; *в*, *г* — в графическом пегматите; *д* — переход между β - и α -кварцем в зоне кварцевого ядра.

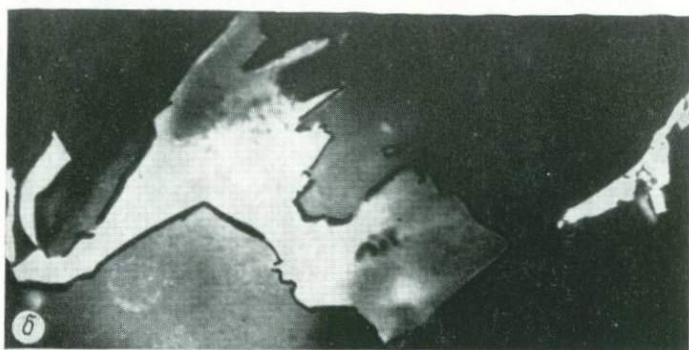
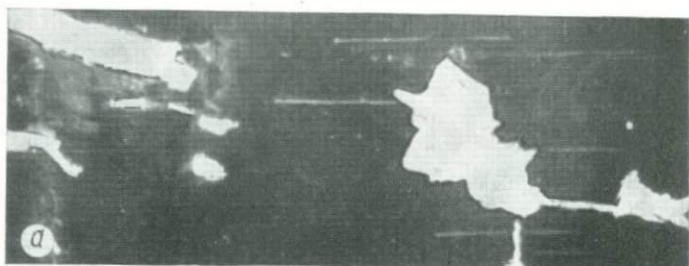


Рис. 15. Первичные двойники α -кварца.
Из зоны: *a* — апографической, *б* — пегматондной, *в* — блоковой, *г* —
кварцевого ядра.

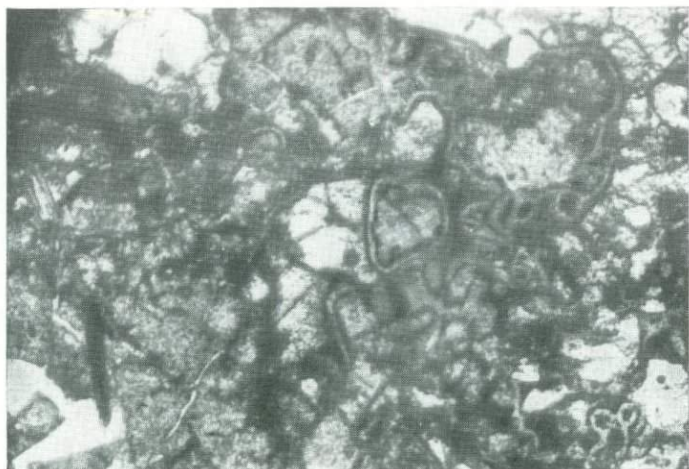


Рис. 18. Агрегаты гидросамарскита с коллоидной структурой метамиктного распада.

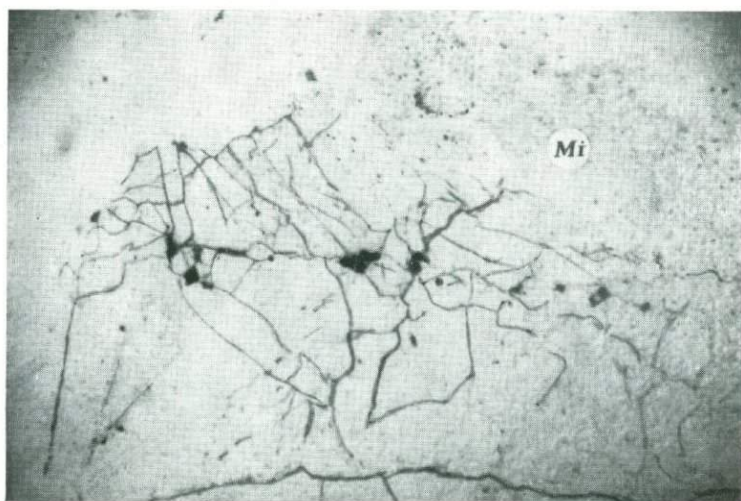


Рис. 19. Включения самарскита в микроклине.

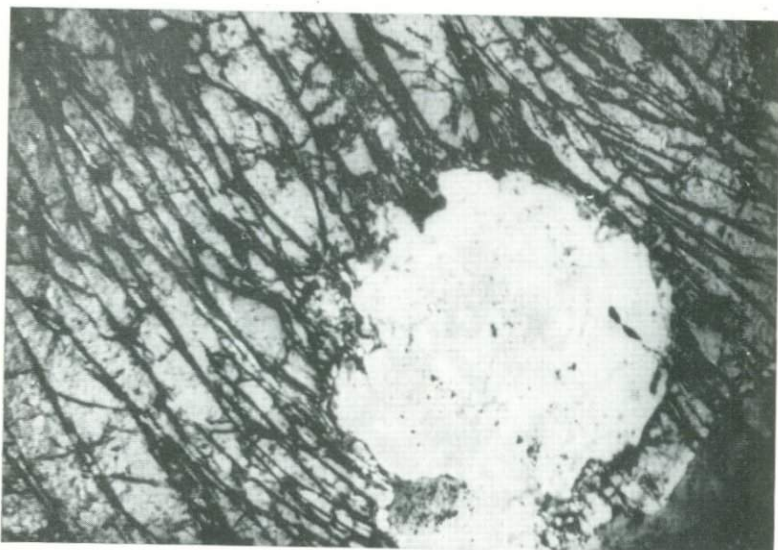


Рис. 20. Реликтовое зерно кварца в сподумене.

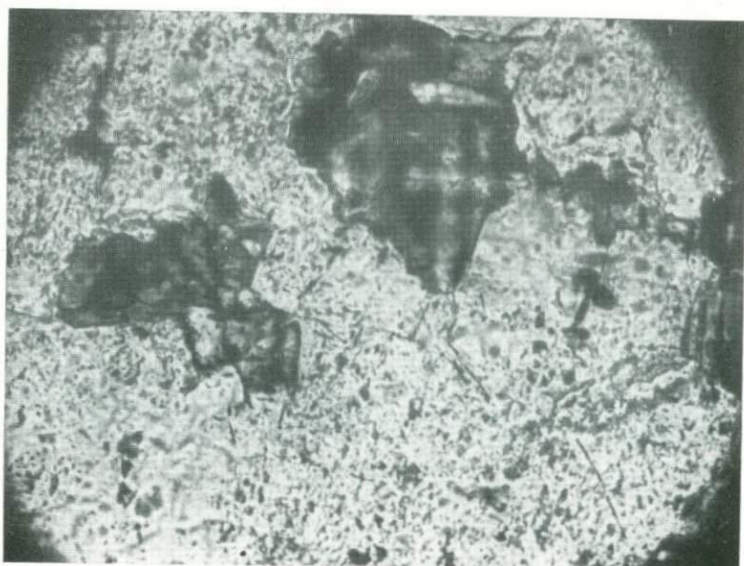


Рис. 22. Реликты микроклина в берилле.



Рис. 23. Высокотемпературные раскристаллизованные включения расплава в кварце.

Зоны: *а* — аллита; *б* — аллитовидного гранита; *в* — графического пегматита.

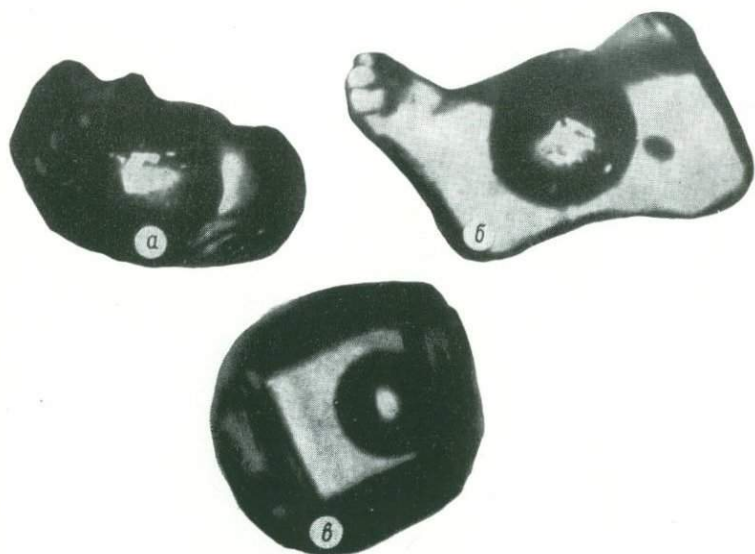


Рис. 24. Включения в минералах пегматитов:

а — существенно газовое высокотемпературное в берилле; *б* — газовой-жидкое в кварце; *в* — газовой-жидкое в турмалине.

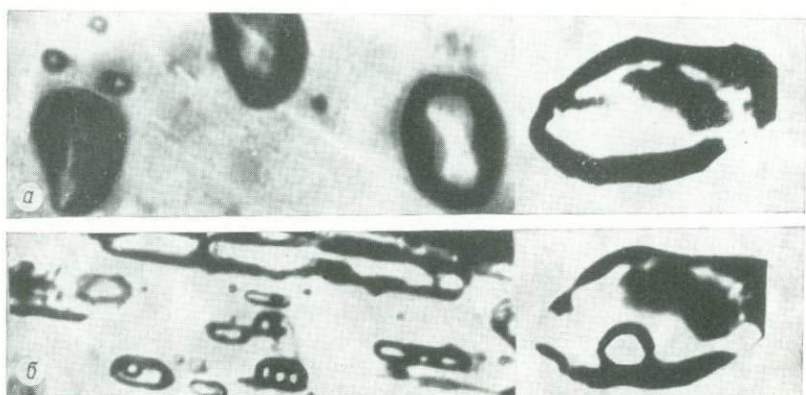


Рис. 25. Переуплотненные включения с фазой жидкой углекислоты.
a — при комнатной температуре; *б* — при охлаждении.

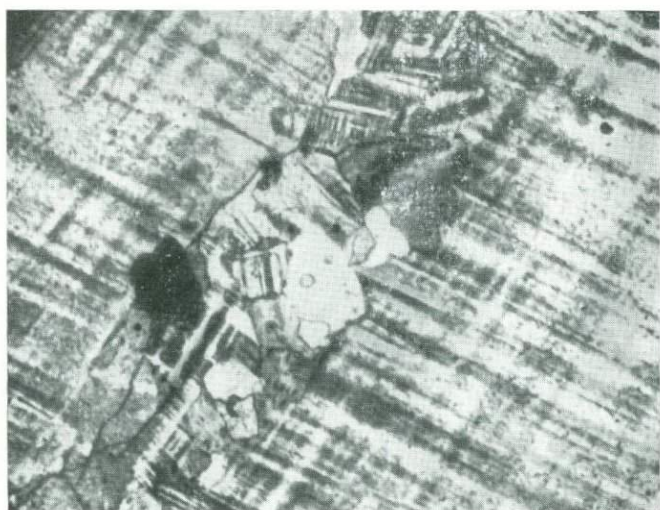


Рис. 27. Мелкозернистый микроклин-пертит в блоковом микроклине.

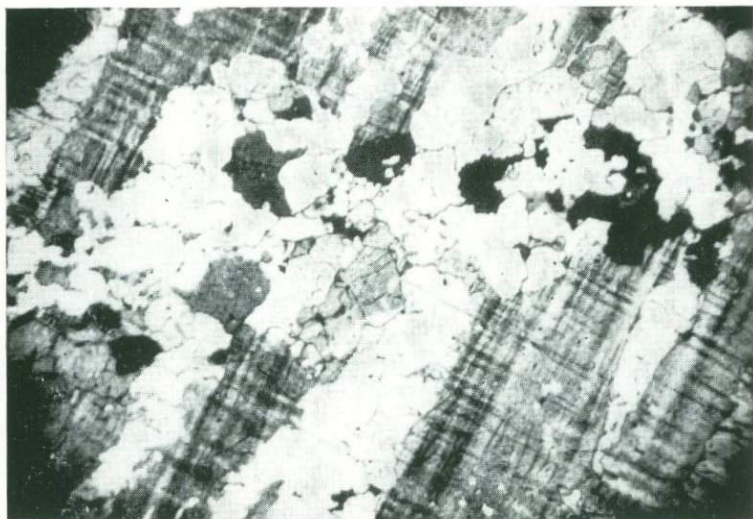


Рис. 28. Замещение микроклина кварц-альбитовым агрегатом.



Рис. 29. Замещение альбита кварцем.



Рис .30. Замещение крупнопластинчатого альбита мелкозернистым.



Рис. 31. Каемка мусковита вокруг колумбита.

Компонент	1	2	3
MgO	0,15	0,17	0,30
CaO	0,15	1,97	2,87
U ₂ O ₃	0,11	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	28,45	27,31	25,53
PbO	0,41	Следы	Следы
H ₂ O	0,10	0,04	0,25
П.п.п.	0,50	-	-
Сумма	99,44	99,575	99,91

Примечание: 1 - с. Елисеевка (аналитик Е.И. Шумлянская); 2 - с. Тем-
рюк (Юрк, 1956); 3 - с. Малоянисоль (Юрк, 1956).

Кристаллохимические формулы:

- 1 - $(\text{Th}_{0,97}\text{Th}_{0,02})_{0,99}(\text{P}_{0,92}\text{Si}_{0,07})_{0,99}\text{O}_4$;
 2 - $(\text{Th}_{0,84}\text{Th}_{0,04}\text{Ca}_{0,08})_{0,96}(\text{P}_{0,90}\text{Si}_{0,10})_{1,0}\text{O}_4$;
 3 - $(\text{Th}_{0,61}\text{Th}_{0,18})_{0,99}(\text{P}_{0,89}\text{Si}_{0,34})_{1,23}\text{O}_4$.

Т а б л и ц а 35

Состав редких земель ($\Sigma \text{Th}_2\text{O}_3 = 100\%$)
в монацитах из пегматитов

Зона	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Er	Gd	Tm
Аплитоидного гранита	23,8	57,14	2,85	12,21	2,0	-	-	-
Блоковая	14,3	40,8	6,1	20,4	10,2	3,5	4,0	2,0
Разнозернисто- го альбита	16,0	32,0	8,0	26,0	12,0	-	4,8	3,2

ральных пегматоидных зонах, где на поверхности блоков микроклина хорошо заметны его мелкие кристаллы. В пегматитовой жиде IV (Зеленая Могила) скопления монацита располагаются вблизи выделений крупнокристаллического гранита в ассоциации с мелкими кристалликами циртолита. Монацит, встреченный в этой жиде, характеризуется нечеткими кристаллографическими очертаниями. На поверхности его наблюдается коричнево-бурая корочка, Спайности нет, блеск матовый. Минерал приурочен к сильно альбитизированному микроклину. Судя по данным валовых проб из зон альбитизации у кварцевых обособлений, монацит встречается во всех зонах совместно с кодунбитом, ксенотимом, циртолитом и самарскитом.

К с е н о т и м

Ксенотим обнаружен в протолочках из аплит-пегматитовых жил района с.Новосолдатского.

В ассоциации с циртолитом этот минерал найден в пегматитовой жиле Ш (Зеленая Могила); в виде отдельных зерен встречается в кварцевых жилах вблизи хут. Сороки и с.Малиновки.

Минерал изоструктурен с цирконом. Рентгенограмма порошка исследуемого ксенотима идентична с рентгенограммой ксенотима из Норвегии (табл.36).

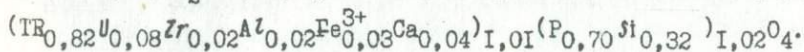
Т а б л и ц а 3 6

Рентгенометрическая характеристика ксенотима

hkl	1		2	
	I	d/n	I	d/n
III	7	3,705	7	3,699
200	8	3,343	8	3,339
II2	7	2,510	6	2,509
220	2	2,380	3	2,380
202	4	2,252	2	2,251
310	7	2,113	6	2,112
302	6	1,800	5	1,798
312	10	1,749	10	1,750
400	8	1,703	8	1,701
420	6	1,552	6	1,551
402	4	1,492	4	1,491
32	9	1,422	8	1,420
431:501	7	1,234	6	1,332
224	7	1,286	6	1,285
314	8	1,233	8	1,230
423	5	1,213	4	1,212

Примечание: 1 - Норвегия (Михеев, 1957); 2 - Западное Приазовье.

Химический состав ксенотима из пегматитовой жилы Ш (Зеленая Могила) (в %): Ti_2O_3 59,19; Ce_2O_3 1,06; TiO_2 следы; UO_2 1,62; ZrO_2 0,22; SiO_2 1,34; Al_2O_3 0,31; Fe_2O_3 0,24; P_2O_5 35,80; CaO 0,18; п.п.п. 0,12; H_2O 0,21; сумма 100,13. Кристаллохимическая формула:



При рентгеноспектральном определении (аналитик Р.И.Шкварук) в ксенотиме выявлены редкие земли ($\Sigma Ti_2O_3 = 100\%$): Yb 6,8, Er 7,2, Ho 2,3, Dy 9,9, Tb 1,7, Gd 1,62, Sm 1,7.

Морфологически ксенотим представлен кристаллами бипирамидальной, реже призматической формы. Длина кристаллов 0,25, редко достигает 0,8 см. Цвет коричневый, желтоватый; блеск смолистый; плотность 4,569 г/см³; pH суспензии 7,2. Минерал оптически одноосный положительный; $n_o \sim 1,722$, $n_e \sim 1,780$.

В пегматитовой жиле Ш ксенотим обнаружен в зоне разнозернисто-

го альбита непосредственно в пачке биотита. В зоне с ксенотимом находятся приорит, базобисмутит, приазовит (алюмобетафит), уранинит, берилл, кварц, колумбит, гидросамарскит.

Ц и р т о л и т

Циртолит сравнительно редкий минерал в пегматитах Западного Приазовья. Впервые он отмечен Р.В.Гецевой, затем Ю.Ю.Юрком.

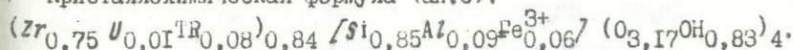
Кристаллическая структура циртолита аналогична структуре циркона. По рентгеновским данным, циртолит из пегматитов Зеленой Могилы метамиктный. При съемке непрокаленного образца на порошкограмме получены две линии; после прокаливания до $T = 1000^{\circ}\text{C}$ при экспозиции 12 ч количество линий возрастает до восьми (табл.37).

Т а б л и ц а 37
Рентгенометрическая характеристика циртолита

№	Непрокаленный		Прокаленный до $T = 1000^{\circ}\text{C}$	
	I	d/n	I	d/n
1	10	3,30	10	3,29
2	-	-	3	2,95
3	-	-	7	2,51
4	-	-	1	2,35
5	7	1,76	6	1,75
6	-	-	2	1,63
7	-	-	4	1,46
8	-	-	3	1,37

Химический состав циртолита приведен в табл. 38.

Кристаллохимическая формула (ан.6):



В циртолитах из пегматитов Западного Приазовья содержание сумм окислов циркония и гафния не превышает 55,82%. Постоянная примесь тория и урана и повышенное содержание редких земель отличают изученный циртолит от циртолитов Карелии и Мурманской области.

Редкие земли в циртолите определены (аналитик Р.И.Шкварук) рентгеноспектральным методом ($\Sigma \text{TR} = 100\%$):

$\text{La } 1,2, \text{Ce } 2,2, \text{Pr } 2,0, \text{Nd } 0,8, \text{Sm } 1,2, \text{Eu } 0,10, (\Sigma \text{TR}_{\text{Ce}} 7,5); \text{Ba } 6,53, \text{Tb } 1,52, \text{Dy } 8,62, \text{Ho } 2,44, \text{Er } 9,47, \text{Tm } 2,49, \text{Yb } 27,43, \text{Lu } 4,41, \text{Y } 29,50, \Sigma \text{TR}_{\text{Lu}} 92,5.$

В минерале содержится 2,68-8,24% воды. Дифференциальные кривые нагревания циртолита и кривые потери веса показывают, что вода выделяется при температуре до 480° и при 720°C . Экзотермический максимум при $T = 900^{\circ}$ или 850°C обусловлен рекристаллизацией минерала.

Морфологически циртолит, как правило, представлен мелкими таблитчатыми зернами размером 1-2 мм, реже встречаются короткопризматиче-

Химический состав циртолитов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6
MgO	Следы	0,32	0,60	-	0,31	0,11
CaO	3,0	0,90	1,10	-	2,34	0,32
MnO	0,58	0,03	0,35	-	1,23	0,12
Al ₂ O ₃	2,73	1,36	3,79	-	7,73	2,72
TiO ₂	1,50	0,26	1,17	0,16	-	3,13
Fe ₂ O ₃	1,30	0,40	2,84	3,68	1,66	1,65
FeO	Не опр.	Не опр.	0,18	-	-	0,20
SiO ₂	25,04	34,08	27,32	26,66	22,07	28,80
TiO ₂	Не обн.	Следы	0,03	-	0,18	Следы
(Zr, Hf)O ₂	50,70	61,28	55,82*	51,80	52,27	54,70
TiO ₂	0,06	-	0,39	0,44	-	1,02
U ₂ O ₃	1,29	Следы	-	-	-	-
UO ₂	-	-	-	-	-	2,01
Nb ₂ O ₅	-	Не обн.	-	-	-	-
Ta ₂ O ₅	-	0,45	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,52	0,22	-	-	-	Следы
Na ₂ O	-	-	0,14	-	-	-
K ₂ O	-	-	0,06	-	-	-
H ₂ O ⁺	7,47	0,73	2,84	2,68	8,24	4,21
H ₂ O ⁻	4,03	0,11	-	-	-	-
CO	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	1,70	0,18	3,68	6,28	-	-
Сумма	99,92	99,915	100,31	91,10	95,93	100,23

* Hf - 5%.

Примечание: 1 - Карелия (Рудовская, 1962); 2 - Мурманская область (Рудовская, 1962); 3 - Западное Приазовье (Юрк, 1956); 4, 5 - Западное Приазовье (Труханюк, 1955); 6 - Западное Приазовье (наши данные, аналитик Б.В.Мирская).

ские кристаллы размером до 0,5 см и бипирамидально-призматические до 0,8 см. Обычно кристаллы циртолита находятся в сростании с ксенотимом; при этом грани призмы циртолита скрыты под головкой ксенотима. Цвет минерала темно-бурый, буровато-серый, коричневатый. Излом раковистый. Спайность не наблюдается. Блеск жирный, матовый. Минерал непрозрачный, хотя просвечивает в тонких осколках. Микротвердость 580 кг/мм²; плотность изменяется от 3,77-3,80 до 3,99-4,1 г/см³. Слабоанизотропный до изотропного; показатель преломления, замерянный в твердых сплавах, 1,80.

Мелкие скопления таблитчатых выделений циртолита находятся в

блоковом микроклин-пертите и кварце. Они приурочены к участкам интенсивной биотитизации или мусковитизации микроклина. Сrostки пиротита и ксенотима, а также зерна неправильной формы встречаются в зоне разнозернистого альбита в ассоциации с монацитом, приоритом, мусковитом, уранинитом, приазовитом и базобисмутитом.

Редко встречающиеся минералы (нетипические)

Сульфиды

Сульфидная минерализация весьма ограниченно распространена в пегматитах и представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом (иногда с вкрапленностью станнина) и мелкими вкрапленниками висмутита. Гнездообразные скопления сульфидов наблюдаются в крупных пегматитовых жилах Елисеевского участка, мелкие вкрапленники встречаются в отдельных маломощных жилах, развитых в бассейнах Чокрака и Буртичи.

Сульфидная минерализация в пегматитовых жилах обычно приурочена к измененным ксенолитам вмещающих пород, а также к периферии кварцевого ядра или к участкам развития биотита и крупнокристаллического граната. Мелкие вкрапленники висмутита наблюдаются в зоне мелкозернистого сахаровидного альбита и позднего микроклина.

С сульфидами ассоциируют крупнокристаллический гранат, эпидот, карбонаты, хлорит, мелкочешуйчатый мусковит, кварц, глинистые минералы, гематит.

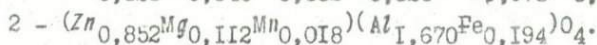
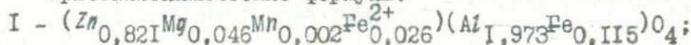
Окислы представлены рутилом и ганитом. Рутил не образует макроскопически заметных скоплений, и содержание его в пегматитах не превышает 1,5-2 г/м³.

Таблица 39.
Химический состав ганита, %

Компонент	1	2
MgO	1,12	2,49
MnO	0,18	0,73
FeO	1,09	} 8,39
Fe ₂ O ₃	5,44	
Al ₂ O ₃	53,41	50,56
ZnO	38,61	37,78
Сумма	99,85	99,18

Примечание. 1 - наши данные; 2 - данные Л.Н.Баженовой (1955).

Кристаллохимические формулы:



Выделяются две генерации рутила: первая представлена агрегатом тонких лучистых пластинок, проросших ильменитом или колумбитом; вторая в виде мелких жилок и включений развивается по ильмениту, а иногда образует сростания с кварцем.

Ганит впервые обнаружен Ю.Ю.Юрком (1939), затем Л.Н.Баженовой (1955). Минерал встречается в виде изометричных выделений размером 8x5 см, окруженных слюистой оторочкой.

Химические анализы ганита приведены в табл. 39. Цвет минерала серовато-зеленый, темно-зеленый до черного. Блеск жирный, стеклянный; спайность в одном направлении; плотность 4,52-4,63 г/см³; микротвердость 925 кг/мм²; $I, 793 < n_g < I, 802$.

Выделения ганита приурочены к зоне кварц-мусковитового замещения и располагаются в трещинах микроклина. В ассоциации с ним находятся кварц, мусковит, берилл, приазовит (алюмобетафит).

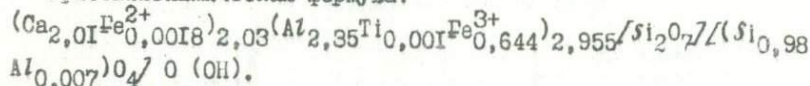
Изучение условий нахождения ганита и минеральных ассоциаций дали основание Л.Н.Баженовой полагать, что он образован в результате воздействия цинксодержащих растворов на микроклин.

С и л и к а т ы

Эпидот развит на контактных участках пегматитовых и аплитовых жил, залегающих среди амфиболитов. Морфологически минерал представлен мелкими игольчатыми шестигранными кристаллами или скоплениями зернистых агрегатов. Размер элементарной ячейки исследуемого эпидота $a_0 = 8,91$, $b_0 = 5,64$, $c_0 = 10,2 \text{ \AA}$.

Химический состав (в %): SiO_2 37,74; TiO_2 0,09; Al_2O_3 24,38; Fe_2O_3 II, I2; FeO 0,30; MgO 0,48; CaO 24,19; H_2O^+ 1,81; сумма 100,11.

Кристаллохимическая формула:



Цвет эпидота салатово-зеленый, серовато-зеленый; плотность 3,41 г/см³; $n_g = 1,752$, $n_p = 1,722$, $n_g - n_p = 0,030$; $2V = 96^\circ$. Интерференционная окраска от серой до яркой пятнистой - желтой, лимонно-красной и синей.

Эпидот - метасоматический минерал; замещает плагиоклазы, роговую обманку и реже биотит, реликты которых наблюдаются в крупных зернах эпидота. При замещении плагиоклаза образуются тонкозернистые выделения эпидота, а порода контакта с пегматитом приобретает салатово-зеленую окраску. В результате замещения роговой обманки вмещающих амфиболитов вдоль контакта с пегматитовой жилой образуются выдержанные эпидотовые полосы мощностью до 0,5-0,8 см (Каменный Холм, с. Андреевка).

Эпидотизация - более поздний процесс, чем серицитизация, хлоритизация и ранняя альбитизация. В серицитизированном плагиоклазе

эпидот образовался за счет освободившегося кальция. Образование эпидотовых полосок вдоль контакта пегматита вместе с гнездообразными скоплениями карбонатов свидетельствует о движении растворов, обогащенных кальцием, вдоль контакта пегматитовой жилы.

Роговая обманка и актинолит встречаются редко и приурочены к приконтактовым зонам пегматитовых жил, залегающих в амфиболсодержащих породах. Скопления зерен роговой обманки размером до 1-2 см хорошо видны на белой поверхности плагиоклазовых пегматитов. Цвет роговой обманки темно-зеленый, буровато-зеленый. Плотность $3,91 \text{ г/см}^3$. Плеохроирует от сине-зеленого по N_g до желтовато-зеленого по N_p ; $n_g = 1,682$, $n_p = 1,658$; $(n_g - n_p) = 0,024$, $сNg = 15-25^\circ$, для отдельных зерен $сNg = 20^\circ$; $2V = -(71-79^\circ)$. У актинолита $n_g = 1,670$, $n_p = 1,652$; $n_g - n_p = 0,018$; $сNg = 22^\circ$; $2V = -79^\circ$.

В ксенолите амфиболита (жила Ш, с.Блисевка) наблюдается резкая граница между центральной частью, состоящей из актинолита, и краевой частью, состоящей из роговой обманки. Такие соотношения указывают на разрыв составов между актинолитом и роговой обманкой в условиях регионального метаморфизма.

Наблюдаемое замещение роговой обманки и постепенный ее переход в биотит (а частично в вермикулит) является одним из проявлений калиевого метасоматоза. По трещинам в зернах этого амфибола развиты хлорит и серицит. Отдельные зерна его обрастают мелкозернистой каемкой эпидота, который иногда почти полностью замещает амфибол. Реликты пироксенов в актинолите и роговой обманке свидетельствуют о более позднем образовании последних по такой возможной реакции:

$$5\text{Ca}(\text{MgFe})\text{Si}_2\text{O}_6 + 19(\text{MgFe})\text{SiO}_3 + \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}_2(\text{MgFe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 4\text{Ca}_2(\text{MgFe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2.$$

С ф е н - редкий в пегматитах Западного Приазовья минерал. Едничные кристаллы его обнаружены в приконтактовых частях жил в ассоциации с роговой обманкой, апатитом, эпидотом. Основная его масса встречается во вмещающих сильно альбитизированных амфиболитах. Сфен обнаружен также в приконтактовых зонах альбитизации пегматитов. Он образует плоские кристаллы с развитыми формами $\{100\}$ и $\{111\}$ или угловатые плоские зерна. Цвет бурый; блеск жирный, стеклянный. Плотность $3,48 \text{ г/см}^3$; микротвердость 672 кг/мм^2 . Минерал оптически положительный ($2V = 26^\circ$).

Возникновение сфена связано с преобразованием титансодержащих минералов в амфиболите под действием натриевого метасоматоза.

С и л л и м а н и т и д и с т е н, характерные минералы метаморфических пород, встречаются и в пегматитовых жилах.

Дистен в виде тонкокристаллического агрегата обнаружен в маломощной кварц-плагиоклазовой жилке, отходящей от основного пегматитового

тела во вмещающие слюдястые сланцы (с.Малиновка, р.Буртичия).Цвет голубоватый; $n_g = 1,728$, $n_m = 1,722$, $n_p = 1,712$, $n_g - n_p = 0,016$, $\Delta n_g = 30^\circ$; $2V = -82^\circ$. Минерал слабо плеохроирует от голубоватого по N_g до бесцветного по N_p .

Силлиманит найден на эндоконтакте пегматитовой жилы, непосредственно в реликтовом гнейсе. От дистена отличается более низкими показателями преломления: $n_g = 1,682$, $n_m = 1,662$, $n_p = 1,660$, $n_g - n_p = 0,022 \pm 0,001$, $2V = 30^\circ$. Погасание прямое. В поперечном сечении хорошо видна спайность по $\{010\}$. Удлинение положительное. Цвет серовато-белый.

При изучении этих минералов в прозрачных пластинках обнаружены переуплотненные включения, характерные для метаморфических пород. Этот факт свидетельствует о том, что дистен и силлиманит в пегматитах – реликтовые минералы вмещающих метаморфических пород, и их образование связано с высокими давлениями и большой концентрацией углекислоты.

К а р б о н а т ы

Карбонаты представлены кальцитом, встречающимся в виде прожилков и небольших гнездообразных скоплений в ассоциации с поздним альбитом, эпидотом, сульфидами. Морфологически кальцит представлен мелкозернистым или мелкокристаллическим агрегатом. Чаще всего он развит вдоль контакта пегматитовых жил с вмещающими породами и в зонах дизъюнктивных нарушений.

Кальцит – минерал поздний; он заполняет трещины и пустоты в кварце, микроклине, альбите.

Г И П Е Р Г Е Н Н Ы Е М И Н Е Р А Л Ы

В пегматитах Западного Приазовья гипергенный процесс приводит к образованию глинистых минералов, карбонатов и таких аксессуарных минералов, как урановая слюдка, гидрокислы урана, железа, марганца.

Г л и н и с т ы е м и н е р а л ы

К а о л и н и т чаще всего образует псевдоморфозы по полевым шпатам и редко развивается по слюдам. К образованию псевдоморфоз каолинита по микроклину приводит действие углекислотных растворов; реакция замещения, согласно Е.К.Лазаренко (1960), может происходить по схеме $2KA_1Si_3O_8 + CO_2 + 2H_2O \rightarrow Al_2(OH)_4Si_2O_5 + 4SiO_2 + K_2CO_3$.

На порошковых рентгенограммах наблюдаются типичные для каолинита базальные рефлексы: 7,13 и 3,57, а также 4,51, 4,37, 4,18. Дифференциальные кривые нагревания характеризуются эндотермическим максимумом при $T = 580-600^\circ C$ и двумя экзотермическими минимумами при $T = 980^\circ C$ и около $1200^\circ C$.

Галлуазит и монтмориллонит образуются при замещении сподумена, полевого шпата или слюды. Оба минерала хорошо диагностируются по рентгенограммам. В галлуазите при нагревании до $T = 100^{\circ}\text{C}$ уменьшается базальное отражение от 10,04 до 7,39. В монтмориллоните при насыщении глицерином наблюдается отражение с $d/n = 17,72$, а при нагревании минерала до $T = 500^{\circ}\text{C}$ — отражение с $d/n = 10,3$.

Вторичные акцессорные минералы

Эти минералы обычно встречаются в виде налетов, корочек, желваков и приурочены к участкам жил, содержащих уранинит, урановую смолку или урансодержащие тантало-ниобаты. Иногда они ассоциируют с сульфидами и монацитом.

Гидроксиды урана представлены двумя минералами. X-минерал, возможно беккерелит, образует янтарно-желтые скрытокристаллические, плотные или коллоидные скопления при замещении приазовита (альюбетафита) и урановой смолки. Спектральным анализом, кроме U, обнаружены Pb и следы Ca, Mg, Fe, Ba. При нагревании минерал растворяется в HCl, после прокаливании окраска становится буровато-черной.

Y-минерал, возможно кюрит, микроскопически ярко-красный с буроватым оттенком. Y-минерал обнаружен в альбитовой зоне вблизи трещиноватого дымчатого кварца в виде мелкого кристаллика (0,5 x 0,2 см) столбчатого габитуса. Поверхность его неровная, землистая. Минерал хрупкий, прозрачный. Блеск на изломе алмазный. При нагревании темнеет. Спектрально установлены U, Pb, Th, а также примесь Fe, Ba и Ca. Оба минерала в запаянной трубке выделяют воду.

Межплоскостные расстояния приведены в табл. 40.

Продуктом гипергенных изменений уранинита является также минерал Z, возможно уранофан, образующий соломенно-желтые налеты вокруг уранинита в дымчатом кварце. Спектральным анализом обнаружены Si, U, Ca и следы Fe, Th, Mg, Ba, Na. Образование геля при растворении этого минерала в соляной кислоте свидетельствует о том, что это силикат урана.

Гидросиликаты урана образуются в процессе гипергенеза за счет уранинита и урановой смолки в щелочных малоподвижных растворах при отсутствии сульфидов.

O т е н и т образует травяно-желтые скопления пластинчатых зерен и соломенно-желтые порошковатые налеты на дымчатом трещиноватом кварце. Сильно радиоактивен. Плавится и вспучивается перед паяльной трубкой. Окрашивает пламя в красный цвет (реакция на Ca). Растворяется в HNO_3 , окрашивая раствор в зеленый цвет. Минерал

Рентгенометрическая характеристика гидроокислов урана

X-минерал			У-минерал		
№	<i>I</i>	<i>d/n</i>	№	<i>I</i>	<i>d/n</i>
I	10	7,42	I	I	8,51
2	I	6,50	2	10	6,80
3	I	5,57	3	10	3,96
4	I	3,69	4	5	3,51
5	I	3,60	5	9	3,15
6	I	3,52	6	4	3,09
7	I	3,38	7	2	2,91
8	I	3,21	4	2	2,75
9	2	3,12	5	2	2,25
10	2	2,97	6	I	2,17
11	2	2,87	7	5	2,09
12	2	2,72	8	I	2,01
13	2 _ш	2,70	9	I	I,91
14	3	2,56	I0	I	I,84
15	I	2,53	I1	I	I,79
16	I	2,45	I2	I	I,69
17	I	2,38	I3	I	I,65
18	I	2,19	I4	I	I,50
19	I	2,06	I5	I	I,45
20	3	2,03			
21	4	I,94			
22	I	I,87			
23	I	I,76			
24	I	I,67			
25	I	I,61			
26	I	I,58			

Таблица 41

Рентгенометрическая характеристика отенита

№	1		2	
	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
I	8,10	5	8,32	8
2	5,25	I	5,31	4
3	4,19	3	4,21	6
4	3,59	I	3,62	9
5	3,47	I	3,44	9
6	3,21	2	3,22	4
7	-	-	2,93	3
8	2,60	6	2,62	2
9	2,21	I	2,20	5
10	2,106	6	2,110	4
11	2,031	3	2,043	6
12	I,940	5	I,959	4
13	I,876	I	I,880	2
14	I,762	3	I,765	2
15	I,600	8	I,612	2
16	I,569	I	I,560	6
17	I,527	5	I,532	I
18	I,384	2	I,392	4
19	I,348	2	I,350	I
20	I,194	I _ш	I,160	I
21	I,159	I		
22	I,30	I		

Примечание: I - эталон (Сидоренко, 1960); 2 - Западное Приазовье.

хрупкий, спайность весьма совершенная по {001}. Блеск перламутровый; плотность 3,12 г/см³; $n_g = 1,578$, $n_p = 1,554$, $n_y - n_p = 0,024$.

Рентгенограмма исследуемого отенита идентична эталону и приведена в табл. 4I.

Гидроокислы железа и марганца

Эти минералы приурочены к участкам жил, содержащим пирит, магнетит, гранат.

Гидрогетит - самый распространенный минерал. Образует псевдоморфозы по пириту, магнетиту, гематиту, гранату. Химический состав гидрогетита, развитого по магнетиту (в %): MgO 0,03; FeO 0,57; Al₂O₃ 1,12; Fe₂O₃ 84,28; SiO₂ 2,25; H₂O⁺ 12,02; сумма 100,27.

Кривая нагревания гидрогетита характеризуется эндотермическим максимумом при T = 135°C, отражающим выделение избыточной воды, и эндотермическим максимумом при T = 330°C, который обусловлен разложением моногидрата и переходом его в α-Fe₂O₃.

Псиломелан-вад представляет собой тонкую смесь различных марганцевых минералов, образуется за счет марганецсодержащего граната, развивается по гидрогетиту. Псиломелан-вад наблюдается в виде налетов, рыхлых землистых агрегатов и дендритов. Цвет буровато-черный, черный. Черта коричневатая-черная. Блеск тусклый. Спектральным анализом, кроме марганца и бария, выявлены примеси калия, натрия, алюминия, фосфора, кремнезема.

Карбонаты

Малахит обнаружен в виде тонких пленок и примазок на халькопирите, который окисляется под воздействием углекислых растворов.

Вазобисмутит образует серые землистые и пластинчатые агрегаты за счет висмута. Описание висмутовых минералов дано в работе Ю.Ю.Юрка (1956), выделившего три разновидности карбонатов висмута: 1) плотные агрегаты пепельно-серого цвета с шелковистым блеском, образующие псевдоморфозу по висмутовому минералу, твердость 3,0, плотность 7,76 г/см³; 2) плотные тонкопластинчатые агрегаты буровато-серого цвета с перламутровым блеском, твердость 3-3,5; 3) плотные землисто-черные агрегаты с твердостью 3-3,5, покрытые пятнами светло-зеленой охристой массы, плотность 7,81 г/см³.

Все эти карбонаты висмута наблюдались среди серого кварца и сахаровидного альбита. В ассоциации с ними встречаются реликты измененного цирколита, чешуйки серицита, эпидота. Образование карбонатов висмута связано с окислением висмута, а возможно и самогонного висмута.

Глава IV
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ
ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Выяснение условий образования пегматитов в целом, а также отдельных минералов, слагающих их, относится к важнейшим проблемам, имеющим большой научный и практический интерес. Сотни лет изучаются гранитные пегматиты, и за это время накопилось большое количество работ, освещающих их генезис. К основным дискуссионным вопросам относятся: выяснение участия расплавов и растворов в формировании пегматитов, агрегатное состояние растворов, их плотность, температуры и давления, состав и процессы минералообразования.

А.Е.Ферсман (1940) рассматривает пегматитообразование в общем ходе эволюции магматического процесса и считает, что гранитные пегматиты кристаллизуются в условиях замкнутых систем, отличающихся не только температурами и давлениями, но и определенным комплексом химических элементов. Разбирая ход пегматитового процесса, А.Е.Ферсман специально останавливается на явлениях наложения, инверсии, омоложения, ритмичности, замещения и ассимиляции. Его представления о зарождении пегматитового расплава развили К.А.Власов (1946, 1952, 1955, 1961), А.А.Беус (1950, 1951, 1954), А.И.Гинзбург (1952, 1955), К.К.Бабаев (1961) и др. По К.К.Ландесу (1933), В.Т.Шаллеру (1925) и др., пегматитовый остаточный расплав образует лишь простые пегматиты, состоящие из полевого шпата и кварца. Сложные пегматиты образуются в случае, когда в тело простого пегматита поступают растворы, богатые минерализаторами. При этом происходит замещение полевого шпата с образованием мусковита, берилла, топаза, турмалина, редкоземельных минералов и др. А.Н.Заварицкий (1947) отрицает остаточные пегматитообразующие магмы и считает пегматиты метаморфическими образованиями.

В отличие от генетической схемы А.Е.Ферсмана, в схеме А.Н.Заварицкого вместо остаточного пегматитового расплава указывается остаточный пегматитообразующий раствор. В.Д.Никитин (1952, 1955) связывает формирование пегматитовых тел с процессами перекристаллизации жильных интрузивных пород гранитного состава не только при участии растворов, отделяющихся на месте в самом пегматите, но и

при воздействии постмагматических растворов, идущих от корней очага. Таким образом, весь процесс происходит в открытой системе. В.С.Соболев (1949) признает существование остаточного расплава, предельно насыщенного водой и другими летучими компонентами. Кристаллизация этого расплава с образованием крупнозернистых или графических структур относится к магматической стадии пегматитового процесса. В метасоматическую стадию происходит перекристаллизация пегматитов, а затем образование новых минералов, устойчивых в новых условиях равновесия. В настоящее время условия образования пегматитов рассматриваются с учетом принадлежности их к различным фациям глубинности. Как показали А.И.Гинзбург и Г.Г.Родионов (1960), глубина образования пегматитов - важнейший фактор их разнообразия. Большой фактический материал по изучению слюдяных (Коржинский, 1937; Никитин, 1952, 1955), редкометалльных (Гинзбург, 1955; Власов, 1958; Родионов, 1959; Беус, 1954; Ландес, 1935) и камерных (Соболев, 1949; Ермаков, 1972; Поваренных, 1955; Долгов, 1968) пегматитов показал, что дискуссионность взглядов на их генезис свидетельствует только о различных условиях образования пегматитов на разных глубинах.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

Кроме геологических и минералогических исследований для понимания условий образования пегматитов проведены наблюдения включений в минералах пегматитов и в отдельных минералах метаморфических пород. Это позволило выявить различия в агрегатном состоянии минералообразующих сред и наметить схему стайного развития пегматитов, которая подтверждается данными термолуминесценции кварца.

Материал, подобранный для проведения опытов по гомогенизации и замораживанию включений, соответствует требованиям метода (Ермаков, 1950; Калужный, 1960; Лесняк, 1964; *Richter, Ingerson*, 1954; Цинзерлинг, 1964; и др.), что дает возможность достоверно интерпретировать наблюдаемые явления.

Включения в кварце из различных зон пегматитов

В дографических зонах пегматитов (зоне аплита или аплитовидного гранита) обнаружены первичные раскристаллизованные включения с одним газовым пузырьком (рис. 23, а, б), которые даже при нагревании до температуры 1100°C не удалось гомогенизировать. Находка этих включений может свидетельствовать о магматическом происхождении кварца из аплитовой зоны.

Раннеэпидиоритические включения гомогенизируются при температуре (T_p)

700–720°C в газовую фазу. Количество газа в этих включениях достигает 70–80%. Чаще всего такие высокотемпературные включения не удается гомогенизировать; они взрываются при нагревании до температуры 620–630°C.

В кварце из гранитов и аплитов широко распространены мелкие поздневторичные овальные и трубчатые включения (0,01 мм), расположенные в трещинах. Гомогенизация их идет в жидкую фазу в интервале температур 275–420°C. Кроме того, наблюдаются газопо-жидкие включения с различным соотношением фаз; гомогенизация их происходит в жидкую фазу при температурах от 275 до 80°C.

В зоне графического пегматита удалось обнаружить несколько ультрамикроскопических первичных раскристаллизованных включений, среди которых самое крупное достигает 0,06 мм (рис. 23 в). Полностью гомогенизировать их не удалось, так как при $T = 700\text{--}800^\circ\text{C}$ они взрываются.

Очень редки для кварцевых вростков с индукционной огранкой также вторичные газопо-жидкие включения с $T_r = 700\text{--}720^\circ\text{C}$. В графических пегматитах, претерпевших перекристаллизацию и воздействие гидротермальных растворов, наблюдаются включения, приуроченные к трещинам спайности, зонкам дробления, залеченным трещинкам. Это несомненно эпигенетические поздневторичные включения, гомогенизация которых происходит в жидкую фазу при температурах 100–250 и 300–320°C.

В кварце из мономинеральной зоны кварцевого ядра встречаются единичные первичные включения высокотемпературных растворов, температура гомогенизации которых ($T_r = 710^\circ\text{C}$) может быть принята за нижний температурный предел формирования ранних зон пегматитовых жил.

Более характерны для кварцевого ядра включения, которые гомогенизируются в жидкую фазу при $T_r = 280\text{--}370^\circ\text{C}$, а иногда при $T_r = 480^\circ\text{C}$. Эти включения обычно обладают негативной огранкой, что указывает на значительную активность гидротермальных растворов, сыгравших большую роль в преобразовании и формировании кварцевого ядра. Некоторые из этих включений имеют неправильную дендритовую форму.

Поздневторичные включения размером до 0,2–0,3 мм обладают овальной, изометричной или трубчатой формой. Количество газа в них не превышает 25–30%. Кроме газа и водного раствора, в отдельных включениях наблюдается жидкая углекислота (10–15%). Гомогенизация этих поздневторичных включений происходит в интервале температур 30–200°C.

В алографических зонах пегматитов наряду с редкими первичными включениями ($T_r = 400\text{--}450^\circ\text{C}$) наблюдается большое количество вто-

ричных включений, гомогенизация которых идет в жидкую или газовую фазу при $T_r = 200-300^\circ\text{C}$.

Для кварца пегматоидных и блоковых зон характерно небольшое количество первичных существенно газовых включений с количеством газа 55-65%. Эти включения при нагревании выше $T = 500^\circ\text{C}$ взрываются. Вторичные газовой-жидкие и многофазные включения располагаются по многочисленным трещинам и гомогенизируются в широком интервале температур: у более ранних $T_r = 350-380^\circ\text{C}$, у более поздних $T_r = 90-300$ и 320°C . Гомогенизация обычно идет в жидкую или газовую фазу. Для пегматоидного и блокового кварца очень характерны включения с большим количеством углекислоты. Эти включения не удается гомогенизировать вследствие нарушения их герметичности. Кроме того, среди ранневторичных включений встречаются включения с углекислотой, занимающей до 60% полости. Они гомогенизируются в газовую фазу при $T_r = 500-510^\circ\text{C}$. Плотность углекислоты при этом приблизительно равна $0,60 \text{ г/см}^3$. Количество углекислоты в молярных долях 17-19%. Из диаграммы состояния $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$, по С.Д.Малинину (1959), следует, что давление среды минералообразования при этих условиях достигало 500 атм.

Кварц из кварц-альбитового и кварц-мусковитового комплексов характеризуется жидко-газовыми первичными включениями с $T_r = 250 - 300^\circ\text{C}$, а наиболее поздние друзовые образования кварца содержат первичные включения с $T_r = 100-270^\circ\text{C}$ и вторичные с $T_r = 100-230^\circ\text{C}$.

Включения в других минералах пегматитов

В берилле наиболее высокотемпературные первичные включения (рис. 24, а) гомогенизируются в газовую фазу при $T_r = 380-420^\circ\text{C}$. Ранневторичные газовой-жидкие включения гомогенизируются в жидкую или газовую фазу при температуре $200-350^\circ\text{C}$. Поздневторичные низкотемпературные включения представляют собой сложные включения углекислоты гетерогенного происхождения с температурой гомогенизации 120°C ($P = 493 \text{ атм}$).

Первичные газовой-жидкие и жидко-газовые включения имеют неправильную округлую форму. Части простые формы включений в виде отрицательных кристаллов, которые подобны формам кристаллов-носителей, что свидетельствует в пользу тождественности среды кристаллизации, заключенной в первичных газовой-жидких включениях, и среды кристаллов-носителей (Фекличев, 1964).

Включения в турмалине имеют многогранную трубчатую, реже изометричную форму и ориентированы вдоль главной оси минерала. Наблюдаются также формы отрицательного кристалла. Первичные включения гомогенизируются в жидкую фазу при $T_r = 300-320^\circ\text{C}$. Вторичные включения развиты по трещинам и гомогенизируются при $T_r = 150-200^\circ\text{C}$.

Включения в сподумене представлены ранневторичными включениями с температурой гомогенизации $240-320^{\circ}\text{C}$, гомогенизация их идет в газовую, реже в жидкую фазу. Поздневторичные включения гомогенизируются в жидкую фазу ($T_g = 135-150^{\circ}\text{C}$), первичных включений не обнаружено. В нескольких трехфазных включениях температура гомогенизации газовой фазы 280° , а твердой - 450°C .

Форма включений неправильная, неправильно-округлая, округлая и часто трубчатая.

Включения в апатите очень мелкие. Удалось обнаружить раннепервично-вторичные включения с $T_g = 300-320^{\circ}\text{C}$. Температура декрепитации включений 450°C .

Ж и д к и е в к л ю ч е н и я в к в а р ц е
с и л л и м а н и т а и д и с т е н а
и з м е т а м о р ф и ч е с к и х п о р о д
и п е г м а т и т о в

Характерная особенность включений в минералах метаморфических пород - отсутствие газового пузырька при комнатной температуре (рис. 25, а). Эти включения представляют собой сильно уплотненную жидкость, которая при снижении температуры до комнатной сохраняет внутреннее давление, превышающее давление насыщенного пара углекислоты (парциальное давление) при этих условиях (Долгов, 1968).

В кварце, силиманите и дистене обнаружены три группы включений.

1. Однофазовые серые включения жидкой углекислоты (без газового пузырька) наиболее характерны для кварца из мигматитов и гнейсов.

2. Двухфазовые жидкие включения с характерным соотношением углекислоты и водно-солевого раствора $\mathbb{E}_{\text{CO}_2} : \mathbb{J}_{\text{раств}} = 30:70$.

3. Многофазовые включения ($\mathbb{E}_{\text{CO}_2} + \mathbb{J}_{\text{раств}} + \text{Тв}_{\text{соль}}$).

Многофазовые включения, кроме двух жидкостей, имеют твердую солевую фазу, полное растворение которой происходит при температуре 450°C . Однако большинство включений взрывались при $T = 320^{\circ}\text{C}$. Криометрически установлено, что "газовая" фаза этих включений представляет собой жидкую углекислоту. Двухфазовые жидкие включения довольно редки. Гомогенизация их происходит при температурах $300-320^{\circ}\text{C}$, понижаясь в отдельных образцах кварца до $250-270^{\circ}\text{C}$. При этом либо растворяется углекислота в водно-солевом растворе, либо последний растворяется в углекислоте. Таким образом, температура гомогенизации двух жидких фаз является минимальной температурой их полной смесиности.

Криометрические исследования показали, что во всех случаях пузырек внутри водно-солевого раствора был жидкой углекислотой

(рис. 25, б). Охлаждение почти чисто углекислых включений позволило получить температуру их замерзания от -45 до -57°C . Данные, приведенные в табл. 42 и на рис. 26, позволяют определить удельный объем углекислоты. Удельный объем (плотность) углекислоты в темпе-

Т а б л и ц а 42

Температуры гомогенизации и гетерогенизации
чисто углекислых включений в минералах

Порода	Минерал	Температура, $^{\circ}\text{C}$			Уд. объем, г/см ³
		гетерогенизации	гомогенизации	средняя	
Мигматит	Кварц	-19	-11	-15	1,04
"	"	-46	-23	-35	0,92
"	"	-46	-33	-39,5	0,91
Гнейс	"	-27	-19	-23	0,95
"	Силлиманит	-24	-19	-21,5	0,95
"	"	-33	-23	-28	0,94
Пегматит	"	-32	-22	-27	0,94
"	Дистен	-30	-22	-26	0,94
"	Кварц	-51	-39	-45	0,87
"	"	-13,5	-6,5	-9,5	1,05

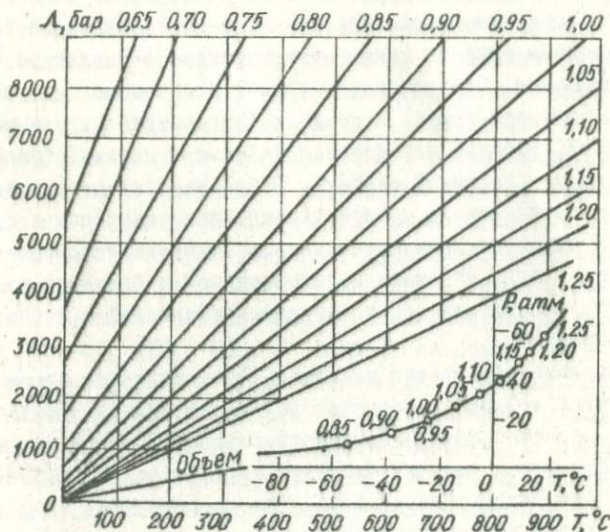


Рис. 26. P-T-диаграмма для чистой углекислоты и диаграмма для определения плотности CO_2 по температурам гетерогенизации - гомогенизации (по Ю.А. Долгову).

ратурном интервале (-15) - (-45)°C равен 0,87-1,04 г/см³; при температуре -9,5°C он составляет 1,05 г/см³. Температурам гомогенизации жидких фаз (300-320°C) соответствуют давления 3000-5000 атм; во включениях с температурой гомогенизации 250-270°C при удельном объеме 1,05 г/см³ давление составляет 2,500 атм.

Исследуемые переуплотненные включения представляют собой растворы, находящиеся в условиях высоких давлений, и характерны только для минералов метаморфических пород. В типичных пегматитовых минералах (берилле, турмалине, апатите, кварце, сподумене), охлажденных до $T = -100^{\circ}\text{C}$, переуплотненных включений не обнаружено.

Обнаруженные метаморфические включения еще раз подтверждают предположения В.С.Соболева (1949) о высокой активности углекислоты в метаморфизирующих растворах.

Сравнение агрегатного состояния минералообразующих растворов пегматитовых минералов и минералов метаморфических пород свидетельствует о различных условиях их образования.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Изложенный в предыдущих главах материал показывает сложность минералогенетических особенностей гранитных пегматитов Западного Приазовья и не позволяет однозначно относить их к образованиям магматического или перекристаллизационно-метасоматического генезиса. Двойственная природа пегматитов выражена в характере их внутреннего строения. Наблюдаемое пестрое, незакономерное распределение ранних (магматических) и поздних (перекристаллизационно-метасоматических) участков или зон необъяснимо с позиций фракционной кристаллизации в закрытой системе. В большинстве пегматитовых тел таких зон магматического происхождения, как аплитовая и графическая, нет; о их существовании свидетельствуют только реликты аплитовых и графических участков в пегматоидной и блоковой зонах. Обычная относительно четкая граница между графической и пегматоидной зоной отсутствует.

Геологические наблюдения показали, что различные объемы пегматоидной и блоковой зон в пегматитовых жилах связаны с образованием трещин, развитие которых вызывает резкое изменение термодинамических параметров и создает благоприятные условия для процессов перекристаллизации и метасоматоза. Так, в аплитовых и гранитных жилах, в которых не развиваются трещины, зональности нет, их первичные структуры и текстуры остаются неизменными. В случае интенсивного образования трещин перекристаллизация аплитов и других протопегматитовых тел приводит к значительной или полной веществ-

венной дифференциации, с превращением аплитовой жилы в пегматитовую. На примере пегматитовых жил Западного Приазовья хорошо устанавливаются переходы от протопегматитовых тел к пегматитам, полностью дифференцированным при перекристаллизации. О внедрении расплава, давшего протопегматитовые тела (жильных гранитов, аплитов и соответствующих им краевых зон и пегматитов), свидетельствуют резкие "припаивные" интрузивные контакты с вмещающими породами, неизмененные или слабо измененные реликты этих пород, а также находки высокотемпературных раскристаллизованных включений. Кроме того, устанавливается значительное динамическое воздействие аплитовых и пегматитовых жил на вмещающие породы (характерные обнажения наблюдаются по р. Обиточной у с. Андреевки, по р. Берде у сел Новосолдатского, Радионовки и др.). Однако в сложных полизональных пегматитовых телах краевые аплитовые зоны в большинстве случаев не имеют признаков внедрения, а внутрипегматитовые прожилки аплита, за редким исключением, характеризуются постепенными переходами к соседним зонам.

По включениям в кварце только аплитовую и графическую зоны можно считать сформировавшимися из расплава, хотя более характерными для ихтиоглиптов кварца являются газовой-жидкие включения с различными температурами гомогенизации. Кварц из пегматоидных, блоковых, апографических зон и кварцевого ядра не имеет включений расплава, а самые высокотемпературные газовой-жидкие включения показывают $T_r = 600-710^\circ\text{C}$. Эти температуры, близкие к возможной температуре кристаллизации гранитного расплава, позволяют предположить, что наибольшие масштабы перекристаллизации микроклина и кварца относятся к ранним стадиям формирования пегматитов. Объективным свидетельством формирования апографических, пегматоидных, блоковых зон и большей части кварцевого ядра пегматитов из газовых и жидких растворов является большое количество первичных и ранневторичных включений в кварце, берилле, турмалине, сподумене, гомогенизация которых при нагревании происходит в газовую или жидкую фазу. Видимо, высокая "агрессивность" пневматолитовых растворов, обогащенных Li , Cl , SiF_6 , VO_3 , F и др., по отношению к полевым шпатам и кварцу привела к перекристаллизации аплитовых, гранитных и других близких по составу пород. Поэтому во всех пегматитовых телах обнаруживаются признаки перекристаллизации; 1) неясные расплывчатые контакты между зонами; 2) идентичность их основного минерального состава; 3) своеобразные сегрегационно-метасоматические (апографические) структуры; 4) реликты протопегматитовых пород в пегматоидной и блоковой зонах; 5) постоянное наличие вторичных метасоматических минералов наряду с первичными.

Отображением сложных генетических взаимоотношений минералов в

пегматитовых телах являются структуры пород и минеральные ассоциации. Так, наряду с широко развитыми сегрегационно-метасоматическими структурами, возникающими при перекристаллизации аплитов и первичных письменных гранитов или в результате метасоматического замещения одних минералов другими, наблюдаются типично эвтектоидные графические и аплитовые структуры, образовавшиеся при одновременной кристаллизации минералов. Этот факт свидетельствует о полигенном характере зон и минералов их слагающих. В зависимости от времени и условий образования можно выделить три парагенетические группы минеральных разновидностей: 1) продукты магматической кристаллизации; 2) продукты кристаллизации и перекристаллизации под влиянием пневматолитово-гидротермальных растворов; 3) продукты гидротермально-гипергенных изменений.

Многие пороодообразующие и редкометалльные минералы попадают одновременно в несколько выделённых групп, участвуя в строении нескольких структурно-минералогических зон. Так, микроклин наблюдается в краевых зонах пегматитов в виде неправильно изометричных, овальных и удлинённо-таблитчатых зерен, иногда встречаются порфирометасомы нерешетчатого микроклина с типичными неровными ограничениями.

В пегматоидной, блоковой или полевошпатовой зонах микроклин образует крупные неправильные кристаллы-блоки, а по трещинам развивается поздний мелкозернистый микроклин (рис. 27).

Генетические взаимоотношения микроклина с другими минералами показали, что, хотя это один из ранних минералов, он может образовываться и позднее многих из них. Наблюдается замещение и пересечение микроклином кварца, альбита, раннего микроклина, колумбита и др. Следовательно, образование микроклина связано не только с кристаллизацией, но и с перекристаллизацией и замещением.

Кварцевые обособления в пегматоидной зоне и кварцевые ядра слагаются разновозрастным и генетически разнородным кварцем. Альбит в краевых зонах представлен пертитовыми вростками или идиоморфными зёрнами, а в пегматоидных зонах — это зернистые, сахаровидные массы или таблитчатые друзы клевеландита. Альбит чаще всего пересекает или замещает микроклин, кварц, приазовит и многие другие минералы (рис. 28), хотя наблюдаются случаи, когда он сам замещается или пересекается кварцем (рис. 29), микроклином, поздним альбитом (рис. 30). Кроме того, иногда на стенках трещин или пустот нарастают друзы клевеландита, что свидетельствует о кристаллизации этого минерала из раствора. Слюда (мусковит и биотит) также развиты во всех зонах. В зонах аплита, аплитовидного или графического гранита они развиваются по трещинам в полевых шпатах в виде розеток или мелкочешуйчатых скоплений. Пегматоидная и блоковая зоны

содержат крупные пластины, пачки, лейсты слюды между кристаллами полевого шпата и кварца. Мусковит широко развит в этих зонах по полевым шпатам, а также в виде розеток, щеток и каемок вокруг турмалина, ганита или колумбита (рис.31). Крупные пластины биотита часто скапливаются по трещинам в кварцевом ядре. Основная масса редкометалльных минералов пространственно связана с альбитовыми зонами (рис. 32).

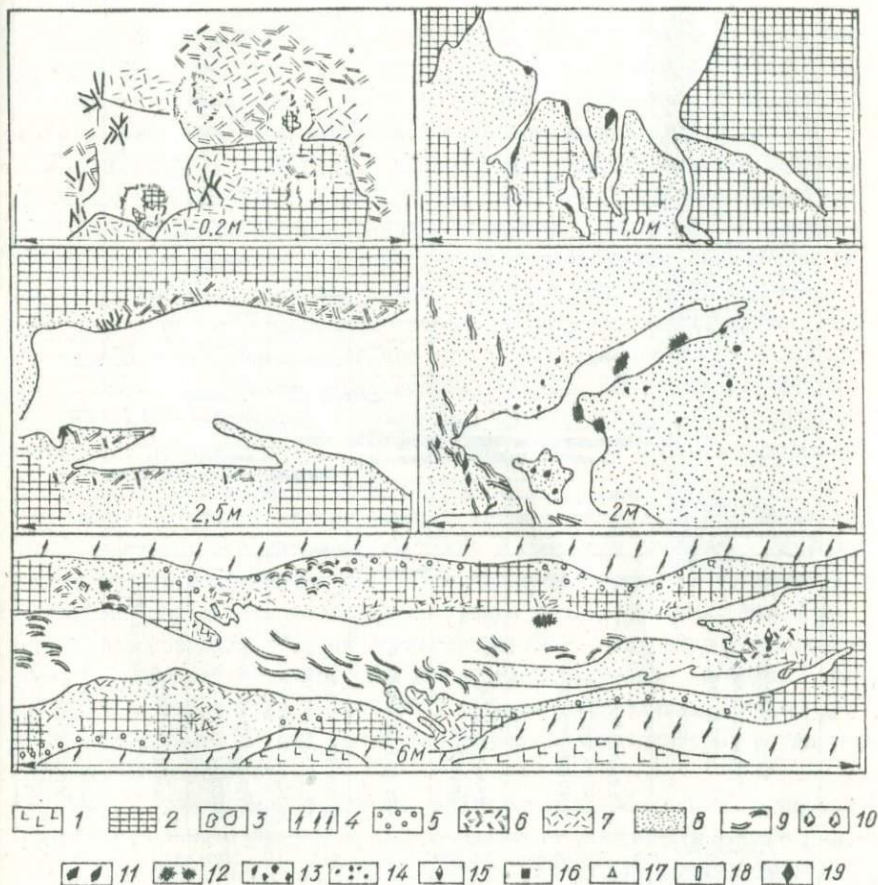


Рис.32. Взаимоотношения минералов в пегматитах:

1 - пегматит с графической структурой; 2 - микроклин; 3 - блоки кварца; 4 - пегматит с апографической структурой; 5 - грубозернистый альбит; 6 - мусковит; 7 - клевеландит; 8 - сахаровидный альбит; 9 - биотит; 10 - берилл; 11 - колумбит, танталит; 12 - альмобеталит (приазовит); 13 - гранат; 14 - монацит; 15 - базовискуптит; 16 - ганит; 17 - гебронит; 18 - самарскит; 19 - приорит.

Меньшее количество редкометалльных минералов ассоциирует с зонами ослиденения и наименьшая роль в редкометалльном оруденении принадлежит кварц-микроклиновым зонам с пегматоидной и блоковой структурами. Такое размещение редкометалльной минерализации связано как с гидротермальной, так и с пневматолитовой переработкой пород. В высокотемпературных пневматолитовых процессах наиболее вероятной формой переноса будут калиевые редкометалльные, карбонатно-фторидные комплексы, а в низкотемпературных гидротермальных процессах - натриевые.

Изучение включений в пегматитовых минералах позволило выяснить агрегатное состояние минералообразующих сред, наметить температурные границы этапов минералообразования и разграничить зоны (агрегаты), связанные с магматической кристаллизацией из расплава от зон (агрегатов), связанных с пневматолито-гидротермальным метаморфизмом и перекристаллизацией. Кроме того, особенности агрегатного состояния включений в минералах пегматитов и вмещающих метаморфических пород, фазовые переходы внутри включений при нагревании и охлаждении, закономерности гомогенизации и вычисленные значения давлений дают возможность прежде всего сделать вывод о том, что время и условия образования пегматитов и вмещающих пород различны, хотя они и связаны пространственно. Не вызывает сомнений генетическая связь пегматитов с гранитами, на что указывает расположение отдельных пегматитовых жил в гранитах, сходство их основных минеральных составов, абсолютный возраст.

Внедрение гранитных интрузий, а также генетически связанных с ними аплитовых и аплит-гранитных жил в смятую в складки гнейсо-мигматитовую толщу можно считать началом формирования пегматитов. В случае неоднократного развития трещин как в гранитах, так и во вмещающих породах, в связи с концентрацией в них летучих компонентов, происходят частичное плавление, кристаллизация, а затем при пониженных температурах (600-300°C) перекристаллизация и формирование различных зон под действием только пневматолитовых и гидротермальных растворов.

Таким образом, на основании геологических наблюдений, минералогических данных и результатов исследования включений можно наметить несколько этапов и стадий в формировании пегматитов (табл. 43).

Этап магматической кристаллизации ($T = 1100 - 710^{\circ}\text{C}$)

Первая стадия (Na - Ca). С этой стадией связано образование аплитовой оторочки или зоны аплитовидного гранита кварц-олигоклазового состава, а также биотитовых, турмалин-биотитовых оторочек в экзоконтакте пегматитовых тел. Небольшое количество таких минералов, как апатит, гранат, роговая обманка и другие, свидетельствует об

обогащении эндоконтактовой зоны железом, магнием, кальцием за счет ассимиляции боковых пород.

Вторая стадия (К-I). В эту стадию кристаллизовались кварц-микроклиновые зоны с аплитовидной и графической структурами. В отдельных случаях эвтектическая кристаллизация заканчивалась образованием кварцевого ядра.

Этап пневматолито-гидротермальной перекристаллизации и метасоматоза ($T = 600 - 100^{\circ}C$)

Третья стадия (К-II). В эту стадию происходит формирование пегматитовидных и блоковых зон, возникают сегрегационно-метасоматические (апографические) структуры и продолжается образование кварцевых ядер. При этом кварц претерпевает инверсионный $\alpha - \beta$ -переход, сопровождающийся интенсивным образованием трещин.

Четвертая стадия (B-Si). Образуется кварц-турмалиновый агрегат, что обусловлено понижением щелочности раствора. Микроклин замещается турмалином и кварцем, что сопровождается также образованием неправильных графических структур. Стадия борового метасоматоза свидетельствует об активной роли бора и о перерыве в образовании щелочных минералов, а следовательно, и изменении pH раствора. Последнее способствует выделению берилла первой генерации.

Пятая стадия (Na - I). В эту стадию завершается образование кварцевого ядра. Вследствие различных коэффициентов сжатия и расширения породообразующих минералов возникают трещины, по которым проникают существенно натриевые растворы. При этом происходит замещение микроклина олигоклаз-альбитом, клевеландитом и слюдами. Одновременно с грубозернистым альбитом и клевеландитом образуются амблигонит, тантало-ниобаты, монацит и др. Кристаллизация альбита привела к понижению щелочности раствора и обусловила образование кварца, берилла второй генерации, апатита.

Шестая стадия (K-III) характеризуется растворением и замещением калиевых полевых шпатов. После выпадения кварца, апатита и берилла щелочность раствора повышается и затем образуется мусковит, а в экзоконтакте биотит. Это в свою очередь понижает щелочность раствора и в нейтральной или слабощелочной среде кристаллизуются колумбит-танталит, игольчатый турмалин, гранат и др.

Выпадение щелочей из раствора снова приводит к выделению кварцев, а также к образованию сульфидов, гидрослюд, гематита и др.

Седьмая стадия (Na - II). В эту стадию образуется мелкозернистый сахаровидный альбит. При этом претерпевают изменения не только пегматиты, но и вмещающие породы. Такая поздняя альбитизация приурочена к зонам экзо- и эндоконтакта пегматитов, к системам трещин, секущих неальбитизированные и ранее альбитизированные участки, которые приобретают мелкозернистую и реликтовую текстуру.

Этап гидротермально-гипергенный ($T = 200 - 300^{\circ}\text{C}$)

С этим этапом связан рост мелких кристаллов позднего кварца в пустотах и трещинах. Образуются карбонаты, вторичные урановые минералы, гидроокислы железа и марганца. Завершается этап появлением глинистых минералов, образовавшихся за счет полевых шпатов, слюды и сподумена.

Установленные в результате проведенных исследований этапы и стадии минералообразования в пегматитах Западного Приазовья генетически тесно связаны друг с другом, а также с процессами становления гранитов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АКЦЕССОРНОЙ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Минеральный состав и закономерности внутреннего строения пегматитов определяются как исходным составом расплава-раствора, так и геологическими условиями формирования пегматитовых жил, и в первую очередь различной удаленностью от магматических очагов, разрядкой тектонических напряжений в период их становления и характером вмещающих пород.

Для минерального состава пегматитов Западного Приазовья характерны черты как керамических, так и редкометалльных пегматитов. Крайне неравномерное распределение аксессуарной редкометалльной минерализации связано с локальным характером зональности пегматитовых жил. Так, зоны, сложенные аплитом, аплитовидным гранитом, графическим пегматитом, а также самостоятельные аплитовые, аплит-графические и гранитовые жилы обычно безрудные.

Наиболее благоприятны в отношении нахождения редкометалльных минералов альбитизированные участки (зоны) с пегматоидной и блоковой структурами. Аксессуарная редкометалльная минерализация наблюдается исключительно в жилах с крупнопегматоидным, блоковым строением; в них наиболее полно проявились перекристаллизационная вещественная дифференциация и процессы метасоматоза (альбитизация, мусковитизация, окварцевание).

Пегматиты со слабо развитыми пегматоидными зонами не несут следов поздней минерализации. В них изредка встречаются монацит и циртолит. Обычно эти минералы, а также берилл наблюдаются в альбитизированном микроклине у зоны кварцевого ядра вместе с тантало-ниобатами. Кроме того, монацит, циртолит, ксенотим и берилл отмечаются в зоне крупнопластинчатого мусковита, а также в кварцевом ядре.

Наибольшая концентрация всех аксессуарных минералов редких эле-

ментов приурочена к зонам разнозернистого альбита и мелкозернистого микроклина, развитым, как правило, вокруг кварцевых ядер. Пегматит этих зон имеет розовато-белую окраску, мелкозернистое сахаровидное строение и содержит реликты незамещенного микроклина среди новообразований кварца, мусковита, альбита и микроклина. На этих участках пегматита альбит составляет 25-85, микроклин - 5-28, кварц - 4-42 и мусковит - 5-7%.

Для аксессуарных урансодержащих тантало-ниобатов - приорита, самарскита, гидросамарскита - в некоторых случаях отмечается пространственная связь с зонами нарушений и трещиноватости. При этом выделения редких минералов приурочены к узким участкам альбитизированного микроклина, расположенным между прожилками биотита или непосредственно в биотите.

Характерна также ассоциация приазовита, эльсвортита, гидросамарскита и самарскита с кварцем, который приобретает густую неравномерную дымчатую окраску вокруг обособлений этих минералов. Таким образом, наличие дымчатого кварца в пегматитовых жилах указывает на возможность нахождения в них радиоактивных минералов. Кроме того, косвенным указанием на возможность нахождения редкометалльных минералов в пегматитах является наличие крупнопластинчатого мусковита на контакте пегматоидной и блоковой зон, развитие разнозернистого альбита и мелкозернистого позднего микроклина.

Литологический поисковый признак пегматитов - приуроченность их к участкам разрывов, проходящих через породы с повышенной основностью. Например, пегматиты Зеленой Могилы приурочены к амфиболитам, амфибол-биотитовым гнейсам, относящимся к дозоватской серии, пегматиты б.Большого Лагеря - к массивам диоритов обиточненского комплекса, а многочисленные мелкие пегматитовые жилы - к телам метабазитов, залегающим в разрывных зонах.

Наиболее перспективны участки пересечения древними разрывами антиклинальных структур. Повсеместно отмечается приуроченность пегматитовых жил к флексурам или зонам разрывов (Зеленая Могила, с.Блиссевка; р.Сысыкулак; села Долинское, Еленовка и др.). Крупные жилы б.Большого Лагеря также приурочены к разрыву северо-восточного простирания.

В размещении редких элементов намечается общая закономерность. Высокотемпературные ортитовые граниты, залегающие в ядре антиклинория, содержат цериевые земли; пегматиты с танталом, ниобием и бериллием расположены на крыльях антиклинория и наиболее удалены от массивов ортитовых гранитов; низкотемпературные пегматиты характеризуются аксессуарной литиевой минерализацией.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Александров В.Б., Пятенко Ю.А. Рентгенометрические исследования некоторых метамиктных титанониобатов. - ДАН СССР, 1959, т. 124, № 1.
- Бабаев К.Д. Гранитные пегматиты Средней Азии. - Тр. САИГиМС, 1961, вып. 1.
- Бабаев К.К. Гранитные пегматиты Средней Азии (Внутреннее строение и морфология). Ташкент, 1960.
- Байраков В.В. Перша знахідка власне холмкістітрової породи в СРСР. - ДАН УРСР, сер. Б, 1968, 4.
- Бакуменко И.Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. I. М., "Наука", 1968.
- Барсанов Г.П. Ампагабейт из Елисеевского месторождения (УССР). ДАН СССР, 1945, т. 48, № 2.
- Барсанов Г.П. Структурные особенности строения метамиктных ниобиталов. - Тр. Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Барсанов Г.П., Гурьева Э.Я. О значении и методах исследования превращений природного кварца. - Тр. Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15.
- Баженова Л.Н. О ганите из пегматитов Западного Приазовья. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955а, № 9.
- Баженова Л.Н. О микроклине из пегматитов Западного Приазовья. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955б, № 9.
- Баженова Л.Н. К вопросу о генезисе пегматитов Западного Приазовья. - Изв. Киевск. политехн. ин-та, 1957, т. XXVII.
- Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 24.
- Беус А.А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. - ДАН СССР, нов. серия, 1954, т. 97, вып. I.
- Беус А.А. Геохимия бериллия. - Геохимия, 1956, № 5.
- Беус А.А. О положении щелочных металлов в структуре берилла. - Геохимия, 1959, № 3.
- Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Беус А.А. О механизме образования идиоморфных кристаллов редкометалльных минералов в процессах замещения. - Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 7.
- Беус А.А., Залашкова Н.Е. О генезисе натриевой модификации берилла в гранитных пегматитах. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10.
- Беус А.А. Об эволюции химического состава высокотемпературных постмагматических растворов. - Тр. конференции "Проблемы постмагматического рудообразования", т. I. Прага, 1965.
- Беус А.А., Соболев Е.П., Диков Ю.П. К геохимической истории бериллия в процессах высокотемпературного послемагматического минералообразования. - Геохимия, 1961, № 3.
- Беус А.А., Соболев Е.П. О галлоидном переносе элементов в эндогенных процессах. - В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Борисенко С.Т., Левшин А.Я., Царовский В.Д. Разломная тектоника Приазовья в связи с перестроением. - В кн.: Металло-

- генезиса докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Василенко В.Б., Головин А.А., Лысаков В.С. О возможности расширения термической истории кварца методом термолюминесценции. - ДАН СССР, 1966, т. 170, № 6.
- Власов К.А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Власов К.А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
- Власов К.А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. - В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М. "Недра", 1956.
- Власов К.А. О генезисе пегматитов. - В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., "Недра", 1965.
- Гецева Р.В., Савельева К.Т. Руководство по определению урановых минералов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Геология СССР, т. У. М. "Недра", 1958.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. П. М., "Наука", 1964.
- Гинзбург А.И. К вопросу о химическом составе берилла. - Тр. Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7.
- Гинзбург А.И. Пневматолито-гидротермальные месторождения берилла. - В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 4. М., "Наука", 1959.
- Гинзбург А.И. Геохимические особенности пегматитового процесса. - В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. - Геология рудных месторождений, 1960, № 1.
- Гинзбург А.И. и др. О химическом составе кубических титано-тантало-ниобатов. - Геохимия, 1958, № 5.
- Гинзбург А.И. и др. О химическом составе тетрагональных тантало-ниобатов. - Геохимия, 1960, № 1.
- Горжевская С.А., Сидоренко Г.А. - В кн.: Геология месторождений редких элементов (титано-тантало-ниобаты, П), вып. 23. М., "Недра", 1964.
- Григорьев Д.П. Закономерности сращения самарскита-колумбита с Ильменских Гор. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1945, ч. 74, № 1.
- Григорьев Д.П. Перекристаллизация минералов. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1956, № 2.
- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Двойченко П.А. Геологічні спостереження та дослідження родовищ корисних копалин Таврії в області Української кристалічної смуги літом 1926 р. - Вісн. Укр. від. Геолкому, 1924, № 5.
- Джунь В.С. Нові дані до характеристики приазовіту. - ДАН УРСР, 1963, № 10.
- Доморацкий Н.А. Кислые жильные породы Среднего Приазовья. - Науч. зап. Днепропетров. ун-та, 1941, т. 27, вып. 2.
- Доморацкий Н.А. К вопросу классификации и генезиса кислых жильных пород южной части Украинской кристаллической полосы. - Изв. Днепропетров. Горн. ин-та, 1957, т. 29.
- Долгов Ю.А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1963.
- Долгов Ю.А. Термодинамические особенности формирования гранитных камерных пегматитов. Автореф. док. дис. М., 1968.
- Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. ун-та, 1950.
- Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра", 1972.
- Есялчук К.Э. Гнейсо-мігматитовий комплекс Західного Приазов'я. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій, т. І. Київ, "Наукова думка", 1972.

Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. - Зап.Все-совз. мин. об-ва, 1947, № I.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Захарченко А.И. О физико-химических условиях в процессах формирования гранитных пегматитов (по данным экспериментальных исследований). - Геохимия, 1964, № II.

Гвантишан С.М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.

Иванушко А.И. Полигенные и анатектические гранитоиды докембрия Западного Приазовья. - В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1966а.

Иванушко А.С. Структурно-петрологическая характеристика магматических пород докембрия Обской (Западное Приазовье). - В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1966.

Иванушко О.С. Про послідовність тектонічних перемішень по лінеаментах в західній частині Приазовського блоку. - ДАН УРСР, сер. Б, 1967, № 6.

Каджний В.А. Методи вивчення багатофазових включень у мінералах. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.

Камерон Е.Н. и др. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ, 1961.

Комков А.И. О минералах серии эвксенит - поликраз и приорит - блонстрадин. - ДАН СССР, 1959, т.126, № 23.

Коньков Г.Г., Подуновский Р.М. Особенности картирования и литолого-стратиграфического изучения метаморфических комплексов Центрального Приазовья. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра", 1967.

Костин Н.Е., Петрова Е.А., Сидоренко Г.А. О приорите из одного месторождения Восточной Сибири. - Геология месторождений редких элементов, 1959, вып. 9.

Коржинский Д.С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. - В кн.: Слюда СССР. Изд. ЦНИГРИ, 1937.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательности реакций при постмагматических процессах. - Геохимия, 1956, № 7.

Коржинский Д.С. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР, 1958.

Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. - Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.

Кузнецов В.И. Связь пегматитов с развитием трещин во вмещающих породах на примере одного месторождения. - Науч.Зап.Львовск.политехн.ин-та, 1955, вып. 28, № 5.

Кузьменко В.И. Петрово-Гнутовское месторождение. - Сов. геология, 1946, № 2.

Ладиева В.Д. Докембрий района Студынево-Зеленовка. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, "Наукова думка", 1965.

Лазаренко Е.К. О гидрослюдах глинистых образований. - Мин.об. Львовск.об-ва, 1949, № 3.

Лазаренко Е.К. Курс мінералогії, ч.П. Вид-во Львівськ.ун-ту, 1960.

Лазаренко Е.К., Лазько Е.М., Пизнур Д.В. К вопросу о пневматолитовых процессах минералообразования и о пневматолитовых месторождениях. - Тр. конференции "Проблемы постмагматического рудообразования", т. I. Прага, 1965.

- Лазько Е.М. К характеристике кварцеобразующих растворов. - Тр. ВНИИМ, 1957, т. I, вып. 2.
- Леселера С.И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лемлейн Г.Г. Классификация жидких включений в минералах. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1959, ч.88, вып.2.
- Лесняк В.Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Изд-во Львовск. ун-та, 1964.
- Литовченко Е.И. Акцессорный тапиолит из пегматитов УКЩ. - Мин. об. Львовск. геол. об-ва, 1965, № 20.
- Литовченко Е.И. О находке акцессорных литиевых минералов в пегматитах Украины. - В кн.: Полезные ископаемые Украины (тез. докл. молодых геологов Украины). Киев, "Наукова думка", 1966.
- Литовченко Е.И., Долгов Ю.А. Особенности генезиса гранитных пегматитов Западного Приазовья УКЩ. Тез. докл. Ш Всесоюз. совещ. по геотермометрии. М., 1968.
- Лущицкий В.И. та ін. Петрологія Українського кристалічного масиву. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947.
- Лущик Ч.Б. К теории термического высвечивания. - ДАН СССР, 1955, т. 101, № 4.
- Марбуни А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологические распределения (Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 78), М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Малинин С.Д. Система $H_2O - CO_2$ при высоких температурах и давлениях. - Геохимия, 1959, № 3.
- Марченко Е.Я., Горошников Б.И., Бойчук М.Д. Закономерности размещения пегматитов Приазовья. - Тр. Всесоюз. конф. по закономерностям размещения полезных ископаемых. М., "Наука", вып. 3, 1960, т. I. Минералы (справочник), т. П. М., Изд-во АН СССР, 1967.
- Мельников Ф.М. Криометрический метод исследований образцов минералообразующей среды. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. П. М., "Наука", 1968.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мишарев Д.Т. и др. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. - Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1960, т. 31.
- Наумов В.Б., Малинин С.Д. Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям. - Геохимия, 1968, № 4.
- Никитин В.Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1949, ч. 78, вып. 3.
- Никитин В.Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1950, т. 72, вып. 4.
- Никитин В.Д. Процесс перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. - Зап. Ленинградск. горн. ин-та, 1952, т. XXII, вып. 2.
- Никитин В.Д. К теории генезиса пегматитов. - Зап. Ленинградск. горн. ин-та, 1955, т. XXX, вып. 2.
- Николаев В.А. О процессе отделения летучих соединений из магмы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5.
- Николаев В.А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов на этапах глубинного магматического процесса. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных местор. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Поваренных А.С. О некоторых основных вопросах кристаллохимии и их понимании в минералогии. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 4.
- Поваренных А.С. К вопросу о сущности метамиктного распада минералов. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1956, ч. 85, № 4.
- Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, "Наукова думка", 1966.
- Пунина Ю.О. Перекристаллизация с укрупнением зерна в волном растворе. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 3.

- Пятенко Ю.А. О кристаллохимии и некоторых особенностях минералов группы пирохлора. - Кристаллохимия, 1959, т. IV, вып. 2.
- Пятницкий П.П. - О кристаллических сланцах Бердянского уезда Таврической губернии. - Горно-заводск. листок, 1897, № 2-3.
- Родионов Г.Г. Типы слюдonoсных пегматитовых тел и их промышленная оценка. - Тр. ВМС (нов. серия), 1959, вып. 4.
- Рудовская Л.П. Циртолиты из гранитных пегматитов Северо-Западного Беломорья. - Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 8.
- Сагайдак Г.Г. Пегматиты Середнього Приазовья. - В кн.: Корисні копалини УРСР, ч. П. Київ, Вид-во АН УРСР, 1936.
- Самсонова Н.С. О холмквастите из Тувы. - ДАН СССР, 1960, т. 132, № 4.
- Савич-Заболотский К.Н. Геологические исследования в западной части Мариупольского округа летом 1928. - Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 43.
- Семеновко Н.П. Гранитные пегматиты Украины. - Геол. журн., 1940, т. VI, вып. 4.
- Семеновко М.П. Генезис родовищ мусковитовых пегматитов. - Геол. журн., 1948, т. IX, вып. 1-2.
- Семеновко Н.П. Стратиграфия Украинского кристаллического массива и история его формирования. - Изв. АН СССР, геол. серия, 1951, № 1.
- Семеновко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М., "Наука", 1963.
- Сидоренко Г.А. Рентгенографическое изучение природных окислов. - Геохимия, 1958, № 1.
- Сидоренко Г.А. Рентгенографический определитель урановых и ураносодержащих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Слишко М.М. Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР. Изд-во Львовск. ун-та, 1955.
- Собакарь Г.Т. Глубинная тектоника Приазовского массива. Киев, "Наукова думка", 1964.
- Соболев В.С. Введение в минералогия силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В.С. и др. Високотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов. - ДАН СССР, 1964, т. 157, № 2.
- Соболева М.В., Пуловкина И.А. Минералы урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Солодов Н.А. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов. - В кн.: Редкие элементы в пегматитах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 8.
- Соседко Т.А. Изменение структуры и свойств в бериллах с повышенным содержанием щелочей. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1937, ч. 86, вып. 4.
- Танатар И.И. Петрографическое исследование Бердянского уезда. - Бюл. Екатериновск. горн. ян-та, 1911.
- Такепоучи С., Кеннеди Дж.К. Бинарная система $H_2O - CO_2$ при высоких температурах и давлениях. - В кн.: Термодинамика пбстмагматических процессов. М., ИЛ, 1968.
- Тимченко Т.И. Процессы изменения берилла в пегматитах Восточного Забайкалья. - Тр. Мин. музея АН СССР, 1954, вып. 9.
- Труфанов В.Н. Минералогия и термодинамика хрустальных полостей гранитных пегматитов. Изд-во Ростовск. ун-та, 1969.
- Усенко І.С. Стратиграфія кристалічних порід Західного Приазов'я. - Геол. журн. 1952, т. XII, вип. 2.
- Усенко І.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960а.
- Усенко І.С. Граниты Украинского кристаллического щита. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960б.
- Усенко І.С. Магматические формации Украинского щита. - Тр. Ш Всесоюз. петрогр. совещ., 1964.
- Устиев В.К. "Гесбронит" - минерал из группы амблигонита с р. Яны. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1945, ч. 74, вып. 2.

- Фекличев В.Г. О химическом составе минералов группы берилла, характере изоморфизма и положении в кристаллической структуре главных примесей. - Геохимия, 1963, № 4.
- Фекличев В.Г. Берилл - морфология, состав и структура кристаллов. М., "Наука", 1964.
- Ферсман А.Е. Пегматиты, т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Ферсман А.Е. Избранные труды, том VI. Изд. АН СССР, 1960.
- Франк-Каменецкий В.А. По поводу дискуссии о положении щелочных металлов в структуре берилла. - Геохимия, 1959, вып. 7.
- Фрейвальд Д.А. Месторождения слюды близ с. Андреевки Андреевского р-на Мариупольского округа. - Вест. Геолкомитета, 1927, № 5.
- Царовский И.Д., Чернышкова Л.Б. Морфология и внутреннее строение пегматитов. - В кн.: Шезоокварцевые пегматиты Волны. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
- Цинзерлинг Б.В. О каналах в кварце. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1964, сер. II, ч. 93, вып. 3.
- Цуканов В.О., Есипчук К.Ю. Розривні структури докембрійського фундаменту Західного Приазов'я. - Геол. журн., 1970, т. 30, вип. I.
- Цуканов В.О., Есипчук К.Ю. Магматичні комплекси Західного Приазов'я. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій, т. I. Київ, "Наукова думка", 1972.
- Чернышкова Л.П. Геологические особенности пегматитов Волны, их морфология и внутреннее строение. - Тр. ВНИИП, 1957, т. I, вып. I.
- Червинский П.П. Средний химический состав главных минералов изверженных пород и метеоритов. - Изв. Донского политехн. ин-та, 1928, т. XI.
- Чиринский П.Н. Фациальные химико-минералогические различия в составе крупнозернистых и графических гранит-пегматитовых пород и гранит-аплитов. - В кн.: Вопросы геологии Азии, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шавло С.Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
- Шаллер В.Г. Пегматиты. - В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. ИЛ, 1937.
- Шевченко Е.В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. - Изд-во Львовск. ун-та, 1951.
- Эйноор О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрій Западного Приазов'я. Изд-во Кіевск. ун-та, 1971.
- Юрк Ю.Ю. Граніт у пегматитах Західного Приазов'я. - Геол. журн., 1939, т. VI, вип. 3.
- Юрк Ю.Ю. Приазовит - новый минерал. - ДАН УССР, 1941, № 3.
- Юрк Ю.Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Юрк Ю.Ю. Гранитные пегматиты Украины как база полевошпатового сырья. - В кн.: Вопросы развития сырьевой базы полевого шпата в УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф. Турмалин из пегматитов с. Дереевки. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № I.
- Юрк Ю.Ю., Рябоконь С.М., Шнюков Е.Ф. Турмалин Украинского кристаллического щита. - В кн.: Матеріали з мінералогії України. Київ, "Наукова думка", 1960.
- Юрк и др. Гранитоидные породы Приазовья. Киев, "Наукова думка", 1964.
- Яковлева М.Е. Процесс изменения берилла. - Тр. Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
- Berman J. Identification of metamict minerals by X-ray diffraction. - Amer. mineralogist, 1955, 40, No. 910.
- Bragg W.L. Atomic structure of minerals. 1937.
- Goldschmidt H. An X-ray investigation of system between niobium pentoxide and certain additional oxides. - Metallurgia, 1960, vol. 62, No. 379.
- Goranson R.W. The solubility of water in granitic magmas. - Amer. Journ. Sci., 5-th, ser., 1931, vol. 22.

- Goranson R.W. Some notes on the melting of granite. Amer. Journ. Sci., 1932, 23.
- Hurlbut C.S. Bikitaite, Li, Al, Si₂O₆, H₂O, a new mineral from Southern Rhodesia. - Amer. Mineralogist, 1957, vol. 42, No. 11-12.
- Jahns R.H. The genesis of pegmatites. Occurrence and origin of giant crystals. - Amer. Miner. 1953, vol. 38, No. 7-8.
- Jahns R.H., Burnham C.W. Preliminary results from experimental melting and crystallization of harding. New Mexico, pegmatite, - Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68.
- Landes K.K. Colorado pegmatites. - Amer. Mineralogist, 1935, vol. 20.
- Lacroix A. Sur un groupe des niobotantalates cibles, radioactifs, des pegmatites du Vakinankaratra - Bull. Soc. Franc. mineral., 1912, No. 2.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar. T. 1-3. Paris. 1922.
- Penfield S.L. On the occurrence of alkalies in beryl. - Amer. Sci., 1884, vol. 28.
- Prior G.T., Zambonini E. On struverite and its relation to ilmenorutile. - Mineral. Mag. 1908, 15, No. 68.
- Richter D.H., Ingerson E. Some considerations regarding liquid inclusions as geologic thermometers. - Econ. Geol., 1954, vol. 49, No. 7.
- Shaller W. Origin of graphic granite. - Amer. Mineralogist, v. II, 1926.
- Simpson F.S. On tapiolite in the pilbora Goldfield, Western Australia. - Mineral. Mag., 1917, 18, No. 84.
- Strunz H. Systematic und struktur der Silicate. L.- Kristallogr., 1937, 98, H-I.
- Strunz H. Mineralogische tabellen. Leipzig, 1949.
- Strunz H. Isotopic Leifit - Karpins - tiit - Neues Jahrb. Mineral. monats., 1957, H. 5.
- Tuttee O.F., Wyllie P.J. Hydrothermal studies in the system NaAlSi₃O₈ (albite) - H₂O - HF and granite - H₂O - HF. - Bull. Geol. Soc. Amer. 1957, 68.
- Ueda T. On the diaxilization of zircon. - Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, 1956, 23, No. 2.
- Warren B.E., Biscoe J. The crystal structure of the monoclinic pyroxenes. - L. Kristallogr., 1931, 80, No. 5-6.
- Wabeke L. Presence de priorite dans les monts Kibara et de Fergusonite an Ruanda. - Bull. Soc. belge. geol., 1957, vol. 66, No. 1.
- Wambeke L. Etude comparative de Lampansabeite et de Samarskite. - Bull. Soc. franc. Min. Crist., 1960, vol. 83, No. 10, 12, 1960.
- Wyllie P. and Tuttle O.F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. The effects of NH₃ and HF in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite. - Amer. J. Sci., 1961, vol. 259, No. 2.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Глава I. Краткая геологическая характеристика пегматитов....	5
Глава II. Внутреннее строение пегматитов - как отражение их условий образования	14
Структуры и тектуры	14
Характер зональности пегматитовых тел	19
Глава III. Минералы пегматитов	29
Гипогенные минералы	29
Породообразующие главные и второстепенные минералы	29
Акцессорные минералы редких элементов (типические).....	55
Редко встречающиеся минералы (нетипические).....	101
Гипергенные минералы	104
Глава IV. Условия образования гранитных пегматитов Западного Приазовья	108
Результаты исследования включений минералообразующих сред	109
Генетические взаимоотношения минералов и особенности формирования пегматитов	114
Закономерности размещения акцессорной редкоэлементной минерализации.....	121
Литература	123

Литовченко Екатерина Ивановна

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов
Академии наук СССР

Редактор Свердлова С.А.

Художественный редактор Савицкая И.П.

Оформление художника Лисовского В.В.

Технический редактор Зубрицкая Т.М.

Корректор Щеглова Н.Н.

БФ 13844. Подписано в печать 30. III 1976 г. Формат 60x90 1/16.
Бумага офс. № 2. Усл. печ. л. 9. Учетно-изд. л. 9,55. Тираж 550 экз.
Зак. № 6-3/7. Изд. № 307. Цена 96 коп.

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев-4, ГСП, ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги республиканского про-
изводственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
252004, Киев-4, ул. Репина, 4.

96 коп.

1707

«НАУКОВА ДУМКА»