

Академия наук СССР



Новые данные о минералах СССР



Издательство «Наука»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИМ. А. Е. ФЕРСМАНА

Труды, вып. 21

НОВЫЕ ДАННЫЕ
О МИНЕРАЛАХ
СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1972

В сборнике подробно описаны пегматитовые и эпигенетические жилы рихторитов Хибин, минералы современных гидротерм, химизм алмазов, диагностика кварца по ИК-спектрам и др. Приведены новые сведения о фассаите, вульфените, ферритунгстите, гидроашарите, фрейслебените, сфалерите, минералах глины и яшм. Описаны первые находки в СССР роуландита, меланоцерита, мышьякового пиростильпнитита и новые находки гагаринита, миларита, коффинита, бисмоклита, кобальтового кабрерита.

Редакционная коллегия:

*проф. Г. П. БАРСАНОВ (ответственный редактор),
канд. геол.-мин. наук И. В. ГИНЗБУРГ,
доктор геол.-мин. наук М. Д. ДОРФМАН,
канд. геол.-мин. наук В. А. КОРНЕТОВА,
канд. геол.-мин. наук Ю. Л. ОРЛОВ,
канд. геол.-мин. наук М. Е. ЯКОВЛЕВА*

Г. А. АННЕНКОВА

**НОВЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВИДЫ И РАЗНОВИДНОСТИ,
ПОСТУПИВШИЕ
В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. А. Е. ФЕРСМАНА
АКАДЕМИИ НАУК СССР В 1961—1970 ГГ.**

Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана Академии наук СССР является крупнейшим минералогическим собранием нашей страны. В настоящее время его коллекции насчитывают более 114 тыс. образцов. Особенно активно музейные фонды пополнялись в последние годы. Только за 1961—1970 гг. было записано более 14 000 экспонатов. Значительная часть их представляет огромный научный интерес, так как характеризует новые типы месторождений и новые сырьевые базы, а некоторые образцы уникальны по своим размерам (друза данбурита, немалит, бразилианит, десмин, полихромный топаз и др.).

Интенсивное пополнение фондов объясняется, с одной стороны, расширением геологических и минералогических исследований на территории Советского Союза, а с другой — установлением постоянных международных контактов по обмену минералами с научными учреждениями и отдельными исследователями. Последнее привело к резкому увеличению числа образцов из зарубежных месторождений, и сейчас в коллекциях музея представлены минералы 70 стран мира. Особенно плодотворными оказались связи с ведущими музеями и институтами Франции, ГДР, Чехословакии, США, Дании, а в целом регулярный обмен поддерживается с корреспондентами из 28 стран. Наиболее ценные коллекции получены от профессоров Гийемена (Франция), Рёслера (ГДР), Мейсона (США), которым музей глубоко признателен.

Интереснейший минералогический материал передается в музей и советскими учеными — сотрудниками научно-исследовательских институтов Москвы, Ленинграда, Новосибирска (Институт геологии, петрографии, минералогии и геохимии рудных месторождений, Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Институт кристаллографии, ВНИИ синтетического минерального сырья, Ленинградский горный институт, Институт геологии и геофизики, экспедиции Треста аэрогеологии и др.). Образцы, полученные из этих институтов, легли в основу ряда новых экспозиций музея, например «Карбонатиты», «Синтетические минералы», «Современные отложения гидротермальных источников».

Минералогический музей стремится к созданию наиболее полной систематической коллекции. За период 1961—1970 гг. было получено 396 минеральных видов и разновидностей, ранее отсутствовавших в музее. Большую часть их составляют новые минералы, открытые в последнее время как в нашей стране, так и за рубежом. Ниже приводится список новых

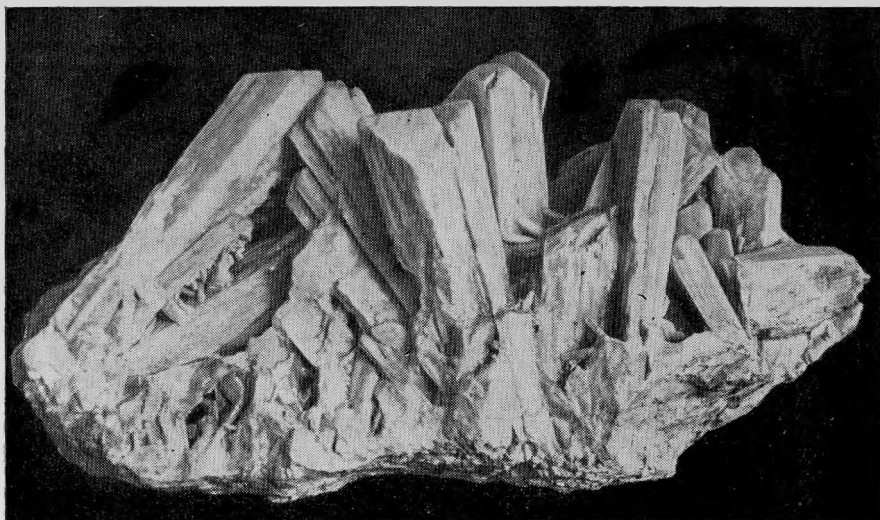


Рис. 1. Данбурит. Восточная Сибирь.
Размер друзы 70×35 см; длина большого кристалла 26 см

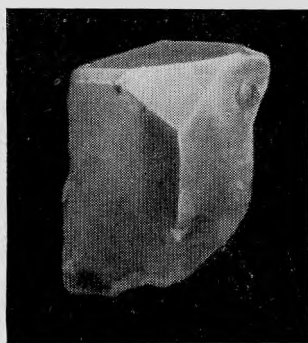


Рис. 2. Шенит. Украинская ССР, месторождение Калуш.
Высота 3 см

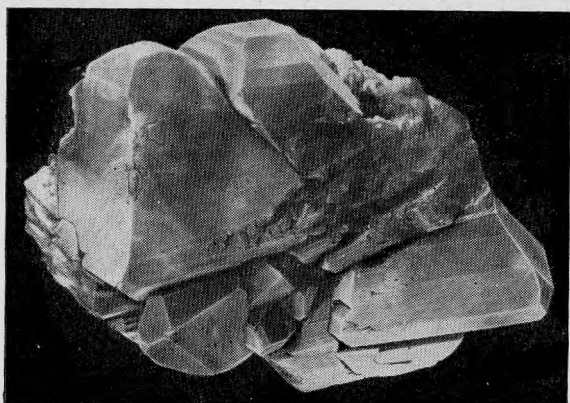


Рис. 3. Бразилианит.
Бразилия, Минас Джераес
 $6,5 \times 6$ см



Рис. 4. Согдианит. Памир, 11 × 11 см.



Рис. 5. Тунгусит. Красноярский край, Нижняя Тунгуска. Увел. 5



Рис. 6. Турмалин полихромный. Забайкалье, Борщевочный кряж.
Длина 14 см.

минеральных видов и разновидностей с указанием месторождений и фотографии некоторых образцов (рис. 1—6). Данные по составу и свойствам этих минералов опубликованы и поэтому не приводятся.

Сведения о новых минералах и наиболее интересных образцах, поступающих в Музей, предполагается публиковать и в последующих выпусках «Трудов Минералогического музея». Подобная информация может быть полезной для специалистов различного профиля и всех любителей камня, а сами образцы могут использоваться для научно-исследовательской работы.

Список новых минеральных видов и разновидностей

Агардит	Bou Skour, Марокко
Азопронт	Тажеранский массив, оз. Байкал
Акдалаит	Кара-Оба, Казахская ССР
Аксаит	Челкар, Казахская ССР
Аллургит	Piemont, Италия
Аллоодит	Buranga, Руанда
Альванит	Каратау, Казахская ССР
Альгодонит	Michigan, США
Аляскаит	Alaska Mine, США
Амарантит	Quetena, Чили
Андерсонит	Moab, США
Артурит	Majuba Hill, США
Арсенат-беловит	Хову-Аксы, Тувинская АССР
Арсенуранилит	Средняя Азия
Аустинит	Marimi, Мексика; Хову-Аксы, Тувинская АССР
Афвиллит	Crestmore, США; Scawt Hill, Ирландия
Ашкрофтин	Narsarsuk, Гренландия
Бабеффит	Сибирь
Бавалит	Bas Vallon, Bretange, Франция
Барилит	Franclin, США
Баритолампрофиллит	Хибины, Кольский полуостров
Барнесит	Thompson, США
Барсановит	Хибины, Кольский полуостров
Бащит	Казахская ССР
Беарсит	Казахская ССР
Бейлиит	Ambrosia Lake, США
Бергенит	Bergen, ГДР
Бенжаминит	Адрасман, Таджикская ССР
Бенстонит	Jogipatti, Индия
Беталомоносовит	Кольский полуостров
Бетпақдолит	Казахская ССР
Беусит	San Luis, Аргентина
Бербанкит	Карелия
Берборит	Северо-Западная часть СССР
Бериллонит	Viitaniemi, Финляндия
Берцелиит	Löngban, Швеция
Биалит	Mashishimano, Конго
Бикитаит	Bikita, Южная Родезия
Биксбиит	Durango, Мексика
Бисмутотанталит	Синьцзян, Китай
Бокит	Каратау, Казахская ССР
Боркарит	Восточная Сибирь
Ботриоген	Goslar, ФРГ; Quetena, Чили
Брандтит	Narstiegen, Швеция
Бредигит	Middlssboro, Англия
Бруньятеллит	Val Malenko, Италия
Брушит	Араван, Киргизская ССР
Буковскиит	Kutna Hora, Чехословакия
Бюргерит	Charcas, Мексика
Вайраkit	Паужетка, Камчатка; Wairakei, Новая Зеландия
Ваналит	Каратау, Казахская ССР
Вардит	Fairfield, США
Везиньейт	Príbram, Чехословакия
Вейбуллит	Falun, Швеция
Верпланкит	Fresno, США

Вёлсендорфит	Easton, США
Вилькеит	Crestmore, США
Вимсит	СССР
Висмутовый джемсонит	Устарасытское месторождение, Тянь-Шань
Витчит	Казахская ССР
Власовит	Ловозеро, Кольский полуостров
Волковскит	Казахская ССР
Волынскит	Армянская ССР
Вольтаит	Ancaragossa, Чили
Вонсенит	Восточная Сибирь
Вудрафит	Sterling Hill, США
Высоцкит	Норильск, Красноярский край
Вяюриненит	Viitaniemi, Финляндия
Галургит	Казахская ССР
Гарадаит	Amatioshima, Япония
Гентгельвин	Кент, Казахская ССР; Украинская ССР
Гергейит	Казахская ССР
Геренит	Raenthal, Франция
Герстлиит	Bogon, США
Гетчеллит	Хайдаркан, Киргизская ССР
Гиалотрихит	Resk, Венгрия
Гидроашарит	Казахская ССР
Гидроглауберит	Кушкантау, Узбекская ССР
Гидрогроссуляра	Джамбульская обл., Казахская ССР; Roding River, Новая Зеландия
Гидрокалюмит	Borssejour, Франция
Гидросодалит	Ловозеро, Кольский полуостров
Гидроцерулолактит	Shady, США
Гидроцеруссит	Priddy Somerset, Англия
Гийменит	Musonoï, Катанга
Глазерит	Merkers, ГДР
Глюцин	Урал
Годефрауит	Tachgagalt, Марокко
Годлевскит	Талнах, Красноярский край
Голдманит	Yamato Mine, Япония
Гоннардит	Låven, Норвегия; Gignat, Франция
Грандидьерит	Vohibola, Мадагаскар
Грейтонит	Cerro de Pasco, Перу
Гроутит	Crosby, США
Грюнлингит	Estepona, Испания
Гуцевичит	Каратау, Казахская ССР
Давсонит	Quebec, Канада
Далиит	Ascension, Шотландия
Делоренцит	Craveggia, Италия
Джалиндит	Джалиндинское месторождение, Хабаровский край
Джаспелит	Gaspe, Канада
Джерфишерит	Кольский полуостров, Хибинь
Се-джоакинит	Pitmaussa, Гренландия
Джозефинит	Josephine Co., США; о-в Корсика
Джалмаит	Сибирь; Кольский полуостров
Джиллеспит	Fresno, США
Джулукулит	Джулукульское месторождение, Тувинская АССР
Диаболеит	Tiger, США
Дирит	Laytonville, США
Долоресит	Grants, США
α -домейкит	Mohawk, США
β -домейкит	Mohawk, США
Ежикит	Ehrenfriedersdorf, ГДР
Жозеит А	Устарасай, Казахская ССР; Швеция; Япония
Зигенит	Missouri, США; Конго
Изоцит	Isoka, Северная Родезия
Илимаусит	Pitmaussa, Гренландия; Хибинь, Кольский полуостров
Ильземанит	Ангрен, Узбекская ССР
Индит	Джалиндинское месторождение, Хабаровский край
Иннэлит	Инагли, Якутская АССР
Иоганнсенит	Маданы, Болгария; Окаута, Япония
Иордизит	Кызыл-сай, Казахская ССР

Иошимурант	Tamagawa, Япония
Иригинит	СССР
Иттротунгстит	Крамат-Пулай, Малайзия
Кавансит	Malheur, США
Кадмоселит	Тувинская АССР
Калиборит	Средняя Азия
Калистронцит	Алштан, Башкирская АССР; ГДР
Кальциборит	Урал
Кальциевый арсенстиби- конит	Югославия
Кальциевый катапелит	Сибирь
Кальциевый сейдозерит	Прибайкалье
Кальциоцинкит	Franclin, США
Кальюметит	Centennial Mine, США
Карбонат-цианотрихит	Каратау, Казахская ССР
Карбоцернаит	Карелия; Якутская АССР; Вьетнам
Кафетит	Кольский полуостров
Келдышит	Ловозеро, Кольский полуостров
Кимцеит	Magnet cove, США
Кингит	Robertstown, Австралия
Кларкеит	Карелия
Клиногольмквистит	Сибирь
Кобальтокальцит	Kolwezi, Конго
Кобеит	Omiya machi, Япония
Кодингит	Coalinga, США
Колусит	Montana, США
Корвусит	Казахская ССР; Utah, США; Мунпана, Габон
Коржинскит	Урал
Корнелит	Inyo, США
Корнуит	Masutomi-шига, Япония
Котульскит	Мончетундра, Кольский полуостров
Коффинит	США; Финляндия; СССР
Косцит	Canyon Diablo, США
Крандаллит	Касли, Урал; Сарысай, Казахская ССР; Viaton, Бельгия
Кратохвилит	Kladno, Чехословакия
Кубанит	Талнах, Красноярский край
Купроадамин	Лачин-Хана, Узбекская ССР
Купрогаллуазит	Тишинский рудник, Восточно-Казахстанская обл.; Key- stone, США
Купростибит	Pimaussaq, Гренландия
Курчатовит	Восточная Сибирь
Кутнагорит	Sterling Hill, США
Лавендулан	Talmessi, Иран
Ландауит	Бурпала, Прибайкалье
Ланеит	Мадагаскар
Ларнит	Scawt Hill, Ирландия
Лейкавгит	Franclin, США
Лейкофосфит	Von Hill, Либерия
Лейтонит	Chuquicamata, Чили
Леонит	Калуш, Украинская ССР; Merkers, ГДР
Ливингстонит	Хайдаркан, Киргизская ССР; Huitzaco, Мексика
Литиофорит	Lapafé, Венгрия
Луешит	Luesche, Конго
Люссатит	Кара-Оба, Казахская ССР; р. Мелада, Приморский край; Ахалцихе, Грузинская ССР; Lussat, Франция; Alberta, Канада
Магнезиоастрофиллит	Хибины, Кольский полуостров
Магноколумбит	Кольский полуостров
Магномагнетит	Ена, Кольский полуостров
Магносуссексит	Восточная Сибирь
Магнофорит	Wolgidee Hills, Австралия
Макдональдит	Fresno, США
Манасеит	Ковдор, Кольский полуостров
Манганаллюодит	Hippakko, Финляндия
Манганактинолит	Takanosu Mine, Япония
Манганбабингтонит	Одиное месторождение, Красноярский край
Мангангизингерит	Тетюхе, Приморский край
Манганильменит	Прибайкалье

Манганконинкит	Туркестанский хребет
Манганкуммингтонит	Chvaleticе, Чехословакия
Манганотриплит	Карасу, Киргизская ССР
Манганторит	Киргизская ССР
Марокит	Tachgagalt, Марокко
Маскелинит	Manicouagan Grater, Канада
Маунтинит	Bultfontein Mine, Южно-Африканская республика
Мариньякит	Средняя Азия
Мауритцит	Erdöbénue, Венгрия
Меланотекит	Löngban, Швеция
Меланоцерит	Сибирь
Мелковит	Шунак, Казахская ССР
Метаборит	Казахская ССР
Метаотенит	Karlovy Vary, Чехословакия
Метаохманит	Quetena, Чили
Милтонит	Utah, США
Молибдошеелит	Селинка, Приморский край
Моногидрокальцит	Иссык-Куль, Киргизская ССР
Монтрозейт	Přibram, Чехословакия
Мончеит	Мончетундра, Кольский полуостров
Моринит	Keystone, США
Моурит	Казахская ССР
Муассанит	Якутская АССР
Муллит	Ирландия
Мурит	Sterling Hill, США
Мухинит	Ташелгинское месторождение, Горная Шория
Мюирит	Fresno, США
Навахойт	Monument Valley, США
Накасейт	Nakase-mine, Япония
Натроотенит	Средняя Азия
Науяказит	Pimaussaq, Гренландия
Ненадкевит	Украинская ССР
Неонокит	Chvaleticе, Чехословакия
Несквегонит	Restivalgues, Франция
Неудорфит	Nova Ves, Чехословакия
Нингиоит	Ningyötoge Mine, Япония
Ниобифиллит	Seal Lake, Канада
Ниобоцирконолит	Вуориярви, Карелия
Ниокалит	Ока, Канада
Нифонтовит	Урал
Новачекит	Chihuahua, Мексика
Ноланит	Saskatchewan, Канада
Нортупит	Katwe, Уганда
Ноцерит	Nocera, Италия
Нсутит	Nsuta Mine, Гана
Ойямалит	Vézna, Чехословакия
Ольфинит	Wimрукпоу, Англия
Ольшанскит	Восточная Сибирь
Осаризаваит	Osarizawa Mine, Япония
Осумилит	Sakkabira, Япония
Оффретит	Mont Semiol, Франция
Пандаит	Мбеуа, Танганьика
Папагойт	Ajo, США
Парателлуриит	Sonora, Мексика
Паскойт	Hammer Mine, США; McKinley, США
Паулинит	Wenatchee, США
Пендлетонит	New Idria, США
Пентагидроборит	Восточная Сибирь
Пижонит	Наконе, Япония; р. Чуня, Красноярский край; Закарпатье
Пинноит	Казахская ССР
Пироксмангит	Aichi, Япония; Taguchi Mine, Япония; Broken Hill, Австралия
Пирофанит	Прибайкалье
Пирссонит	Seorles Lake, США
Пломберит	Crestmore, США
Плюмбогуммит	San Martín, Испания
Плюмбопалладинит	Талнах, Красноярский край
Плюмбопирохлор	Урал

Полярит	Талнах, Красноярский край
Прайдерит	Wolgidee Hills, Австралия
Пробергит	Казахская ССР
Псевдоллауэит	Hagendorf, ФРГ
Псевдомезолит	Ritter, США
Псевдоотенит	Европейская часть СССР
Ранкит	Samphouse, Шотландия
Расвумит	Кольский полуостров, гора Расвумчорр
Ратит	Lengenbach, Швейцария
Раувит	Emery, США
Рауенталит	Rauenthal, Франция
Реддингит	Buckfield, США
Рёблингит	Franklin, США
Рёттизит	Röttis, ГДР
Риверсайдит	Crestmore, США
Ридмергнерит	Таджикская ССР
Риннеит	Гаурдак, Туркменская ССР
Ришеллит	Richelle, Бельгия
Роуландит	Кейвы, Кольский полуостров
Русаковит	Каратау, Казахская ССР
Русселит	Байназар, Казахская ССР
Рустумит	Кала-и-Асад, Афганистан
Родзит	Vulfontein Mine, Южно-Африканская республика
Рожковит	Талнах, Красноярский край
Сабугалит	Salamanka, Испания
Сакураит	Ikuno Mine, Япония
Салеит	S. Alligator River, Австралия; Salamanka, Испания
Самплеит	Бирюзакан, Узбекская ССР
Сангарит	Сангар, Якутская АССР
Сарьаржит	Казахская ССР
Сатимолит	Казахская ССР
Сатпаевит	Каратау, Казахская ССР
Сауковит	Уланду, Горный Алтай
Сахаит	Восточная Сибирь
Свабит	Солонго, Бурятская АССР; Franklin, США
Свитальскит	Михайловское, Курская магнитная аномалия
Седовит	Казахская ССР
Секанинаит	Dolni Bory, Чехословакия
γ-селен	Синьцзян, Китай
Сенфельдит	Rauenthal, Франция
Серандит	St. Hilaire, Канада
Сингенит	Ивано-Франковская обл., Украинская ССР
Сирлезит	Wyoming, США
Скаутит	Crestmore, США
Склововскит	Chihuahua, Мексика
Скупит	Salamanka, Испания
Согдианит	Памир
Соколовит	Каменск, Урал
Соренсенит	Himaussaq, Гренландия
Спанголит	Fontana Rossa, Корсика
Стибиоллюционит	Goldfield, США
Стиллуэллит	Таджикская ССР; Казахская ССР; Queensland, Австралия
Страшмирит	Болгария
Стронциобарит	Казахская ССР
Стронцийапатит	Инагли, Якутская АССР
Суанит	Восточная Сибирь
Сферобертрандит	Кольский полуостров
Сюрсассит	New Brunswick, Канада
Тажеранит	Тажеранский массив, оз. Байкал
Талнахит	Талнах, Красноярский край
Танелит	Voron, США
Тантэвксенит	Craveggia, Италия
Тарамелит	Fresno, США
Таранакиит	Хайдаркан, Киргизская ССР
Татарскит	Казахская ССР
Таффеит	Китай
Тахеренит	Briton's swamp, Тасмания
Теллуриит	Teine Mine, Япония

Тетраарсенил	Хову-Аксы, Тувинская АССР
Тетраферрифлогопит	Ковдор, Кольский полуостров
Тилазит	Löngban, США
Тиллеит	Красноярский край; Crestmore, США; Carlingford, Англия
Тинаксит	Мурунский массив, Якутская АССР
Тинкалкониит	Boron, США
Тингикит	Vruges, Испания
Тиродит	New York, США
Тихит	Katwe, Уганда
Тихоненковит	Средняя Азия
Тодорокит	Джезды, Казахская ССР; Ахтинское, Урал; Sterling Hill, США
Торбаэстнезит	Восточная Сибирь
Торендрикиит	Torendrika, Мадагаскар
Торогуммит	Easton, США; Fukushima, Япония
Тороэшинит	Урал
Трипугиит	Sonoga, Мексика
Троилит	Вавилонское месторождение, Казахская ССР
Тунгусит	Тура, Красноярский край
Тундрит	Ловозеро, Кольский полуостров
Тяньшаниит	Таджикская ССР
Уайрауит	Wairau Valley, Новая Зеландия
Уайтмениит	Crestmore, США
Уклонсковит	Кушканатау, Каракалпакская АССР
Умохоит	Казахская ССР
Уоджинит	Казахская ССР
Уралборит	Урал
Уралолит	Урал
Уранопидит	Кавказ
Ураноторит	Средняя Азия; Кольский полуостров; Toiy Hill, Канада
Ураношпатит	Salamanca, Испания
Уранпирохлор	Monteagle, Канада
Ургит	Казахская ССР
Усовит	Р. Нойба, Енисейский край
Уэрриит	Tigger, США
Федорит	Турий мыс, Кольский полуостров
Фемодит	Казахская ССР
β-фергусонит	Средняя Азия
Ферригастингсит	Гора Каютингская, Кольский полуостров; Япония ⁷
Феррихуттанит	Киргизская ССР
Ферроселит	Тувинская АССР
Феррофиделит	Ушкатын, Казахская ССР
Флюэллиит	Кайракты, Казахская ССР
Форманит	Забайкалье; Marble Bog, Австралия
Форсерит	Franklin, США
Фошагит	Crestmore, США
Франсвиллит	Mounana, Габон
Фресноит	Fresno, США
Фроловит	Новофрловское месторождение, Урал
Фронделит	Keystone, США
Фукучилит	Hanawa Mine, Япония
Халькоталлит	Himaussaq, Гренландия
Хаммерит	Hammer Mine, США
Харкерит	Сибирь; Шотландия
Хауиит	Laytonville, США
Хеггит	Edgemont, США
Хеллиэрит	Heazlewood, Тасмания
Хизлевудит	Heazlewood, Тасмания
Цезаролит	Sidi Amor, Тунис
Цельзиан	Broken Hill, Австралия
Церфосфорхуттонит	Сибирь
Цинколивениит	Лачин-Хана, Узбекская ССР; Samaresa, Греция
Циркосульфат	Коргередабинский массив, Тувинская АССР
Черныкиит	Каратау, Казахская ССР
Черчит	Пласт, Урал

Шайерит	Ловозеро, Кольский полуостров
Шеневиксит	Laoupi, Алжир
Шортит	Wyoming, США
Шрейберзит	Canyon Diablo, США
Шрекингерит	Казахская ССР
Шутеит	Obispo, США
Штейгерит	Курумсаг, Казахская ССР
Эвенкит	Нижняя Тунгуска, Красноярский край
Эканит	Таджикская ССР; Киргизская ССР
Югаварилит	Yugawaracot Spring, Япония
Ягоит	Löngban, Швеция
Яллит	Jaipa, Мексика

З. В. ВАСИЛЬЕВА, Е. В. СВЕШНИКОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЛАНОЦЕРИТЕ

Среди минералов пегматитовой жилы полевошпатового состава, залегающей в нефелиновом сиените (Енисейский кряж), был обнаружен неизвестный минерал темно-коричневого цвета, внешне напоминающий бриолит.

Массив штокообразной формы сложен лейкократовыми нефелиновыми сиенитами, которые в узкой эндоконтактной зоне обогащены эгирином и акцессорными минералами — флюоритом, сфеном, ловенитом. Широко развиты жилы нефелин-полевошпатовых и полевошпатовых пегматитов с разнообразной акцессорной минерализацией. Послемагматические преобразования широко распространены среди интрузивных пород, пегматитов, а также вмещающих известняков.

Выделяют три стадии метасоматического изменения пород: калиевого метасоматоза (развитие микроклина, лепидомелана, арфведсонита и др.), натриевого метасоматоза (парагенезис альбита, эгирина, астрофиллита, оксилепидомелана и многочисленных акцессорных минералов) и натриево-кальциевого метасоматоза (новообразования канкринита, кальцита, цеолитов, лепидомелана, сульфидов железа, свинца, цинка и др.).

Описываемый минерал в виде акцессорной примеси образовался в полевошпатовом пегматите в стадию натриевого метасоматоза наряду с альбитом и лепидомеланом. Он наблюдается в виде пластинчатых выделений темно-коричневого (почти черного) цвета длиной до 3 см и толщиной 2—3 мм. Минерал имеет раковистый излом и яркий смолистый блеск. В тонких сколах прозрачный, окрашен в коричневый цвет. Окраска распределяется неравномерно — от светло-коричневой до темно-коричневой. Твердость около 5, удельный вес 4,184. Оптически изотропный. Показатель преломления $1,734 \pm 0,004$.

Минерал рентгеноаморфный. После прокаливания при 800°C в течение 30 мин получена отчетливая дебаеграмма (табл. 1).

По химическому составу описываемый минерал представляет собой боросиликат редких земель, тория и кальция. В нем содержатся также существенные количества P_2O_5 , Al_2O_3 , MnO , Na_2O и другие компоненты (табл. 2). При выводе химической формулы минерала бор и алюминий были отнесены к анионам в группу кремния и фосфора, поскольку по химическим свойствам и ионным радиусам они ближе к данным элементам, чем к кальцию и редким землям. Расчет химического анализа на формулу минерала приводит к следующим соотношениям: (P, Si, B, Al) : (Ca, Sr, Mn, Mg, Th, TR, Fe, K, Na, Pb, Zr) = 4086 : 5090 = 1 : 1,25 = 4 : 5. (P, Si, B, Al) : O = 4086 : 14 237 = 1 : 3,48 = 4 : 13,92. (Ca, Sr, Mn, Mg, Th, TR, Fe, K, Na, Pb, Zr) : O = 5090 : 14 237 = 1 : 2,8 = 5 : 14.

Таблица 1

Межплоскостные расстояния прокаленного минерала из Енисейского кряжа (1), непрокаленного бритолита из Восточной Сибири (2) и непрокаленного лессингита (3) (Gay, 1957)

1*		2		3	
<i>l</i>	<i>d, kX</i>	<i>l</i>	<i>d, kX</i>	<i>l</i>	<i>d, kX</i>
—	—	—	—	3	4,72
—	—	—	—	3	4,19
—	—	—	—	—	3,99
—	—	—	—	5	3,58
—	—	—	—	5	3,54
3	3,45	—	—	—	—
—	—	—	—	5	3,34
—	—	—	—	3	3,26
10	3,13	6	3,17	5	3,16
4	2,83	10	2,83	10	2,89
—	—	—	—	8	2,86
3	2,72	6	2,76	7	2,79
1	2,29	—	—	2	2,32
—	—	—	—	2	2,25
3	2,12	—	—	3	2,12
—	—	—	—	2	2,10
—	—	—	—	2	2,05
—	—	—	—	2	1,019
—	—	—	—	5	1,995
1	1,961	7	1,967	3	1,941
7	1,916	6	1,909	3	1,894
—	—	—	—	5	1,890
4	1,861	7	1,858	3	1,855
—	—	4	1,832	3	1,827
3	1,807	4	1,807	5	1,802
2	1,778	6	1,772	2	1,769
2	1,743	4	1,731	—	—
9	1,635	—	—	—	—
2	1,569	—	—	2	1,577
—	—	—	—	2	1,547
—	—	4	1,520	2	1,516
—	—	3	1,492	2	1,495
1	1,467	6	1,468	2	1,470
—	—	4	1,449	—	—
3	1,359	—	—	—	—
1	1,343	—	—	—	—
—	—	4	1,281	2	1,271
—	—	6	1,269	—	—
8	1,249	7	1,253	2	1,255
—	—	6	1,239	—	—
7	1,217	—	—	—	—
1	1,191	—	—	—	—
2	1,152	—	—	—	—
9	1,113	—	—	—	—
10	1,047	—	—	—	—
5	1,012	—	—	—	—

* Условия съемки: Fe-излучение; $2R=57,3$ мм; $d=0,6$ мм.

Химический состав боросиликатов редких земель и кальция

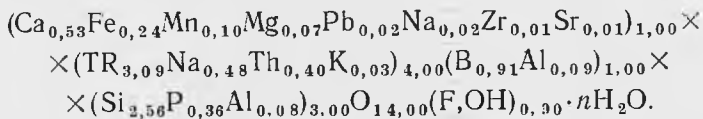
Компоненты	1		2	3	4	5	6	7
	вес. %	атомн. колич.						
SiO ₂	15,68	2611	13,07	12,97	13,54	13,59	19,21	19,16
P ₂ O ₅	2,62	369	1,29	0,86	—	—	2,36	—
B ₂ O ₃	3,23	928	3,19	4,70	7,31	8,37	0,02	3,80
Al ₂ O ₃	0,91	178	0,83	0,87	1,18	0,88	0,55	—
CaO	3,00	535	8,62	7,37	7,04	6,97	11,59	6,00
SrO	0,11	11	—	—	—	—	0,45	—
MnO	0,75	106	1,22*	0,66*	0,67*	0,34*	0,95	—
MgO	0,28	69	0,14	0,17	—	—	Нет	—
PbO	0,50	22	—	—	—	—	Не опр.	—
Fe ₂ O ₃	1,96	245	2,09	1,36	1,67	1,55	0,19	—
TR ₂ O ₃	51,44	3147	54,22	44,02	47,19	48,30	61,84	69,80
ThO ₂	10,70	405	1,66	13,64	9,51	8,58	0,74	—
Na ₂ O	1,56	503	1,45	1,42	1,40	0,71	0,60	—
K ₂ O	0,15	32	—	—	—	—	0,06	—
H ₂ O [±]	5,97	—	3,01	4,77	6,40	6,48	0,49	—
F	1,92	1011	5,78	5,63	4,29	3,15	2,10	2,10
ZrO ₂	0,19	15	0,46	0,47	1,09	1,03	Нет	—
Ta ₂ O ₅	Нет	—	3,65	3,11	1,15	1,11	»	—
CO ₂	Не опр.	—	1,75	0,35	—	—	»	—
—O=F ₂	100,97		102,43	102,37**	102,44	101,06	101,15	100,86
	0,81		2,43	2,37	1,81	1,33	0,88	0,86
Сумма	100,16		100,00	100,00	100,63	99,73	100,27	100,00
Удельный вес	4,184		4,129	4,295	4,178	4,045	4,68	
Аналитик	З. В. Васильева		Клеве		Энгстрем		З. В. Васильева	

* В оригинале дается в виде Mn₂O₃.

** Сумма в оригинале дана неправильно.

1 — минерал из полевощпатовой жилы (Енисейский край); 2 — меланцерит из пегматитовой жилы месторождения Лангезундфиорд (Южная Норвегия); 3 — карноцерит из пегматитовой жилы месторождения Лангезундфиорд (Южная Норвегия); 4 — тритомит из месторождения Бревик (Южная Норвегия); 5 — тритомит из месторождения Варкевик (Южная Норвегия); 6 — бритолит из Восточной Сибири; 7 — теоретический состав меланцерита.

В результате формула минерала получает такой вид:



Сокращенно ее можно написать двойко: CaTR₄BSi₃O₁₄(F,OH) или (Ca, TR)₅(B, Si)₄O₁₄(F,OH) · nH₂O.

Состав редких земель минерала из Енисейского края, разделение которых было выполнено Г. М. Варшал хроматографическим методом, следующий (в %):

La_2O_3	34,66	Gd_2O_3	2,07
CeO_2	40,32	Y_2O_3	7,78
Pr_6O_{11}	2,42	Dy_2O_3	2,03
Nd_2O_3	7,46	Ho_2O_3	0,66
Sm_2O_3	1,88	Er_2O_3	0,71

Редкие земли в основном представлены La и Ce. В заметных количествах содержатся Nd и Y.

Из известных боросиликатов редких земель и кальция наиболее близкими по составу являются меланоцерит (Brögger, 1887), кариоцерит (Brögger, 1890) и тритомит (Brögger, 1890). Для них характерно высокое содержание TR_2O_3 и ThO_2 (55,72—57,38%), относительно низкое — кальция (6,97—8,62%), SiO_2 (12,57—13,59%), бора (3,19—8,37%).

Химические анализы названных минералов, очень сложных по составу, относятся к 1860—1880 гг., когда точные методы определения таких редких элементов, как редкие земли, торий, ниобий, тантал, цирконий и другие, еще не были известны. Поэтому при рассмотрении химического состава упомянутых минералов всегда следует учитывать возможную неточность в определении отдельных компонентов. Вызывает, например, большое сомнение наличие в меланоцерите, кариоцерите и тритомите значительного количества Ta_2O_5 и ZrO_2 , поскольку в составе данных минералов трудно найти изоморфные аналоги названным элементам. По-видимому, их неправильно определили, или это механическая примесь. Первое предположение более правдоподобно. Клеве, который производил химические анализы меланоцерита и кариоцерита, отмечал, что определение SiO_2 , выполненное из одной навески с F, было очень трудным и сложным и поэтому, возможно, оно не абсолютно точно (Brögger, 1890).

Учитывая сказанное, нельзя на основе химических анализов редкоземельных минералов, выполненных 80—90 лет назад, вывести их точную химическую формулу. Поэтому при сопоставлении химических составов описываемого минерала и приведенных выше боросиликатов редких земель и кальция заметно, что минерал из полевошпатовой жилы (Енисейского края) по химическому составу (V_2O_5 3,29 и 3,19%) и удельному весу (4,184 и 4,129) стоит ближе к меланоцериту, чем к кариоцериту и тритомиту. На этом основании он определен как меланоцерит. В отличие от меланоцерита Южной Норвегии он значительно обогащен торием и содержит меньше кальция.

Кроме подробно описанного Брэггером (Brögger, 1890) меланоцерита из месторождения Лангезундфиорд в Южной Норвегии, в литературе до сих пор не встречалось детального описания этого минерала. В работах Е. И. Семенова (1963), И. И. Куприяновой, Г. А. Сидоренко, М. А. Кудриной (1966) приводятся анализы минералов, содержащих бор и огнененных к меланоцериту, но условия их нахождения и свойства не приведены. Указанные этими авторами содержания V_2O_5 — 1,40% (Е. И. Семенов) и 1,70% (И. И. Куприянова и др.) значительно ниже, чем у меланоцерита из Южной Норвегии и Енисейского края, и едва ли достаточно оснований для отождествления их с меланоцеритом.

За последнее время появилось много работ (Куприянова и др., 1962; Семенов, 1963; Куприянова, Сидоренко, 1963; Куприянова и др., 1966, и др.), в которых меланоцерит, главным образом на основе данных рентгеновского анализа, относят к силикату редких земель и кальция со структурой апатита-бритолита.

Сопоставление дебаеграмм прокаленного меланоцерита из Енисейского кряжа и непрокаленных бритолита из Восточной Сибири и лессингита с Урала (см. табл. 1) показывает, что меланоцерит сильно отличается от бритолита как по интенсивности, так и по межплоскостным расстояниям. К сожалению, недостаток материала не позволил провести дополнительные опыты по нагреванию меланоцерита, определению его физических констант и содержанию таких компонентов, как В, F и H_2O , после нагревания. Но уже при наблюдении прокаленного в течение 30 мин при $800^\circ C$ минерала под бинокулярной лупой видно, что он становится неоднородным. Отчетливы по крайней мере три новообразования: светло-желтое прозрачное стекло, темно-бурые, почти черные, металлического вида, непрозрачные и светлые, серовато-желтые сахаровидные образования. Это свидетельствует о разложении меланоцерита при нагревании, которое наблюдалось также и у спенсита (Jaffe, Molinski, 1962). Поэтому сопоставление данных рентгеновского анализа прокаленных боросиликатов редких земель и кальция с бритолитом, как это делают упомянутые выше авторы, невозможно.

По химическому составу меланоцерит также сильно отличается от бритолита (см. табл. 2) прежде всего наличием в нем бора и более низким содержанием кремния и кальция. Естественно, что и полученная для меланоцерита формула $CaTR_4BSi_3O_{14}(F,OH)$ не соответствует формуле бритолита $Ca_2TR_3Si_3O_{13}(F,OH)$. По удельному весу (4,184 и 4,68) и показателю преломления (1,734) меланоцерит также отличается от бритолита, для которого, по данным Е. Г. Проценко (1967), $n_p=1,767-1,773$; $n_g=1,780-1,785$.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что меланоцерит имеет отличную от бритолита формулу и его структура не соответствует структуре бритолита.

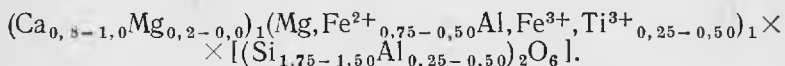
ЛИТЕРАТУРА

- Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. О минералах группы бритолита. — Докл. АН СССР, 1963, 148, № 4.
- Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Кудрина М. А. Минералы группы бритолита. — Геол. месторожд. редких элементов, 1966, вып. 26.
- Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Столярова Т. И. Об одном минерале из группы бритолита. — Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 5.
- Проценко Е. Г. Редкоземельные минералы из альбититов Восточной Сибири. — В кн. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1967.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.
- Brögger W. C. Foreløbig meddelelse om mineralerne på de sydnorske augit-og nefelinsyeniters grovkornige gange. — Geol. Fören. i Stockh., Förhandl., 1887, 9, H. 4.
- Brögger W. C. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. — Zeit. Krist. Mineral., 1890, 16.
- Gay P. An X-ray investigation of some rare-earth silicates: cerite, lessingite, beckelite, britholite and stillwellite. — Min. Mag., 1957, 21, № 237.
- Jaffe H. W., Molinski V. I. Spensite, the yttrium analogue of tritomite from Sussex County, New-Jersey. — Amer. Min., 1962, 47, № 1—2.

И. В. ГИНЗБУРГ

**ОБ АЛЮМОСИЛИКАТНОМ ПИРОКСЕНЕ — ФАССАИТЕ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Пироксены с 0,25—0,50 Al в тетраэдрах (в Z) и компенсационным количеством Al, Fe³⁺ и Ti³⁺ в октаэдрах (в Y) из метасоматических горных пород обычно называются фассаитами, а из магматических — авгитами. Исходя из принципа одного наименования минералов с одинаковыми пределами содержания определяющих катионов и со сходными свойствами, название «фассаит» — независимо от генезиса содержащих его горных пород — необходимо придать всем пироксенам, отвечающим следующей формуле (без учета Na в X):



Кристаллохимические формулы отдельных фассаитов — метасоматических, магматических и искусственных (табл. 1) — характеризуют колебания их состава и варианты распределения катионов по позициям X(M2), Y(M1), Z(T).

По количеству Al в Z и R³⁺ в Y фассаит является алюмосиликатом; все остальные пироксены — силикаты (Гинзбург, 1969₁).

Три сближенных по составу вида известковых пироксенов: фассаит, диопсид-геденбергит и авгит предлагается различать по значениям коэффициентов¹ при Al в Z и при Ca в X их кристаллических формул:

Ca в X 1,00	Диопсид-геденбергит	Фассаит
↑ 0,85		
0,84	Авгит	----- 0,70 Ca в X
↑ 0,45		
	0,00→0,24	0,25→0,50 Al в Z

Фассаиты примыкают к диопсидам-геденбергитам и к авгитам по Al в Z, равному соответственно 0,25 и 0,24. Диопсиды-геденбергиты смыкаются с авгитами по Ca в X, равному соответственно 0,85 и 0,84 (Ginzburg, 1968; Гинзбург, 1966, 1969₂; Гинзбург, 1970).

Фассаиты соединяются с эгирин-диопсидами и эгирин-геденбергитами (и даже с эгиринами) через диопсиды-геденбергиты.

¹ Граница диопсидов-геденбергитов и авгитов по 45% Ca на треугольной диаграмме (Дир и др., 1965) неточна, так как отвечает 0,80—0,90 Ca в формуле.

Кристаллохимические формулы некоторых фассаитов СССР (на основе четырех катионов)

Горная порода, синтез	Состав фассаитов	Литературный источник
Пироксенит	$(\text{Ca}_{0,89}\text{Na}_{0,01}\text{Mg}_{0,10})_1 (\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}_{0,18}^{2+}\text{Fe}_{0,12}^{3+}\text{Al}_{0,04})_1 (\text{Si}_{1,65}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,34})_2 \text{O}_6$	Воробьева и др., 1962 (табл. 66)
Габбро-диабаз	$(\text{Ca}_{0,89}\text{Na}_{0,04}\text{Mg}_{0,07})_1 (\text{Mg}_{0,51}\text{Fe}_{0,23}^{2+}\text{Fe}_{0,11}^{3+}\text{Al}_{0,15})_1 (\text{Si}_{1,69}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,27})_2 \text{O}_6$	Веселовская, 1950 (№ 33)
Андезит	$(\text{Ca}_{0,78}\text{Na}_{0,08}\text{K}_{0,01}\text{Mg}_{0,13})_1 (\text{Mg}_{0,52}\text{Fe}_{0,10}^{2+}\text{Fe}_{0,17}^{3+}\text{Al}_{0,21})_1 (\text{Si}_{1,75}\text{Al}_{0,25})_2 \text{O}_6$	Мамедов, Махмудов, 1957
Трахизбазальт	$(\text{Ca}_{0,83}\text{Na}_{0,06}\text{K}_{0,01}\text{Mg}_{0,10})_1 (\text{Mg}_{0,61}\text{Fe}_{0,16}^{2+}\text{Fe}_{0,11}^{3+}\text{Al}_{0,11}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,70}\text{Ti}_{0,06}\text{Al}_{0,24})_2 \text{O}_6$	Флеров, Долгова, 1967 (табл. 14, № 3)
Ийолит	$(\text{Ca}_{0,91}\text{Na}_{0,09})_1 (\text{Mg}_{0,25}\text{Fe}_{0,54}^{2+}\text{Fe}_{0,13}^{3+}\text{Al}_{0,05}\text{Ca}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,72}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{0,23})_2 \text{O}_6$	Кононова, 1961 (табл. 5)
Скарн околосланцевый	$\text{Ca}_{1,00} (\text{Mg}_{0,60}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Fe}_{0,15}^{3+}\text{Al}_{0,22}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,61}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,38})_2 \text{O}_6$	Шабынин, 1969 (№ 24)
Скарн апотрапповый	$(\text{Ca}_{0,96}\text{Na}_{0,01}\text{Mg}_{0,03})_1 (\text{Mg}_{0,63}\text{Fe}_{0,04}^{2+}\text{Fe}_{0,17}^{3+}\text{Al}_{0,16})_1 (\text{Si}_{1,53}\text{Ti}_{0,08}\text{Al}_{0,39})_2 \text{O}_6$	Гинзбург и др., 1971 (табл. 6)
Нефелинизированный пироксенит	$(\text{Ca}_{0,90}\text{Mg}_{0,02}\text{Na}_{0,08})_1 (\text{Mg}_{0,40}\text{Fe}_{0,31}^{2+}\text{Fe}_{0,18}^{3+}\text{Al}_{0,12}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,71}\text{Ti}_{0,06}\text{Al}_{0,23})_2 \text{O}_6$	Кононова, 1961 (табл. 11)
Искусственный фассаит	$(\text{Ca}_{0,97}\text{Mg}_{0,03})_1 (\text{Mg}_{0,63}\text{Al}_{0,37})_1 (\text{Si}_{1,56}\text{Al}_{0,44})_2 \text{O}_6$	Цветков, 1951 (табл. 12)
» »	$(\text{Ca}_{0,99}\text{Mg}_{0,01})_1 (\text{Mg}_{0,50}\text{Fe}_{0,44}^{3+}\text{Fe}_{0,66}^{2+})_1 (\text{Si}_{1,56}\text{Fe}_{0,38}^{3+}\text{Al}_{0,06})_2 \text{O}_6$	Тот же (табл. 3, обр. 9)

Весь Ti^{4+} помещен в Z; при отнесении Ti^{3+} в Y (см. табл. 2 и 3) соответственно увеличивается Al в Z.

Фассаиты метасоматических горных пород

№ п.п.	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
СССР								
1	0,02	0,41	0,23	0,98	Магнезиальные — безгранатовые скарны на контакте доломитов и кислых силикатных пород (гранитоидов и др.)	Якутия	Фассаит розовый	Шабынин, 1969 (№ 3)
2	0,01	0,40	0,27	0,99	То же	»	Фассаит	Тот же (№ 4)
3	0,00	0,30	0,07	0,99	» »	Горная Шория	»	» » (№ 5)
4	0,00	0,32	0,20	0,97	» »	Средняя Азия	Авгит	» » (№ 19)
5	0,00	0,29	0,28	0,99	» »	Азербайджан	Фассаит	» » (№ 23)
6	0,00	0,39	0,38	1,00	» »	»	»	» » (№ 24)
7	0,00	0,24	0,24	1,00	» »	»	»	» » (№ 25)
8	0,00	0,33	0,34	1,00	» »	»	»	» » (№ 26)
9	0,00	0,28	0,26	1,00	» »	Средняя Азия	Марганцевый ферроавгит	Смолянинова (устное сообщение)
10	0,06	0,30	0,29	0,92	» »	Якутия	Титанистый ферроавгит	Юдина, 1965 ₁ (табл. 13)
11	0,01	0,50	0,31	0,99	Магнезиальные — безгранатовые скарны, возникшие при взаимодействии доломитов и трапповых долеритов	»	Титанистый фассаит	Тот же
12	0,01	0,27	0,22	0,99	То же	»	Фассаит	» »
13	0,00	0,44	0,36	0,94	» »	»	Титанистый фассаит	Гинзбург и др., 1971 (табл. 6)
14	0,00	0,31	0,27	0,98	» »	»	Фассаит	Тот же
15	0,00	0,31	0,28	0,98	» »	»	»	» »
16	0,03	0,46	0,32	0,97	Известковый — гранатовый скарн около гранитоидов	Талнах	»	Юдина, 1965 ₂ (табл. 7)
17	0,15	0,35	0,32	0,85	То же	Средняя Азия	Диопсид-авгит	Еникеев, 1951
18	0,04	0,33	0,28	0,96	То же, в гранитном мигматите	Украина	Салит	Пискарянская, 1965
19	0,02	0,33	0,26	0,96	Метасоматит в гранитном мигматите	»	Феррисалит	Хмарук, Шербаков, 1963
20	0,01	0,42	0,33	0,99	Околоскарновая порода	Алдан	Фассаит розовый	Шабынин (устное сообщение)
21	0,00	0,24	0,24	1,00	«Роговик» в чарноките	Украина	Салит	Половинкина, 1961
22	0,01	0,29	0,13	0,91	Метапироксенит	Восточный Саян	Титанистый авгит	Удовкина (устное сообщение)
23	0,08	0,29	0,30	0,90	Нефелинизированные пироксениты	Тува	Ферроавгит	Кононова, 1961 (табл. 11)
24	0,10	0,29	0,30	0,88	То же	»	Титанистый ферроавгит	Тот же
25	0,00	0,25	0,03	0,88	Метасоматит в трахибазальте	Камчатка	Диопсид	Флеров, Долгова, 1967 (табл. 14, № 5)
26	0,16	0,48	0,29	0,81	Карбонат-метасоматит	Восточная Сибирь	Титанистый фассаит	Нечаева (устное сообщение)
27	0,15	0,30	0,35	0,85	Контакт известняка и нефелинового сиенита	Восточный Саян	Авгит с примесью эгирина	Костюк, Базарова, 1966 (табл. 6, № 8)
Зарубежные страны								
1	0,00	0,38	0,28	1,00	Кристаллический известняк в контакте с гранитоидами	Фассаталь, Тироль, Австрия	Фассаит	Doelter, 1914, № 130

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
2	0,00	0,25	0,19	0,99	Кристаллический известняк в контакте с гранитоидами	Фассаталь, Тироль, Австрия	Алюминиевый пироксен	Tilley, 1938 (табл. 2)
3	0,00	0,38	0,24	0,99	То же	То же	То же	Тот же (табл. 3, № 9)
4	0,01	0,25	0,20	0,97	» »	Венгрия	Фассаит	Tröger, 1951
5	0,02	0,30	0,27	1,00	Контактный роговик	Италия	»	Тот же
6	0,00	0,46	0,42	1,00	Магнезиальный скарн-ксенолит в габбро	США	»	Кпорі, Lee, 1957
7	0,00	0,28	0,19	0,99	Известково-силикатная контактовая порода	»	»	Tröger, 1951
8	0,07	0,25	0,28	0,89	Скарное включение в анортозите	Канада	Авгит	Hess, 1949 (№ 25)
9	0,01	0,56	0,39	0,99	Скарновый ксенолит в норите	Англия	Титанистый авгит	Dixon, Kennedy, 1933
10а	0,10	0,31	0,46	0,83	Магнезиально-скарновые включения в щелочном базальте (база-ните)	Эйфель, ФРГ	Клинопироксен	Aoki, Kushiho, 1968 (№ 4)
11	0,04	0,35	0,29	0,92	То же	»	»	Тот же (№ 9)
12а	0,07	0,29	0,33	0,83	» »	»	»	» » (№ 5)
13о	0,17	0,30	0,40	0,77	» »	»	»	» » (№ 6)
14о	0,14	0,24	0,34	0,81	» »	»	»	» » (№ 7)

Примечание. 1. Буквы у номеров означают: а—авгит, о—переход к омфациту. 2. Весь Ti как Ti³⁺ помещен в Y, в Z Ti нет. 3. См. еще пять фассаитов (Doelter, 1914). 4. Следующие пироксены не фассаиты, так как у них Al в Z < 0,24: с Цейлона Al в Z = 0,19 (Tilley, 1938, стр. 81; Дир и др., 1965, табл. 25, № 1), с Адамелло Al в Z = 0,22 (Дир и др., 1965, табл. 25, № 2).

Между фассаитами и омфацитами существует широкий разрыв составов (несмесимость), но и в нем имеется несколько промежуточных пироксенов с 0,12—0,22 Na в X (как у малонатровых омфацитов) и с 0,24—0,39 Al в Z (как у фассаитов) при соответствующем количестве R³⁺ в Y. Это омфацит-фассаит (синонимы: натровый фассаит и алюминиевый омфацит).

В литературе 1920—1970 гг. собрано более 115 химических анализов пироксенов, отвечающих типовой формуле фассаита. Большинство из них — за последнее двадцатилетие; один анализ (1877 г.) относится к фассаиту, получившему название по месту находки (см. табл. 2 и 3).

Фассаит считался редким минералом в метасоматических породах, а присутствие его в магматических не допускалось. Однако в СССР он выявлен нами в 35 месторождениях: в 19 — из метасоматических пород и в 16 — из магматических (на основе 47 анализов, соответственно 27 и 20). В зарубежных странах он находится в 8 месторождениях метасоматических пород (по 14 анализам). Следовательно, фассаит — весьма распространенный пироксен; анализов его оказалось больше, чем омфацита и жадеита, вместе взятых.

Состав метасоматических и магматических фассаитов близок, но в целом метасоматические более известковые и менее железистые. Среди тех и других преобладают фассаиты, подобные диопсидам-геденбергитам по количеству Ca в X. Им резко подчинены фассаиты, отвечающие авгитам, с 0,84—0,77 Ca (15 анализов) и переходные к омфацитам, за счет Na в X (9 анализов).

Коснемся трех диагностических признаков фассаитов.

М о р ф о л о г и я. Преимущественное развитие граней hkl , подавляющих грани призматического пояса и придающих кристаллам фассаитов псевдодипирамидальный, остrokонечный облик (Tröger, 1951, и др.), не всегда выдерживается. Многие фассаиты имеют четко выраженную призму, не остrokонечную головку, хотя грани hkl у них хорошо развиты. Подобная форма кристаллов присуща, например, байкалиту, т. е. диопсиду магнезиальных скарнов Слюдянки (см. также рис. 2 в статье Л. И. Шабынина в настоящем сборнике). Известны почти безалюминиевые диопсиды с фассаитовым — псевдодипирамидальным обликом, например из золоторудных (известково-магнезиальных) скарнов Марьинской тайги в Западных Саянах (образец из Минералогического музея АН СССР).

Ц в е т. Считавшийся характерным светло-зеленый цвет фассаитовых кристаллов оказался свойственным фассаитам с наименьшим содержанием железа, алюминия и титана. Фассаиты бывают также малиново-красные, похожие на некоторые из бледных пиропов; бурые, как титановые авгиты, ярко-зеленые и других цветов.

Д и с п е р с и я о п т и ч е с к и х о с е й известна не только у фассаитов, но и у многих титановых авгитов (не фассаитов!), у некоторых авгитов, диопсидов, эгирин-диопсидов и эгирин-геденбергитов (прежнее название — эгирин-авгит). У них также наиболее диспергирующей является ось B , идущая вблизи вертикальной оси c их кристаллов.

Фассаит метасоматических пород

Фассаит является типоморфным минералом магнезиальных — безгранатовых скарнов магматической стадии метасоматоза. Он может быть реликтовым в известковых — гранатовых скарнах (Жариков и др., 1969). Вслед за Л. И. Шабыниным (1969) В. А. Жариков и др. (1969) под названием «фассаит» магнезиальных скарнов по особенностям оптики объединяют также диопсид. Это неправильно. Формация магнезиальных скарнов характеризуется пироксенами с сильной дисперсией оптических осей, которые по составу являются как диопсидами, так и фассаитами.

В СССР (табл. 2) 16 фассаитов происходят из магнезиальных скарнов, которые возникли на контакте доломитовых или известково-доломитовых пород с гранитоидами или габброидами. В известковых скарнах фассаит встречается реже, обычно на контакте с гранитоидами и с их мигматитами (см. табл. 2, ан. 17—21). Он обнаружен в измененных пироксенитах (ан. 22) и в других существенно пироксеновых породах, развитых в экзоконтакте с нефелиновыми сиенитами, щелочно-карбонатными и габбро-сиенитовыми породами (ан. 23—27).

Среди зарубежных месторождений известен в основном фассаит в магнезиальных скарнах из экзоконтакта доломитизированных мраморов или известняков и гранитоидов (см. табл. 2, ан. 1—5, 7). В связи с основными породами магнезиально-скарновый фассаит встречается в ксенолитах среди габбро, норитов, анортозитов (ан. 6, 8, 9) и, наконец, во включениях в щелочных базальтах (ан. 10—14).

В метасоматических породах фассаит находится в парагенезисе со шпинелью или флогопитом, оливином, гиперстеном, магнетитом, основным плагиоклазом — это характерные ассоциации магнезиальных скарнов, иногда с гранатом, диопсидом, кальцитом и другими минералами из ассоциации более низкотемпературных — известковых скарнов.

Парагенезисы фассаитсодержащих магнезиальных и известковых скарнов настолько хорошо изучены (Шабынин, 1969; Жариков и др., 1969), что «закономерности сосуществующих составов и парагенезисов... могут служить основой для выявления условия (T , P , $\mu_{\text{впк}}$, среда) их образования» (Жариков и др., 1969, стр. 90).

Фассаиты магматических горных пород

№ п.п.	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
1	0,05	0,32	0,26	0,91	Пироксенит	Тува	Титанистый авгит	Кононова, 1961 (табл. 21)
2	0,01	0,29	0,12	0,91	»	Средний Урал	Салит	Воробьева и др., 1962 (табл. 66)
3	0,01	0,35	0,16	0,89	»	То же	»	Тот же
4	0,08	0,38	0,32	0,91	»	Сихотэ-Алинь	Титанистый авгит	Руб, Залищак, 1964 (табл. 2)
50	0,22	0,26	0,45	0,69	Корундовый эклогит (кимберлит)	Якутия	Алюминиевый омфацил	Соболев, Кузнецова, 1965
60	0,13	0,30	0,41	0,82	Плагиоклазовый эклогит (кимберлит)	Южная Якутия	Пироксен	Бобревич и др., 1959
7	0,02	0,34	0,23	0,93	Оливиновый габбро-долерит	Якутия	Клинопироксен	Виленский, 1967 (табл. 4, № 37)
8	0,02	0,29	0,29	0,96	Долерит	»	Авгит	Тот же (№ 23)
9	0,00	0,30	0,21	0,93	Долеритовый пегматит	»	Клинопироксен	» » (№ 1)
10	0,04	0,31	0,26	0,89	Габбро-диабаз	Норильск	Диопсид-авгит	Веселовская, 1950 (№ 32)
11a	0,09	0,25	0,34	0,78	Андезит (в)	Азербайджан	Авгит	Мамедов, Махмудов, 1957
12a	0,04	0,25	0,16	0,83	Андезитовый порфирит (в) (зоны в авгите)	Грузия	»	Гинзбург и др., 1971 (табл. 8)
13	0,04	0,25	0,22	0,85	То же	»	»	Тот же
14	0,06	0,25	0,19	0,89	Эпидейцитовый габбро-сиенит	Камчатка	Авгит с примесью эгирина	Флеров, Долгова, 1967 (табл. 14 № 3)
15	0,07	0,30	0,28	0,85	Трахитобазальт (в)	»	Титанистый авгит	Тот же (№ 1)
16	0,06	0,25	0,18	0,83	Кластолава	»	То же	» » (№ 2)
17	0,05	0,28	0,26	0,94	Уртит	Кузнецкий Алатау	» »	Андреева, 1968 (табл. 10, № 3)
18	0,09	0,28	0,18	0,91	Ийолит	Тува	» »	Кононова, 1961 (табл. 5)
19	0,08	0,38	0,33	0,90	»	»	» »	Тот же
20	0,06	0,34	0,37	0,89	»	»	» »	» »

Зарубежные страны

1	0,02	0,24	0,42	0,94	Эклогит	Англия	Фассаит	Дир и др., 1965 (табл. 25)
2a	0,06	0,40	0,31	0,81	Оливиновое габбро	Норвегия	Авгит	Веселовская, 1950
3a	0,00	0,43	0,42	0,78	?	Канада	Ферроавгит	Дир и др., 1965 (табл. 17, № 27)
4	0,07	0,28	0,28	0,91	Безоливиновый базальт (в)	Франция	Авгит	Varet, 1969 (№ v)
5a	0,04	0,25	0,19	0,84	Базальт (?)	Гавайи	»	Dixon, Kennedy, 1933
6	0,09	0,30	0,16	0,90	Туф (в)	Не указан	»	Веселовская, 1950 (№ 224)
7a	0,05	0,28	0,22	0,82	Оливиновый базальт (в)	Ирландия	»	Дир и др., 1965 (табл. 5, № 3)
8a	0,03	0,24	0,19	0,77	Базальт	США	Титанистый авгит	Holzner, 1934 (№ 13)
90	0,12	0,39	0,50	0,87	Включение в базальте	Венгрия	То же	Тот же (№ 11)
10	—	0,25	—	—	Сиенит	Канарские о-ва	—	Le Bas, 1962

Таблица 3 (окончание)

№ п. п.	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
11	—	0,25	—	—	Трахит (в)	ФРГ	Авгит	Le Bas, 1962
12	0,04	0,26	0,24	0,86	Трахиадезит (в)	Япония	Алюминиевый титанавгит	Aoki, 1964 (№ 11)
13а	0,07	0,25	0,21	0,84	?	Килиманджаро	Авгит	Dixon, Kennedy, 1933
14	—	0,29	—	—	Эссексит	ФРГ	Титанистый авгит	Le Bas, 1962
15	0,07	0,29	0,24	0,90	Эссексит-порфир (в)	»	То же	Holzner, 1934 (№ 1)
16	0,06	0,31	0,26	0,92	Нефелиновый долерит (зоны песочных часов)	Лёбау, ГДР	» »	Тот же (№ 4)
17	0,06	0,30	0,24	0,92	То же	» »	» »	» » (№ 5)
18	0,07	0,30	0,23	0,91	» »	» »	» »	» » (№ 6)
19	—	0,31	—	—	» »	» »	» »	Le Bas, 1962
20	0,08	0,34	0,17	0,89	» »	ФРГ	» »	Holzner, 1934 (№ 7)
21	0,07	0,30	0,24	0,90	» »	» »	» »	Тот же (№ 8)
22	0,06	0,26	0,20	0,92	» »	» »	» »	» » (№ 9)
23о	0,12	0,27	0,26	0,87	» »	» »	» »	» » (№ 10)
24	0,06	0,25	0,15	0,89	Тешенит	Австралия	—	Le Bas, 1962 (табл. 2)
25	0,07	0,31	0,25	0,90	»	Польша	Титанистый авгит	Дир и др., 1965 (табл. 20, № 1)
26а	0,06	0,25	0,21	0,83	Керсутитовый тешенит	Япония	То же	Aoki, 1964 (№ 22)
27	—	0,25	—	—	Тералит	Западный Сиам	—	Le Bas, 1962
28	—	0,29	—	—	»	Новая Зеландия	—	Тот же
29	—	0,32	—	—	»	Лугар-Силл	—	» »
30	—	0,25	—	—	Щелочной базальт (в)	Япония	—	Le Bas, 1962
31	0,04	0,28	0,26	0,87	То же	Италия	Ферроавгит	Дир и др., 1965 (табл. 17, № 24)
32	0,07	0,27	0,21	0,88	» »	Корея	Титанистый авгит	Aoki, 1964 (№ 18)
33а	0,05	0,25	0,27	0,79	Трахибазальт (в)	Япония	Алюминиевый титанавгит	Тот же (№ 13)
34	0,05	0,59	0,61	—	Тефрит	Капверден	Титанистый авгит	Doelter, 1914 (№ 119)
35	0,08	0,24	0,21	0,92	Лейцит-нефелиновый базальт	ФРГ	То же	Holzner, 1934 (№ 17)
36	0,01	0,49	0,39	0,97	Якупирангит (в)	Канада	Пироксен	Peacor, 1967
37	0,00	0,38	0,33	0,95	Якупирангит	»	Титанистый авгит	Warren, Allen, 1916
38	0,00	0,38	—	—	Нефелиновая порода	Испания	—	Le Bas, 1962
39о	0,18	0,32	0,50	0,82	Мваскитовый фонолит (в)	Франция	Клинопироксен	Varet, 1969 (№ 1)
40а	0,06	0,29	0,30	0,83	Фонолит (в)	»	»	Lefèvre, 1969 (№ 3)
41а	0,06	0,31	0,29	0,83	»	»	»	Тот же (№ 6)
42	—	0,34	—	—	Фонолит	ФРГ	—	Le Bas, 1962
43	—	0,28	—	—	Нефелинит	»	—	Тот же
44	—	0,31	—	—	Лава (в)	Конго	—	» »

Примечание. См. примечания 1 и 2 к табл. 2. (в) — вкрапленники. 3. См. еще четыре фассаита (Dixon, Kennedy, 1933) и три (Doelter, 1914).

Своеобразны марганцевый фассаит магнизиальных скарнов СССР (см. табл. 2, ан. 9) с 0,2 Мп в Y и омфациит — фассаит известковых скарнов СССР (ан. 17), в котором 0,15 Са находится в Y . Интересны фассаиты из нефелинизированных пироксенитов СССР (см. табл. 2, ан. 23, 24) и омфацииты — фассаиты из апатит-пироксенового и апатит-магнетит-пироксенового включений в щелочных базальтах ФРГ (ан. 13, 14). Следовательно, воздействие щелочной магмы приводит не только к эгиринизации пироксенов, т. е. обогащению их Na в X и Fe^{3+} в Y (при повышенных потенциале кислорода и температуре), но и к фассаитизации пироксенов, т. е. к обогащению их Al в Z и (Al, Fe^{3+} , Ti^{3+}) в Y . Согласно теории кислотно-щелочного взаимодействия Д. С. Коржинского (1960), эгиринизация осуществляется при повышенном потенциале щелочи (Na), а фассаитизация — при пониженном.

Фассаит магматических пород

Моноклинный пироксен магматических пород с таким же, как у метасоматического фассаита, содержанием Al в Z и R^{3+} в Y тоже должен именоваться фассаитом. В СССР он установлен среди различных по химизму глубинных и излившихся пород: в пироксенитах и эклогитах, в долеритах (трапгах) и габбро-диабазе, в андезитах и их порфиритах, в габбро-сиените и трахибазальте, в уртите и в ийолитах (табл. 3, ан. 1—20). За границей магматический фассаит выявлен в еще большем наборе горных пород; его встречаемость в 2,5 раза выше, чем метасоматического (51 анализ против 18). Он наиболее распространен в щелочно-основных глубинных и излившихся породах (ан. 13—35), част в основных (ан. 1—9) и в щелочных (ан. 36—44) интрузивах и эффузивах, редок в субщелочных эффузивах и интрузивах (ан. 10—12).

Таким образом, фассаит может встречаться в любых бедных кремнеземом изверженных породах: ультраосновных, основных и средних, субщелочных, щелочно-основных и щелочных. В породах нормального ряда фассаит развит вместо диопсида-геденбергита или авгита и омфациита, в породах щелочного ряда — вместо эгирина-диопсида, эгирина-геденбергита или эгирина.

Если пироксен представлен фассаитом, а не другими кальциевыми или натрово-кальциевыми пироксенами, типоморфные парагенезисы разнообразных магматических горных пород остаются прежними. Имеются в виду мономинеральные образования — пироксениты или сегрегации вкрапленников в лавах, ассоциации с плагиоклазом, гранатом, нефелином и многие другие. Некоторые магматические парагенезисы фассаита похожи на метасоматические. Своеобразны парагенезисы пироксенов, переходных от фассаитов к омфацитам.

Физико-химический анализ магматических парагенезисов фассаитов сводится по существу к определению причин обогащения кальциевых и натрово-кальциевых пироксенов Al в Z и Al, Fe^{3+} в Y до пределов фассаита. Таких причин, которые взаимосвязаны, намечается несколько.

Кристаллохимическая обусловленность вхождения больших количеств Al в структуру фассаита с сохранением ее стабильности. Из четырех катионных мест Al занимает от 0,5 до 1 и, распределяясь по двум позициям Z и Y , преобладает в Z . Полной компенсации нет: R^{3+} в Y меньше, чем Al в Z (см. табл. 2, 3).

Режим кислотности — щелочности при кристаллизации из расплава действует, как и при метасоматозе. Изменением кислотности — щелочности среды определяется, по Д. С. Коржинскому (1960), изменение содержания Al; точнее, понижение активности щелочей вызывает вытеснение более слабой кислоты более сильной ($Si \rightarrow Al$), а более сильного основания — более слабым (Fe^{2+} , $Mg \rightarrow Al$). Замещение в кислот-

ном радикале Si на больший ион Al, а в основном радикале — Mg и Fe²⁺ на меньший ион Al обусловлено понижением щелочности (Na). Влияние кислотности — щелочности на состав моноклинных пироксенов магматических пород (Виленский, Зедгенизов, 1969) рассмотрено на основе отношения (Na+K) : Al к Si без выделения фассаитов и без учета трех типов Al в пироксенах: Al(Fe³⁺) в Y в связи с Al в Z и Al(Fe³⁺) в Y в связи с Na в X. (Высокое содержание Fe³⁺ — признак повышенного потенциала кислорода или его парциального давления.) Поэтому выводы об обогащенности клинопироксенов никеленосных трапповых интрузивов Al (а пироксен — авгит, а не фассаит) и о максимальном количестве Al в клинопироксенах основных недосыщенных кремнекислотой породах (см. табл. 3) неточны.

Режим температуры и давления. При искусственной кристаллизации плавных базальтов (Рашин, 1959) известный пироксен обогащается Al в условиях неравномерного, скачкообразного охлаждения при атмосферном давлении. Из шихты соответствующего состава фассаит синтезирован при атмосферном давлении, но при равномерном спаде температуры (Цветков, 1951; Sakata, 1957, и др.). Однако кристаллохимически нахождение Al в шестерной координации (т. е. в Y) — признак повышенного давления при кристаллизации силикатов (Соболев, 1949), в том числе фассаитов. Согласно геологическим наблюдениям (Le Bas, 1962), возрастающие нагрузки способствуют вхождению Al в Y больше, чем в Z. Повышение температуры обуславливает, например, вхождение в диопсиды-геденбергиты Na в X и R³⁺ в Y (Перчук, Кононова, 1970). При тех же парагенезисах, но разном составе пироксена, при разных парагенезисах, но одинаковом составе пироксена (фассаита) допускается качественно иная разница не только в активности Na, но и в значениях давления и температуры.

Распределение Al между пироксеном и сосуществующим с ним другим минералом. В сообществе с плагиоклазом более идиоморфный, больших размеров и преобладающий пироксен обычно обогащен Al, вплоть до фассаита (см. табл. 3); ксеноморфный, меньших размеров и подчиненный плагиоклазу пироксен обеднен Al или лишен его. Такие отношения интерпретировались как последовательность кристаллизации: пироксен до плагиоклаза и после него. Согласно парагенетическому учению Д. С. Коржинского, они тракуются как совместная кристаллизация обоих минералов с большей силой роста той кристаллической фазы, концентрация компонентов которой в расплаве большая. Такие же взаимоотношения и распределение Al и у сосуществующих пироксена (часто фассаита) и нефелина. Они намечаются у пары пироксен (фассаит) — гранат.

Значение состава расплава и роль дифференциации. Направленностью дифференциации обусловлен состав того расплава, из которого кристаллизуются фассаитовые породы. Его химизм не может не влиять на состав образующихся минералов, хотя заметные коррективы в этот процесс вносят степень активности Na и перепадов давления и температуры. По Ле Басу (Le Bas, 1962), количество Al в Z в клинопироксенах возрастает с дифференциацией щелочных магм и падает с дифференциацией известково-щелочных: чем больше в пироксенах (Ca+Na+K), тем больше в них Al в Z. При дифференциации магмы, богатой Al, содержание Na в пироксенах уменьшается, но возрастает во всех других типах магм.

Заключение

1. Пироксены с 0,25—0,50 Al в Z и соответствующим количеством Al, Fe³⁺, Ti³⁺ в Y как метасоматического, так и магматического происхождения следует именовать фассаитами. Фассаиты по 0,25 Al в Z отделяются от диопсидов-геденбергитов и авгитов, у которых до 0,24 Al в Z. По 1,00 —

0,85 Са в X они похожи на диопсиды-геденбергиты и только некоторые с 0,84—0,77 Са в X — на авгиты. Выявлены фассаиты, отклоняющиеся к омфацитам: помимо Al в Z и R^{3+} в Y они содержат до 0,12—0,22 Na в X в связи с R^{3+} в Y.

2. Генетический подход к наименованию видов пироксенов, как видно из рассмотренного примера, себя не оправдал. Горная порода и парагенезис пироксена не определяют точно его состав и не служат основанием для названия. Сходные по названию и парагенезисам горные породы могут содержать разные виды пироксенов и наоборот. Выделение типоморфных пироксенов, свойственных определенным парагенезисам, часто приводит к объединению разных пироксенов под одним названием или объединению одних и тех же пироксенов под разными названиями.

Фассаиты, диопсиды-геденбергиты и авгиты, у которых значения Al в Z и Са в X колеблются вблизи их границ, иногда присутствуют в одной породе и даже слагают зоны одного кристалла.

3. Фассаиты встречаются в разнообразных метасоматических породах преимущественно магматической стадии и во всех бедных кремнеземом типах эффузивных и интрузивных пород нормальной и щелочной серий с их ультраосновным, основным и средним рядами.

Парагенезисы метасоматических и магматических фассаитов большей частью неодинаковы. Для большинства метасоматических фассаитов с помощью парагенетического анализа установлены физико-химические условия их образования. Для магматических фассаитов полный анализ парагенезисов еще предстоит провести. Объяснение причин высокого содержания в фассаите Al в Z и в Y — ключ к пониманию его магматических парагенезисов и в итоге — условий образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. Изд-во «Наука», 1968.
- Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А. и др. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. — Труды ГИН АН СССР, серия петрогр., 1950, вып. 86, № 33.
- Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.
- Виленский А. М., Зедгенизов А. Н. О влиянии щелочности на состав магматических клинопироксенов. — Докл. АН СССР, серия геол., 1969, 186, № 2.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свейникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65.
- Гинзбург И. В. Опыт уточнения систематики пироксенов со структурой типа диопсида. пр. гр. С2/с. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, 41, вып. 5.
- Гинзбург И. В. Пример несмесимости природных пироксенов: диопсида и фассаита и критерии несмесимости. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2.
- Гинзбург И. В. К упорядочению наименований пироксенов в СССР. — В кн. «Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания». Баку, 1969.
- Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов. — В кн. «Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса». Изд-во «Наука», 1970.
- Гинзбург И. В., Телешова Р. Л., Осолодкина Г. А., Унанова О. Г. Вариации состава одних и тех же пироксенов (по данным химических анализов). — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 20. Изд-во «Наука», 1971.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Изд-во «Мир», 1965.
- Еникеев М. Р. Чаткальский диопсид-авгит. — Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2.
- Жариков В. Я., Власова Д. К., Перцев Н. Н. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации скарнов. — В кн. «Тезисы докладов к совещанию по типоморфизму минералов». М., 1969.
- Кононова В. А. Ургит-ийолитовые интрузии юго-восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 60.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главный фактор метасоматических и послемагматических процессов. — В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

- Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1966.
- Мамедов А. И., Махмудов С. А. Об авгите из андезитов горы Сарымсаглы. — Докл. АН Азерб. ССР, 1957, 13, № 10.
- Перчук Л. Л., Кононова В. А. Диаграмма фазового равновесия для парагенезиса нефелин — пироксен. — Докл. АН СССР, серия геол., 1970, 192, № 2.
- Пискарская Е. К. О пироксене из скарнов побережья реки Уж на Волыни. — Мин. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 1.
- Половинкина Ю. И. О так называемых монцонитах Фрисарки (Украина) и их генезисе. — В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
- Рашии Г. А. Роль алюминия в минералообразовании при кристаллизации основных силикатных расплавов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Руб М. Г., Залищак Б. Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Новые данные по минералогии эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии. — Докл. АН СССР, 1965, 163, № 2.
- Флеров Г. Б., Долгова Т. В. Пироксены. — В кн. «Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки». Изд-во «Наука», 1967.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Зелені клінопіроксени метасоматитів Приазов'я та Побужжя. — Труды Ин-та геол. АН Укр. ССР, серия петрогр., минерал., геох., 1963, вып. 20.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. — Труды ГИН АН СССР, серия петрогр., 1951, вып. 138, № 41.
- Шабьнин Л. И. О фассаитовом характере пироксенов магнезиальных скарнов. — Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6.
- Юдина В. В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Ботубобии. Изд-во «Наука», 1965.
- Юдина В. В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматизма, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район). — В кн. «Соотношение магматизма и метасоматоза в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
- Aoki K. Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. — Amer. Min., 1964, 49, № 11—12.
- Aoki K., Kushiro I. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. — Contribs Mineral., Petrol., 1968, 18, № 4.
- Dixon B. E., Kennedy W. Q. Optically uniaxial titanaugite from Aberdeenshire. — Zeit. Krist., 1933, 86, Hf. 1—2.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Bd. 2, Hf. 1. Leipzig, 1914.
- Ginzburg I. V. An attempt to rationalize the classification of natural pyroxenes of space group C2/c. — Paper, proc. 5th General meeting IMA, Cambridge, England, 1966. Min. Soc. London, 1968.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. — Amer. Min., 1949, 34, № 9—10.
- Holzner J. Beiträge zur Chemie und optik sanduhrförmiger titanaugite. — Zeit. Krist., 1934, 87, Hf. 1—2.
- Knopf A., Lee D. E. Fassait from Helena, Montana. — Amer. Min., 1957, 42, N 1—2.
- Le Bas M. J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation of their parentage. — Amer. J. Sci., 1962, 260.
- Lefèvre C. Remarques sur la valeur du paramètre *b* de la maille des clinopyroxenes. — Bull. Soc. Franç. Miner. Crist., 1962, 92, № 1.
- Peacor D. R. Refinement of the crystal structure of pyroxene of formula $M_1M_2(Si_{1.5}Al_{0.5})O_6$. — Amer. Min., 1967, 52, № 1—2.
- Sakata Y. Unit-cell dimensions of synthetic aluminian diopside. — Japan J. Geol. geogr., 1957, 28, № 4.
- Tilley C. G. Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestone. — Geol. Mag., 1938, 38, № 884.
- Tröger E. Über den Fassait und über die Einteilung der Klinopyroxene. — Neues Jahrb. Mineral. Monat., 1951, Hf. 6.
- Varet J. Les pyroxenes des phonolites du Cantel (Auverges, France) — Neues Jahrb. Mineral. Monat., 1969, № 4.
- Warren C. H., Allen J. A. A titaniferous augite from Ice River, British Columbia. — Amer. J. Sci., 1916, 43, № 253.

О. С. ГРУМ-ГРЖИМАЙЛО

О МИНЕРАЛОГИИ ТРОШКОВСКОЙ ГЛИНЫ

Известное Трошковское месторождение глины в Якутской АССР в течение последних лет исследовалось сотрудниками Иркутского государственного университета, Института огнеупоров, ГИКИ, НИИСтройкерамика, ИГЕМ АН СССР. В результате было выяснено, что в верхних слоях месторождения наряду с каолинитом имеется, а иногда и преобладает монтмориллонит, в то время как нижние горизонты сложены в основном каолинитом и дегидратированным галлуазитом. Относительно роли галлуазита в трошковских глинах мнения исследователей серьезно различаются. Указывалось, что в трошковских глинах содержится от долей до 70% галлуазита (Августинник, 1957). Настоящее комплексное исследование было предпринято для выяснения роли галлуазита в весьма распространенной на месторождении серой камнеподобной разновидности глины типа «кристалл».

Оптический анализ. При изучении под микроскопом было установлено, что исследуемая глина имеет конгломератовидную текстуру, обусловленную наличием среди тонкодисперсной массы включений зерен кварца, сравнительно крупных (до 300 мк) червеобразных кристаллов каолинита и сильно измененных зерен полевого шпата. Цементирующая тонкодисперсная масса обычно слабо поляризует, но местами изотропна. Полагают (Яковлева, 1952), что изотропные участки в трошковских глинах сложены галлуазитом, а слабо поляризующие — смесью каолинита и монтмориллонита. Показатели преломления агрегатов ориентированных частиц $< 1 \text{ мк} : n'_g = 1,557; n'_p = 1,550$. В остатке на сите 10 000 *отс/см²* помимо кварца, полевого шпата и каолинита обнаружены единичные зерна халцедона, мусковита, циркона, пирита и гематита.

Химический анализ. Результаты химического анализа глины «кристалл» (аналитик Л. И. Коршикова) следующие (вес. %):

SiO ₂	49,98	MgO	0,70
Al ₂ O ₃	34,78	SO ₃	Сл.
TiO ₂	0,14	K ₂ O + Na ₂ O	0,30
Fe ₂ O ₃	0,60	П. п. п.	12,86
CaO	0,84	Сумма	100,20

Содержание «свободного» кварца 4,88%. Состав поглощенных оснований (в мг-экв на 100 г): Ca 18,00; K+Na 0,80; Mg 2,77; сумма 21,57. Состав водорастворимых солей (в мг-экв на 100 г): OH 0,52; Cl 0,34; Ca 0,70; Mg 0,55; SO₄ 0,57.

Электроноскопический анализ. С помощью электронного микроскопа были выделены следующие разновидности глинистых частиц: изометрич-

ные с неровными краями, псевдогексагональные, короткостолбчатые, конические.

Изометричные с неровными краями зерна составляют основу глины. Их размеры колеблются от долей до 1—2 мк. Преобладают частицы с диаметром менее 0,5 мк. Самые мелкие зерна 0,5 мк и менее обычно прозрачные, крупные — полупрозрачные или темные. Края зерен могут быть угловатыми, сглаженными, иногда прямолинейными на каком-либо участке или зазубренными. Характер контуров позволяет предположить, что среди рассматриваемых зерен могут находиться различные минералы. Больше всего угловатые зерна напоминают каолинит, а с зазубренными краями — обломки кристаллов галлуазита или гидрослюды.

Псевдогексагональные по форме зерна очень редки. Их размеры почти никогда не превышают 0,5 мк. Углы у них, как правило, сглажены. По-видимому, эти зерна относятся к каолиниту.

Короткостолбчатые зерна бывают двух видов: тонкие и толстые. Для тонких зерен характерна строгая прямолинейность длинных сторон, прозрачные или полупрозрачные, иногда расщепленные концы и изредка ступенчатая поверхность. Ступени (их две-три) располагаются параллельно длинным сторонам и, видимо, обусловлены отщеплением части зерна по спайности. На основании указанных свойств описанные зерна могут быть отнесены к гидрослюде. Они крайне редки.

У толстых короткостолбчатых зерен длина в 2—3 раза превышает ширину, которая равна толщине. Вдоль оси зерен иногда наблюдается светлая полоса. Концы зерен либо ровные, либо зазубренные и просвечивают. Поперечные размеры в некоторых случаях резко изменяются (рис. 1, 1). Иногда у зерен можно зафиксировать плохо выраженные неровные грани и полости в сердцевинах. Встречаются также кольцевидные и полигональные формы, возможно, являющиеся небольшими, как бы стоящими на подложке кристаллами. Края зерен нечеткие. Даже при работе с микроскопом, имеющим высокую разрешающую способность, не всегда удается получить четкие изображения. Чем это вызвано, пока неясно. Т. Ф. Бейтс (Бейтс, Хильдебрандт, 1962) объясняет такой «пушистый» облик кристаллов неровностями поверхности. Существует мнение, что расплывчатость контуров вызвана поверхностным слоем кристаллов, атомы которого находятся в неупорядоченном состоянии. Последнее более вероятно. Микродифракционный анализ толстых короткостолбчатых зерен позволяет однозначно отнести их к галлуазиту (рис. 2). Следует отметить, что при изучении галлуазита с помощью микродифракции были обнаружены сильно деформированные кристаллы и кристаллы с различными осями удлинения.

Среди конических зерен, как и среди короткостолбчатых, выделяются тонкие и толстые. Тонкие зерна имеют вид равнобедренных треугольников с углом 35—40° в вершине. Противолежащая вершине грань в отличие от двух других обычно неровная, и зерно здесь просвечивает. Иногда у этой грани наблюдается небольшой треугольный прозрачный язычок (см. рис. 1, 2). В других случаях язычок, по-видимому, обломан. Описываемые зерна характеризуются большим постоянством размеров: 0,5 мк по высоте треугольника. Встречаются они редко, и генезис их неясен.

Толстые конические зерна отличаются большим разнообразием параметров. Обычно это усеченные конусы с углами 10—30°, длина 0,1—1 мк. Весьма важной особенностью их является наличие вдоль оси просвечивающей полосы, расширяющейся к основанию конуса (см. рис. 1, 3). В оттененных препаратах иногда достаточно наглядно видно, что зерна с прозрачной полосой вдоль оси представляют собой полые тела, напоминающие кульки. Учитывая несомненное наличие в глине галлуазита, можно допустить, что рассматриваемые зерна являются как бы частично развернутыми труб-



Рис. 1. Различные типы короткостолбчатых и конических зерен. Зарисовки по микрофотографиям

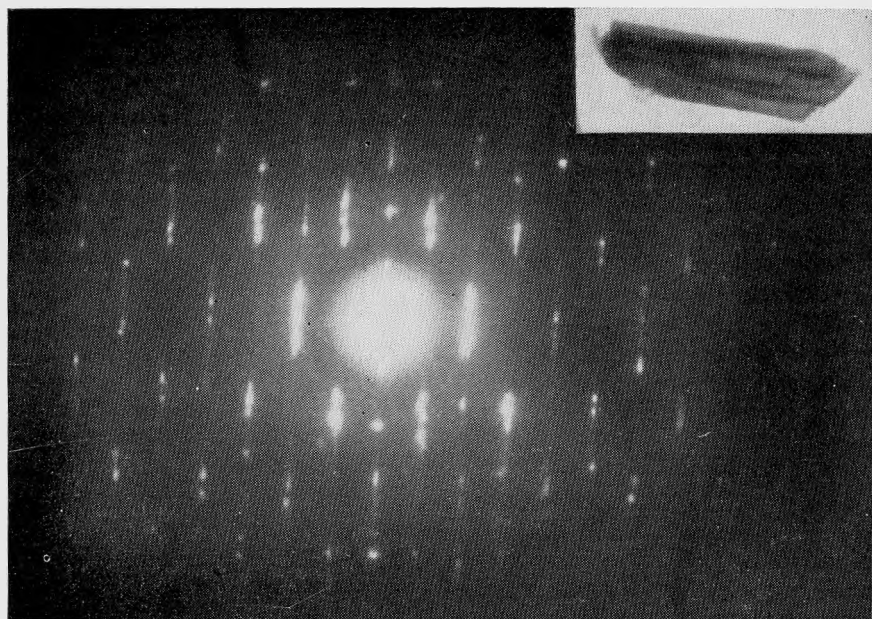


Рис. 2. Микродифракция короткостолбчатого кристалла галлуазита (показан в правом верхнем углу рисунка). Выполнено А. И. Горшковым

ками этого минерала. Подтверждением этой точки зрения может служить возрастание количества конусообразных зерен в прокаленных при 300–600°С препаратах.

Особую, и притом многочисленную, группу среди конических зерен составляют X-образные сростки кристаллов галлуазита (см. рис. 1, 4). Четко различимые двойники встречаются сравнительно редко, но вообще среди конических зерен они, по-видимому, преобладают.

Рентгеновский анализ. Результаты съемки ориентированного образца (фракция <1 мк) приведены в таблице.

Межплоскостные расстояния глины. Трубка БСВ-2, $\text{CoK}\alpha$ -излучение, 45 кв, 10 ма, D-57 мм, экспозиция 3 час, Fe-фильтр

$d/n, \text{Å}$	I	$d/n, \text{Å}$	I	$d/n, \text{Å}$	I	$d/n, \text{Å}$	I
13,8*	1	2,75	2	1,665	6	1,492	5
7,2	10	2,52	5	1,624	3	1,376	1
4,47	4	2,393	6	1,580	1	1,343	2
4,19	3	2,298	6	1,541	4	1,308	3
3,86	1	2,193	4	1,492	5	1,285	1
3,34	4	1,790	3	1,376	1	1,240	3

* Линия 13,8 Å относится к монтмориллониту, остальные — к минералам группы каолинита.

Рентгенограммы трех образцов показаны на рис. 3. Характер дифракционной картины неориентированного образца (число линий, их интенсивности и диффузность) позволяет сделать вывод о частичном несовершенстве структуры каолинитового минерала, находящегося в глине. Если сопоставить значения межплоскостных расстояний из таблицы и рис. 3, А

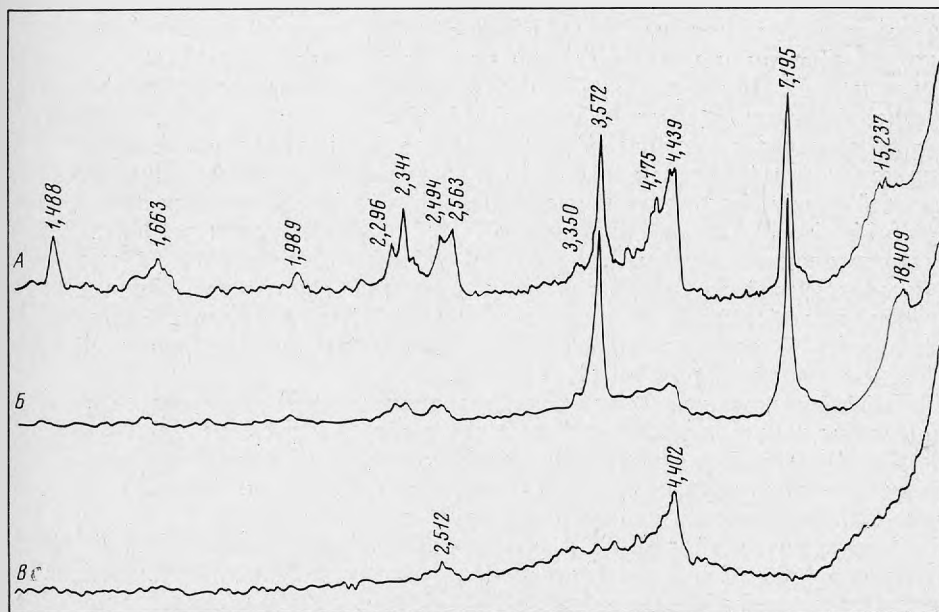


Рис. 3. Рентгенограммы фракции <1 мк

А — образец не ориентирован; Б — образец ориентирован и насыщен глицерином; В — образец прокален при 600°С в течение 3 час. Условия съемки: УРС-50И, $\text{CoK}\alpha$ -излучение, 45 кв, 25 ма. Межплоскостные расстояния в Å. Выполнено Б. А. Сахаровым

с соответствующими данными, которые приводят В. А. Дриц, А. А. Кошаев (1960) и Бриндли (Рентгеновские методы..., 1965), то по степени совершенства структуры исследуемый каолинит займет промежуточное положение между высокоупорядоченным каолинитом и весьма неупорядоченным по оси *b* (обр. 17 в статье Дрица и обр. 7 в статье Бриндли). Следует, однако, иметь в виду, что характер рассматриваемой дифракционной картины может быть в какой-то степени обусловлен присутствием в пробе галлуазита.

Рентгенограмма ориентированного и насыщенного глицерином образца (см. рис. 3, *Б*), несомненно, доказывает, что в глине имеется небольшое количество монтмориллонита (линия 15,237 Å после насыщения образца глицерином сместилась до 18,409 Å).

Прокаленный при 600° С образец интересен, во-первых, тем, что главная базальная линия монтмориллонита, появление которой можно было ожидать на рентгенограмме в области 9,5 Å (Рентгеновские методы..., 1965), отсутствует (см. рис. 3, *В*). Не исключено, что это связано с разрушением монтмориллонита уже при температуре 600° С. Другая особенность данной рентгенограммы (см. рис. 3, *В*) заключается в присутствии на ней широких (диффузных) линий при 4,402 и 2,512 Å. Впервые это отмечено А. С. Быстриковым (НИИСтройкерамика). В. А. Дриц полагает (устное сообщение), что эти линии возникли в связи с сохранением частичной упорядоченности атомов в дегидратированном каолините (метакаолините). На возможность наличия в метакаолините остаточной окристаллизованности в виде двухмерной упорядоченности указывает Бринди (Рентгеновские методы..., 1965). В этой же работе Рой и др. показали, что рефлексы от метакаолинита могут быть получены до 825° С. Хилл получил рентгенограмму метакаолинитовой фазы, на которой была и линия в области 4,43 Å. Частичная двухмерная упорядоченность в исследуемых образцах подтверждается также данными электронографии.

Электронографический анализ. На электронографию были представлены те же образцы, которые исследовались при помощи дифрактометра (см. рис. 3). Съемку и интерпретацию электронограмм провели В. С. Супольников и З. В. Врублевская. По данным этих исследователей, на электронограмме фракции <1 мк рефлексы с $k \neq 3l$ не разрешаются, рефлексы с $k=3l$ несколько размыты. Геометрическое расположение последних и их интенсивности (рефлексы 20 *l* и 13 *l*) указывают на то, что минерал, слагающий пробу, относится к каолинитовой группе с базисными параметрами $a_0=5,14$, $b_0=8,92$; псевдопериодом $c_0 \cong 7$ и псевдоуглом $\cong 104,5^\circ$. Итак, судя по электронограмме, природный образец *А* относится к каолиниту с несовершенной структурой; возможна примесь галлуазита. Анализ электронограммы образца *В*, прокаленного при 600° С, показал, что разрушенный каолинитовый минерал (очень сильно разупорядоченный вариант *А*) имеет базисные параметры $a_0=5,14$, $b_0=8,92$.

Дифференциальные термический и термовесовой анализы выполнены для глины и для фракции <1 мк в чистом виде и в смеси с V_2O_5 (рис. 4). Из рис. 4 видно, что кривые ДТА и обезвоживания глины и фракции <1 мк не имеют существенных отличий. Это свидетельствует о большой близости минерального состава глины в целом и ее тонкой части.

Эндотермический эффект в области 600° С и экзотермический эффект в области 1000° С принадлежат минералам группы каолинита. Небольшой эндотермический эффект в области 150° С, по-видимому, связан с примесью монтмориллонита, но частично этот эффект может быть обусловлен несовершенством структуры каолинита (Виколова, 1957).

По индексу формы ($i=a/b$; см. рис. 4), который равен 0,60—0,65, можно предположить наличие в пробах 20—30% галлуазита (Цветков и др., 1960).

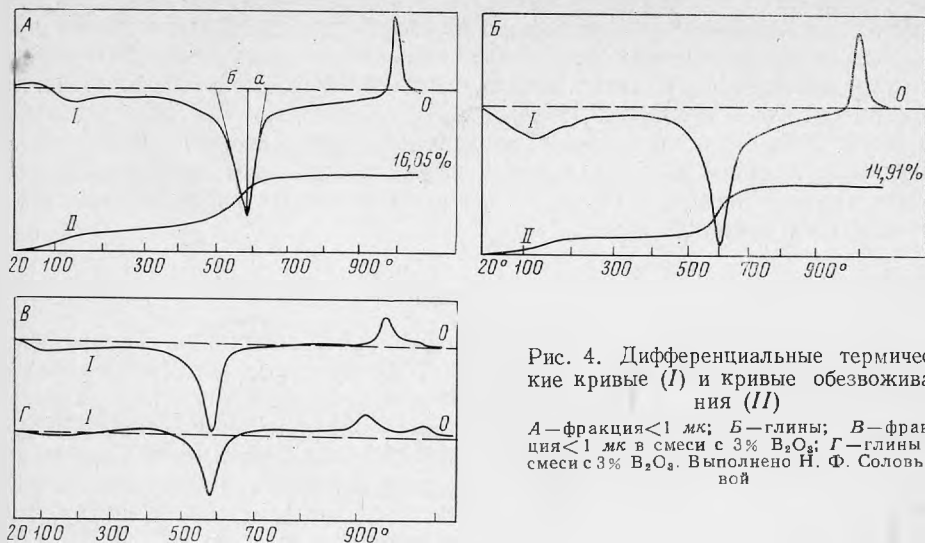


Рис. 4. Дифференциальные термические кривые (I) и кривые обезвоживания (II)

А — фракция < 1 мк; Б — глины; В — фракция < 1 мк в смеси с 3% B_2O_3 ; Г — глины в смеси с 3% B_2O_3 . Выполнено Н. Ф. Соловьевой

Присутствие галлуазита в заметном количестве подтверждается кривыми ДТА проб с добавками B_2O_3 (см. рис. 4, В и Г). На этих кривых наблюдаются раздвоение экзотермического эффекта в области $1000^\circ C$ и отчетливое смещение одной его части в область более низких температур ($910-930^\circ C$). Как считают некоторые исследователи (Colgrave, Rigly, 1952, 1953; Пилоян, Вальяшихина, 1970), такое смещение характерно для галлуазита, но не свойственно каолиниту.

Кривые обезвоживания показывают, что значительная часть кристаллизационной воды (12,2%, см. рис. 4, А и 11,5%, см. рис. 4, Б) теряется в области второго эндотермического эффекта, т. е. в области разрушения решетки каолиновых минералов. Это позволяет подсчитать их общее количество, которое для фракции < 1 мк составляет 87,0%, а для глины — 82,0%. В области первого эндотермического эффекта теряется 3,8 и 3,4% влаги, что могло бы соответствовать 20—25% монтмориллонита. Однако такого его количества нет в изученных пробах, поэтому можно допустить, что лишь часть воды связана с монтмориллонитом (которого, видимо, не более 10—12%), а другая часть удерживается каолинитом за счет его тонкодисперсности или несовершенства структуры (Викулова, 1957).

Суммируя результаты приведенных анализов, можно сделать заключение о несомненном наличии галлуазита в изученной пробе. Это доказывается таким «прямым» методом исследования, как микрофракция, и подтверждается ДТА и электроноскопией. Количество галлуазита, однако, пока не может быть определено с большой точностью. По данным ДТА, его содержание оценивается в 20—30%.

Рентгеновский метод не дал и не мог дать аргументов, которые позволили бы уверенно разделить каолинит и галлуазит. Известно, что рентгенограммы этих минералов отличаются главным образом интенсивностью линий, и для их разделения с помощью рентгеноструктурного анализа требуется предварительная обработка глины различными реагентами. Проводить же такую обработку для получения специальных органо-минеральных комплексов в данном случае представляется нецелесообразным. Исследование под электронным микроскопом показало, что трошковский галлуазит отличается от обычных галлуазитов короткостолбчатым габитусом и сильной деформацией кристаллов. Наличие деформированных и «угнетенных» (неестественных по форме) кристаллов может осложнить процесс получения органо-минеральных комплексов, формирование которых связано с внед-

рением молекул в межслоевое пространство галлуазита, и в конечном счете привести к ошибочному заключению об отсутствии этого минерала в пробе.

Электроннографический метод также оказался непригодным для уверенного разделения каолинита и галлуазита в изучаемой глине. Основная причина этого — несовершенство структуры присутствующих в пробе минералов. И все-таки применение электронографии было полезным, так как позволило лишней раз убедиться в том, что основным, резко преобладающим тонкодисперсным компонентом в трошковской глине являются минералы каолинитовой группы.

Выводы

1. Проведено исследование широко распространенной на Трошковском месторождении глины типа «кристалл» с применением комплекса методов: оптического, химического, электронноскопического, рентгеновского, электронографического, дифференциального термического и термовесового.

2. Изученная глина содержит 20—30% галлуазита (метagalлуазита). Галлуазит находится в смеси с каолинитом (52—62%), монтмориллонитом (10—12%) и примесью (6—8%) кварца, халцедона, полевого шпата, мусковита, гидрослюда, циркона, пирита и гематита.

3. Галлуазит представлен деформированными, преимущественно короткостолбчатыми кристаллами, часть которых образует конические по форме сростки-двойники.

4. Каолинит имеет не вполне совершенную кристаллическую структуру.

ЛИТЕРАТУРА

- Августинник А. И. *Керамика*. Госстройиздат, 1957.
- Бейтс Т. Ф., Хильдебрандт Ф. А. Морфология и структура галлуазита и метagalлуазита. — В кн. «Вопросы минералогии глин». ИЛ, 1962.
- Викулова М. Ф. Термический анализ. — В кн. «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». Госгеолтехиздат, 1957.
- Дриц В. А., Кошаев А. А. О структурных особенностях каолинитовых минералов. — В кн. «Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин». Изд-во АН СССР, 1960.
- Пилоян Г. О., Вальяшихина Е. П. Термический анализ минералов группы каолинита и галлуазита. — В кн. «Термоаналитические исследования в современной минералогии». Изд-во «Наука», 1970.
- Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. Изд-во «Мир», 1965.
- Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Пилоян Г. О. Дифференциальный термический анализ смесей каолинито-галлуазитовых минералов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Яковлева М. Е. Минералого-петрографическое исследование глин и каолинов. — Труды НИИСтройкерамика, 1952, вып. 6.
- Brindley G. W., de Souza Santos P., de Souza Santos H. Mineralogical studies of kaolinite-hallaysite clays. Pt. 1. Identification problems. — Amer. Min., 1963, 48, № 7-8.
- Colgrave E. B., Rigly G. R. The decomposition of kaolinite by heat. — Trans. Brit. Ceram. Soc., 1952, 51, № 6; Ceram. Abstr., 1953, 51.

Е. И. ДОЛОМАНОВА, М. С. ГАСОЯН, Е. С. РУДНИЦКАЯ,
Г. К. ТЮТНЕВА, А. Б. УСПЕНСКАЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ПРИМЕСЕЙ И ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО И ДРУГИХ КВАРЦЕВ ПО ИНФРАКРАСНЫМ СПЕКТРАМ

Введение

Для определения физико-химических условий образования оловорудных месторождений разных формаций были изучены типоморфные свойства кварцев, поскольку они кристаллизуются в течение всего гидротермального процесса. В оловорудных месторождениях широко распространен сливной разномерный кварц и менее — кристаллы, большая часть которых кристаллизуется в середине или в конце процесса рудообразования. Поэтому в первую очередь необходимо было найти методы, позволяющие надежно определять температуру образования сливных зернистых агрегатов, с кристаллизации которых начинается гидротермальный процесс.

Определение температуры образования сливных рудоносных кварцев по температуре гомогенизации газовой-жидких включений бывает затруднено из-за малых (0,01 мм и менее) размеров этих включений и невозможности иногда установить, являются ли они сингенетическими с кварцем. В небольших газовой-жидких включениях нередко трудно определить, был ли заключен в них насыщенный (вернее, пересыщенный) раствор, а это необходимо знать, так как только температура гомогенизации таких включений близка к температуре образования минерала (Шефтал, 1956). Все эти трудности препятствуют получению достоверных данных, что может существенно отразиться на результатах определения температур и давлений.

Известно также, что в настоящее время широко используют результаты декрепитации газовой-жидких включений для определения температуры, наиболее близкой к температуре кристаллизации минерала. При этом полагают, что температура начала массового растрескивания газовой-жидких включений наиболее близка к истинной. Все другие пики, расположенные в более высокотемпературной области на кривой растрескивания, либо вовсе не рассматривают, либо считают, что они вызваны перегревом более глубоко расположенных в минерале тех же или аналогичных включений.

Полученные нами этим методом температуры не всегда хорошо увязывались с геологическими наблюдениями, которые позволяли предполагать наличие высокотемпературного (β) кварца в жилах некоторых месторождений. Для проверки этого предположения был применен наиболее простой и надежный метод (Цинзерлинг, 1961; Барсанов, Гурьева, 1964), позволяющий определять кварцы, претерпевшие инверсию, и, следовательно, установить, кристаллизовался ли кварц выше или ниже температуры инверсии (573° С). Всего этим методом было исследовано 50 образцов сливных

кварцев преимущественно первой стадии минерализации из оловорудных месторождений разных формаций. Исследовались также кварцы из оловосодержащих гранитов и генетически связанных с ними пегматитовых тел. В результате выяснилось, что кварцы из гранитов, большинство кварцев из пегматитовых тел независимо от того, имеют ли они «сотовую» структуру, а также кварцы первой стадии минерализации в жилах месторождений касситерит-полевошпат-кварцевой, касситерит-кварцевой и касситерит-кварц-сульфидной формаций (Григорьев, Доломанова, 1956) сдвойникованы по дофинейскому закону. Но только в отдельных случаях по расположению дофинейских двойников можно было с уверенностью сказать, что исследуемые кварцы претерпели β — α -превращение. У большинства кварцев картина неясная из-за наложения механических двойников, образовавшихся при тектонических подвижках, или из-за малого размера (доли миллиметра) зерен кварца и двойников в них.

В. С. Соболев и др. (1964) предложили метод определения α - и β -кварцев, так как они также полагают, что для определения температуры наиболее удобен α — β -переход в кварце, и считают его «почти идеальным геологическим термометром», но отмечают, что сложность его применения заключается в отсутствии критериев для установления, в какой из модификаций кристаллизовался кварц, когда он неидiomорфен. Для различия α - и β -модификаций в агрегатах, сложенных неидiomорфными мелкими зернами кварца, они предложили использовать различную ориентировку зерен кварца в условиях одностороннего сжатия, так как ими было установлено, что для α - и β -кварцев направления максимумов коэффициентов сжимаемости вдоль тройной оси ($S_{33 \max}$) не совпадают с главными осями фигуры упругости, а образуют с тройной осью кварца угол, различный для каждой модификации: для α -кварца 36° , для β -кварца 70° . В. С. Соболев рекомендует этот метод для определения положения точки P — T -условий минералообразования относительно кривой α — β -перехода кварца для случаев, когда положение оси максимального сжатия достаточно точно устанавливается по ориентировке слюды в породе и когда зерна кварца в породе не имеют сколько-нибудь заметной уплосценности, вытянутости и перекристаллизации. Эти ограничения и довольно сильный катаклиз сливных кварцев на оловорудных месторождениях, обусловленный неоднократными тектоническими подвижками нередко разной ориентировки, исключили применение данного метода. Поэтому главной задачей наших исследований было найти методы, которые позволяли бы с достаточной степенью достоверности выявлять в сливных зернистых агрегатах гидротермального кварца присутствие β -модификации и тем самым определить, начался ли процесс рудообразования выше или ниже температуры инверсии кварца (573°C).

Исследование химического состава (Доломанова и др., 1969) и физических свойств (Доломанова, Успенская, 1970) кварцев из оловорудных месторождений показало, что они далеко не одинаковы у разных типов кварцев и, следовательно, кварцы хранят «память» о своем происхождении. В связи с этим и был впервые применен метод ИК-спектроскопии для различения сливных зернистых агрегатов жильных кварцев (Тютнева, 1967; Гасоян, Тютнева, 1969; Доломанова и др., 1970). Были приготовлены полированные с двух сторон пластинки, которые и изучались при комнатной температуре в области 3800 — 2000 см^{-1} .

Работа велась на спектрометре ИКС-12 М. С. Гасоян и Г. К. Тютневой в Московском горном институте и на спектрометре UR-10 Е. С. Рудницкой в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Спектры поглощения снимались на обоих приборах с призмой LiF, а на ИКС-12 еще и с призмой NaCl. Лучшее разрешение в области 3μ получается на приборе UR-10 с призмой LiF. В обоих случаях ИК-спектры поглощения α - и β -кварцев, принятых за эталоны, оказались резко различными. При работе с призмой NaCl на приборе ИКС-12 выявилось, что низкотемпературный α -кварц (обр. 1 Ималка) характери-

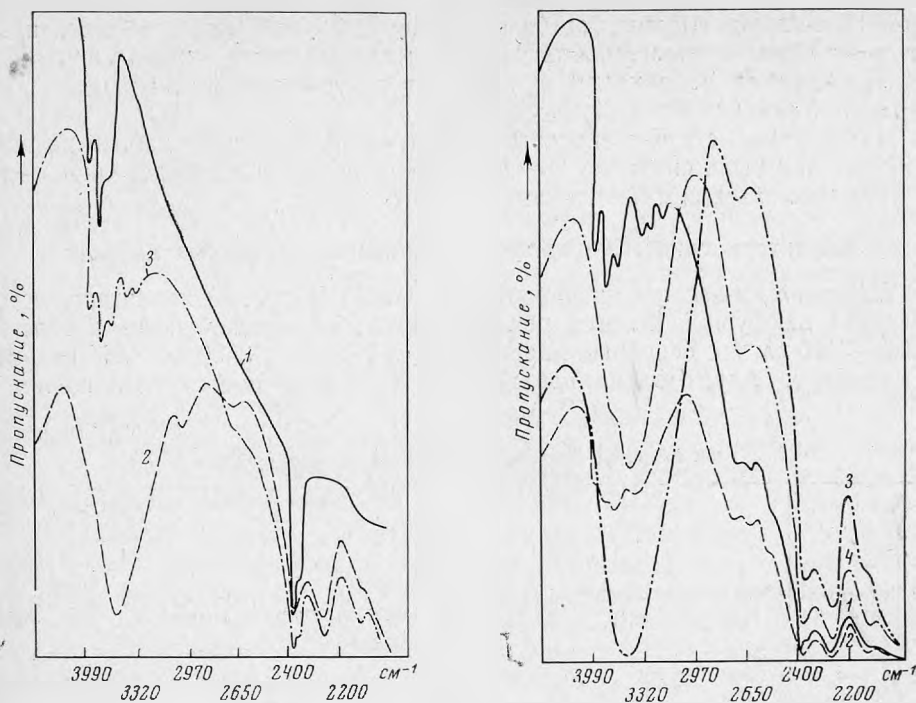


Рис. 1. ИК-спектры поглощения кварцев, принятых за эталон α - и β -модификаций, снятые на ИКС-12

1 — атмосфера (щель 0,05 мм); 2 — β -кварц Волини (щель 0,05 мм); 3 — α -кварц Ималки обр. 1 (щель 0,2 мм). Сняты с призмой NaCl

Рис. 2. ИК-спектры поглощения сливных жильных кварцев с различным содержанием α - и β -модификаций, снятые на ИКС-12

1 — прозрачный кварц, обр. 32 (щель 0,05 мм); 2 — мутный кварц, обр. 32 (щель 0,1 мм, толщина пластинки 3 мм); 3 — мутный кварц, обр. 76 (щель 0,3 мм, толщина пластинки 2,3 мм); 4 — полупрозрачный кварц, обр. 1, Самшвилдо (щель 0,2 мм, толщина пластинки 3,2 мм). Сняты с призмой NaCl

зается глубокой диффузной полосой поглощения в области $3800\text{--}3000\text{ см}^{-1}$ с максимумом 3420 см^{-1} , которая полностью отсутствует у высокотемпературного β -кварца, претерпевшего инверсию (рис. 1). Наличие этой полосы отождествляется с валентными колебаниями групп OH. Некоторый сдвиг полосы в длинноволновую область можно объяснить присутствием водорода или действием внутреннего кристаллического поля — сдвиг по полю порядка $100\text{--}200\text{ см}^{-1}$ (Wood, 1960).

Методом ИК-спектроскопии изучено 50 образцов кварца различного генезиса. Наиболее типичные из них приведены в табл. 1—5 и на рис. 1—7. Все ИК-спектры поглощения кварца можно разделить на три группы: а) спектры, подобные спектру эталонного α -кварца; б) спектры, подобные спектру эталонного β -кварца; в) спектры, занимающие промежуточное положение между спектрами α - и β -кварцев (рис. 2). Выяснялось также влияние на спектр поглощения толщины пластинки и присутствия газожидких включений. Влияние последних на ИК-спектр поглощения проверялось сопоставлением ИК-спектров одного кварца на участках, содержащих и не содержащих газожидкие включения. Кроме того, снимались ИК-спектры тех же кварцев после нагревания пластинок до $600\text{--}700^\circ\text{ С}$ с интервалом в 50° С .

За эталон высокотемпературного β -кварца, испытавшего инверсию, были приняты кварцы из гранитоидов и «сотовый» кварц из внутренних зон крупных кристаллов, залегающих в пегматитах Волини, а также аме-

тистовый β -кварц из пегматитов массива Кент. Эталонном низкотемпературного α -кварца служили гребенчатый нерудоносный кварц, образованием которого обычно заканчивается гидротермальный процесс на оловорудных месторождениях Забайкалья, и кварц из жезд в карбонатных осадочных породах Московской области.

Для сравнения ИК-спектров большого числа образцов кварцев разного генезиса они были сняты на приборе UR-10, позволяющем проводить съемку при малом масштабе шкалы волновых чисел.

Характеристика ИК-спектров поглощения изученных кварцев

ИК-спектры кварцев из гранитоидов (табл. 1, рис. 3) характеризуются широкой диффузной полосой поглощения слабой интенсивности в области $3800-3100\text{ см}^{-1}$ с основным максимумом 3440 , редко 3500 см^{-1} . У кварцев из гранитов Адун-Чолона наблюдалась еще одна полоса поглощения в

Таблица 1

ИК-спектры поглощения кварцев из гранитоидов

№ образца	Местонахождение	Порода, из которой взят кварц	Характеристика кварца и пластинки из него	Толщина пластинки кварца, мм	Характеристика ИК-спектра			
					область $3800-3000\text{ см}^{-1}$	область $3000-2800\text{ см}^{-1}$ $\text{CH}_3\text{ X}$, где $\text{X}=\text{Cl, F}$	область $2800-2400\text{ см}^{-1}$	область $2400-2300\text{ см}^{-1}$ газобразного CO_2
3102	Адун-Чолон	Гранит лепидомелановый	Кварц из порфировидных выделений с жидкогазовыми включениями	0,430	Широкая диффузная полоса поглощения с максимумом 3500	Широкая полоса поглощения с максимумом 2950 слабой интенсивности	—	—
3001	Шерловая гора	Гранит-порфир лепидомелановый	То же	0,680	То же, с максимумами 3650 и 3440^*	—	—	—
3465	Хапчеранга	Гранит-порфир	» »	0,590	То же, с едва намечающимися максимумами 3650 и 3440	—	—	—
3305	Этыка	Гранит-порфир амазонитовый	Кварц из порфировидных выделений с «хлопьями» жидкогазовых включений по зонам роста, прозрачный	0,385	То же, с максимумом 3440	—	—	2350

* Здесь и далее в таблицах подчеркнуты главные максимумы.

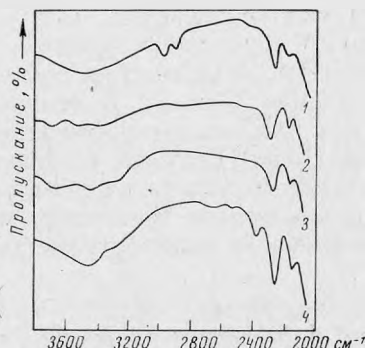


Рис. 3. ИК-спектры поглощения кварцев гранитоидов, снятые на UR-10

1 — обр. 3102 (Адун-Чолон);
2 — обр. 3001 (Шерловая гора);
3 — обр. 3465 (Хапчеранга);
4 — обр. 3305 (Этыка)

области $3020\text{--}2900\text{ см}^{-1}$ с максимумом 2950 см^{-1} , принадлежащая моногалогидным соединениям метана (CH_3X , где $\text{X}=\text{Cl}, \text{F}$). Это соединение имеет температуру кипения $-23,7^\circ\text{C}$ и, следовательно, находится в газообразном состоянии в каналах кварца. У кварцев из гранит-порфира Шерловой горы и Хапчеранги имеется пик с частотой 3650 см^{-1} . Следует отметить, что у кварцев из амазонитового гранит-порфира Этыки интенсивность полосы поглощения в области $3800\text{--}3200\text{ см}^{-1}$ несколько больше, чем у кварцев из описанных выше гранитоидов другого состава. Это объясняется тем, что порфировидные выделения кварца в амазонитовом граните неоднородны по происхождению: внутреннее ядро их магматического происхождения, а внешняя зона — метасоматического. Зональное строение кварцев отчетливо видно даже невооруженным глазом. Отдельные зоны разделены альбитом.

У кварцев из гранитоидов собственные колебания решетки определяются максимумами $2250, 2150\text{ см}^{-1}$. Забегая вперед, подчеркнем, что эти максимумы характерны для кварцев независимо от их происхождения. Максимум же 2360 см^{-1} появился только у кварца из амазонитового гранита и относится к колебанию молекул газообразного CO_2 .

ИК-спектры кварцев из кварцевого порфира (Самшвилдо, табл. 2; рис. 4, а-1), представленного бипирамидальными кристаллами, по характеру оказались более близкими к высокотемпературным кварцам из пегматитовых жил, претерпевших инверсию, чем к кварцам из гранитоидов. Это объясняется, по-видимому, их большей газо- и водонасыщенностью, чем кварцев из гранитоидов, и четко выраженным энергетическим положением в решетке кварца некоторых элементов-примесей. ИК-спектры отличаются менее широкой ($3580\text{--}3220\text{ см}^{-1}$), но более интенсивной полосой поглощения с четко проявленными максимумами. Некоторые из них являются дублетами: $3640\text{--}3600$ и $3440\text{--}3400\text{ см}^{-1}$, другие одиночные — 3330 и 3180 см^{-1} . В области $2840\text{--}2400\text{ см}^{-1}$ в кварце из кварцевого порфира появляются еще дублет $2700\text{--}2600\text{ см}^{-1}$ и одиночные максимумы 2500 и 2400 см^{-1} .

ИК-спектры кварцев из пегматитовых жил можно разделить на два типа: один по характеру ближе к ИК-спектрам кварцев из гранитоидов (см. табл. 1; рис. 3), другой — к ИК-спектрам кварцев из кварцевых порфира (см. табл. 2; рис. 4, а-1). Оба типа спектров наблюдаются у кварцев, несомненно, претерпевших инверсию (β -кварц Волыни и β -кварц Кента).

β -кварц из пегматитов Волыни (см. табл. 2; рис. 4, а-2) имеет спектр поглощения, близкий к спектру кварца из кварцевого порфира. Кроме одиночных максимумов $3720, 3500$ и 3220 см^{-1} наблюдаются дублеты $3680\text{--}3600$ и $3450\text{--}3400\text{ см}^{-1}$. β -кварц аметистовой окраски из пегматитов массива Кент (см. табл. 2; рис. 4, а-3) по рисунку ИК-спектра ближе к кварцам из гранитов. Он не имеет заметного поглощения в области $3800\text{--}3000\text{ см}^{-1}$. Здесь лишь слабо выражены максимум 3620 и дублет $3400\text{--}3220\text{ см}^{-1}$, но в отличие от ранее описанных кварцев появляются дублет $2940\text{--}2860\text{ см}^{-1}$ и одиночный максимум 2800 см^{-1} , обусловленные присутствием CH_3 , что также сближает их с некоторыми ИК-спектрами кварцев из гранитов (см. табл. 1, обр. 3102).

ИК-спектр кварца (см. табл. 2; рис. 4, а-4) из пегматитовой зоны с субграфической структурой (Адун-Чолон) по характеру еще ближе к ИК-спектрам кварцев из гранитов, но отличается от них большим числом максимумов поглощения, правда, слабо проявленных. На спектре кроме дублета $3680\text{--}3650\text{ см}^{-1}$ имеются одиночные максимумы $3580, 3400$ и 2950 см^{-1} .

В сливных кварцах из центральных зон пегматитовых тел «сотовое» строение наблюдается на отдельных участках или вовсе незаметно вследствие сильного катаклаза или иных причин. Рисунок «сотового» строения этих кварцев менее совершенен,

ИК-спектры поглощения кварцев из пегматитовых жил и кварцевых порфиров

№ образца	Местонахождение	Порода, из которой взят кварц	Характеристика кварца	Толщина пластинок кварца, мм	Характеристика ИК-спектра			
					область 3800—3000 $см^{-1}$	область 3000—2800 $см^{-1}$ CH_4, X	область 2800—2400 $см^{-1}$	область 2400—2300 $см^{-1}$ газоб. разного CO_2
1	Грузия, Самшвилдо	Кварцевый порфир	Кристалл кварца бипирамидальной формы с мелкими жидкогазовыми включениями	1,250	Полоса поглощения с четко выраженными максимумами 3640—3600*, 3440—3400, 3330, 3180	—	2700—2600—2500—2400,	—
β -серый	Украина, Волынь	Пегматит	Внутренняя часть кристалла кварца с «сотовой» структурой и крупными жидкогазовыми включениями	1,050	То же, 3720, 3680—3600, 3500, 3450—3400, 3220	—	2700—2600—2400	—
β -аметист	Казахстан, Кент	»	Кварц аметистовой окраски с несовершенной «сотовой» структурой и крупными жидкогазовыми включениями	1,370	Заметного поглощения не наблюдается: 3620, 3400—3220	2940—2600—2800	2700—2600—2400	—
3118	Забайкалье Адуя-Чолон	Пегматит с субграфической структурой	Кварц дымчатый, прозрачный, с редкими трещинками и рассеянными мелкими жидкогазовыми включениями	0,515	То же, 3680—3650, 3580, 3400	2950	2680	—
32	Онон, Богвутес	Пегматитовая жила, центральная кварцевая зона	Кварц темно-серый, с несовершенной «сотовой» структурой и жидкогазовыми включениями	0,450	Широкая полоса поглощения с максимумом 3450 и едва заметными 3630—3610	2940, 2850, 2780	2700—2600—2500—2400	—

* Здесь и далее через тире показаны дублеты.

чем у β -кварцев из Волыни и Кента. Зерна кварца в участках с «сотовой» структурой и в местах, не имеющих ее, двойникованы по дофинеискому закону. Размеры двойников варьируют, как и их ориентировка. Очевидно, центральные зоны изученных пегматитовых тел сложены как β -кварцем, претерпевшим инверсию, так и α -кварцем, не испытавшим ее. Особенно четко это проявлено в кварце из Ононского месторождения. ИК-спектры поглощения кварцев из центральных кварцевых зон пегматитовых тел различных месторождений близки (см. табл. 2; рис. 4, а-4, 5). Все они характеризуются довольно широкой полосой поглощения средней интенсивности в области 3800—3000 $см^{-1}$ (для многих кварцев она несколько уже) с главными максимумами 3500 или 3450 $см^{-1}$. Кроме них в отдельных спектрах присутствуют одиночные максимумы 3680, 3640, 3620, 3430, 3320 $см^{-1}$ и дублеты 3640—3610, 3630—3610 и 3450—3400 $см^{-1}$. В большинстве спектров поглощения есть также максимумы из области 3000—2800 $см^{-1}$. Иногда имеются дублеты 2950—2880, 2930—2870 и 2920—2870 $см^{-1}$ или одиночные максимумы 2940, 2850 и 2780 $см^{-1}$.

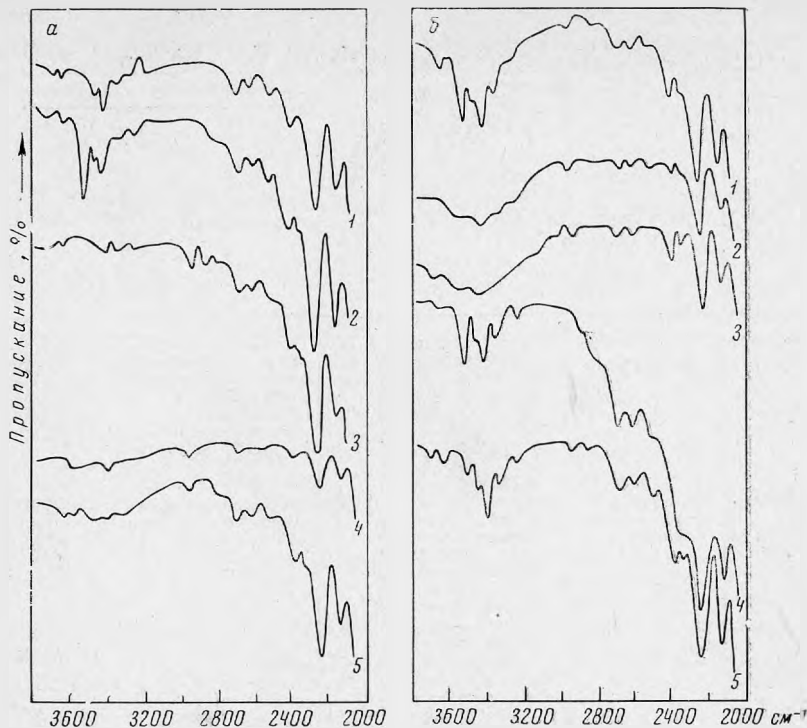


Рис. 4. ИК-спектры поглощения кварцев, снятые на UR-10

a — из кварцевого порфира и пегматитовых жил: 1 — бипирамидальный кристалл, зональный, из кварцевого порфира месторождения Самшвилдо, обр. 1; 2 — β -кварц, серый, с сотовым строением (внутренняя зона кристалла), из пегматитов Волены; 3 — β -кварц — аметист с сотовым строением, из пегматитов Кента; 4 — кварц из пегматита Адун-Чолона, обр. 3118; 5 — кварц из пегматита Онона, обр. 32; *b* — из высокотемпературных гидротермальных жил: 1 — кварц из рудоносной жилы Шерловой горы, обр. 1153; 2 — кварц из рудоносной жилы Этыки, обр. 3320; 3 — кварц из рудоносной жилы Онона, обр. 46; 4 — морион, внешняя зона кристалла из пегматитов Волены, обр. 2; 5 — морион, кристалл из занорыша в жиле Шерловой горы, обр. 2014

ИК-спектр кварца из силексита по характеру соответствует ИК-спектрам кварцев из центральных зон пегматитовых тел. На нем те же одиночные максимумы $3500, 3400 \text{ см}^{-1}$ и дублеты $3650\text{—}3600$ и $2950\text{—}2860 \text{ см}^{-1}$.

В областях $2800\text{—}2400$ и $2400\text{—}2300 \text{ см}^{-1}$ в кварцах из пегматитовых тел наблюдаются существенные изменения по сравнению с кварцами из гранитов. Спектр усложняется, и кроме обычных для всех кварцев максимумов 2250 и 2150 см^{-1} присутствуют максимумы $2500, 2520, 2400$ и 2380 см^{-1} , дублеты $2700\text{—}2600, 2640\text{—}2600, 2420\text{—}2380 \text{ см}^{-1}$ и иногда триплет: $2400\text{—}2350\text{—}2320 \text{ см}^{-1}$. Особенно типичен и наблюдается почти у всех кварцев дублет $2700\text{—}2600 \text{ см}^{-1}$. Спектр в области $2400\text{—}2300 \text{ см}^{-1}$ усложняется, по-видимому, отражая присутствие в этих кварцах CO_2 в разном состоянии.

Таким образом, ИК-спектры поглощения кварцев из центральных зон пегматитовых тел, образованием которых по существу заканчивается пегматитовый процесс, отличаются обычно более широкой полосой поглощения в области $3800\text{—}3000 \text{ см}^{-1}$ от ИК-спектров поглощения кварцев из других зон пегматита, сформированных ранее. Это, по-видимому, свидетельствует о более разнообразном энергетическом состоянии молекул воды, находящихся в структуре кварца. Второе отличие заключается в большем числе максимумов в областях $3800\text{—}3000$ и $3000\text{—}2800 \text{ см}^{-1}$ в ИК-спектрах поглощения кварцев из центральных зон, что указывает на присутствие в них разнородных примесей, в частности CH_3X , и на различные типы их связи с решеткой кварца. Анализ ИК-спектров поглощения квар-

ИК-спектры поглощения гидротермальных высокотемпературных кварцев

№ образца	Местонахождение	Порода, из которой взят кварц	Характеристика кварца и пластинки из него	Толщина пластинки кварца, мм	Характеристика ИК-спектра			
					область 3800—3000 см ⁻¹	область 3000—2800 см ⁻¹ CH ₄ X	область 2800—2400 см ⁻¹	область 2400—2300 см ⁻¹ газовообразного CO ₂
1153	Шерловая гора	Топаз-кварцевая жила	Кварц сливной, крупнозернистый, темно-дымчатый. В пластинке заметна сотовидная структура и жидко-газовые включения	1,00	Полоса поглощения с четко выраженными максимумами 3640—3600, 3500, 3450—3400, 3330	2930	2700—2600, 2500, 2400	—
1051	Молодежное	Кварцевая рудоносная жила	Кварц сливной, серый, с сетью тонких коротких трещинок, содержащих газозо-жидкие включения	0,430	Широкая полоса поглощения; 3640—3600, 3550, 3450		2700—2600, 2520	2360
3320	Этыка	То же	Кварц сливной, серый. Трещинки содержат газозо-жидкие включения	0,610	То же, 3580, 3400, 3330	2940	2520, 2400	2360
46	Очонское, гора Рудная	» »	Кварц сливной, серый. Трещинки заполнены газозо-жидкими включениями	0,820	То же, 3680, 3650, 3620, 3420	2930	2700—2600, 2400	2360—2340
2014	Шерловая гора	Из занорыша в топаз-кварцевой жиле (см. обр. 1153)	Кристалл мориона, срез перпендикулярен оси Z, с газозо-жидкими включениями	1,080	Полоса поглощения с четко выраженными максимумами 3640—3610, 3500, 3450—3400, 3330, 3220	2930—2860	2700—2600, 2500, 2400	2350

цев из пегматитовых тел показывает, что эти кварцы более водонасыщены, чем кварцы из гранитов. Кварцы из центральных зон пегматитовых тел содержат сравнительно больше воды, чем кварцы из других зон. Во всех кварцах вода занимает вполне определенное положение в структуре.

ИК-спектры гидротермальных кварцев первой стадии минерализации (высокотемпературных) из месторождений касситерит-кварцевой формации близки к ИК-спектрам кварцев из центральных зон пегматитовых тел. Исключение представляет обр. 1153 кварца из топаз-кварцевой жилы, залегающей в гранитах Шерловой горы. По ИК-спектру поглощения он ближе к кварцам с «сотовой» структурой из пегматитов Волыни и к кварцу из кварцевого порфира Самшвилдо. Этот кварц отличается от других сливных кварцев более темной окраской и меньшим катаклазом.

Травление плавиковой кислотой сливных кварцев первой стадии минерализации, с образования которых начинается гидротермальный процесс, выявило наличие в некоторых из них зерен с двойниками инверсии. Особенно четки они в кварце обр. 1153. В более мелкозернистых и сильнее катаклазированных агрегатах кварца это не наблюдалось, хотя большая часть зерен sdвойникована по дофинеискому закону. Но сходство их ИК-спектров с ИК-спектрами кварцев, претерпевших инверсию (β), и кварцевых агрегатов, содержащих зерна α- и β-кварца из пегматитовых тел, позволяет предполагать, что и в этих кварцах в том или ином количестве присутствует β-кварц (табл. 3; см. рис. 4, б).

**ИК-спектры поглощения гидротермальных (средне- и низкотемпературных) кварцев
и кварцев из жезд в осадочных карбонатных породах**

№ образца	Местонахождение	Порода, из которой взят кварц	Характеристика кварца	Толщина пластинки кварца, мм	Характеристика ИК-спектра			
					область 3800—3000 $см^{-1}$	область 3000—2800 $см^{-1}$ CH_4, X	область 2800—2400 $см^{-1}$	область 2400—2300 $см^{-1}$ та- зообразного CO_2
302	Забайкалье, Тар-бальджей	Рудоносный штокверк	Кварц сливной, светло-серый, с большим количеством газово-жидких включений; первая стадия минерализации	0,610	Широкая полоса поглощения с максимумами 3610, 3450	2860—2800	2700—2600, 2500, 2400	2350—2330
3515	Ханчегранга	Рудоносная жильная зона	То же	0,260	То же, 3650 3450	—	2400	2350
3584	Южный Харатуи	То же	Кварц мелкогребенчатый, бесцветный, прозрачный. В трещинах мельчайшие жидкие (?) включения, создающие эффект опалесценции	0,300	То же, 3450	—	—	—
1	Ималка	Жила нерудоносного гребенчатого кварца	Крупный кристалл белого кварца из друзы. Тонкие трещинки заполнены мельчайшими жидкими включениями	1,330	Широкая полоса поглощения с четко выраженными максимумами 3650, 3620, 3600, 3500, 3150, 3450—3400	—	2700—2600	—
415	Зун-Ундур	То же	Кварц бесцветный, полупрозрачный. Большая часть трещинок заполнена жидкими включениями	1,320	Широкая полоса поглощения с максимумами 3500, 3400, 3150	2860	2500	—
1	Московская обл. Озерное	Осадочные карбонатные породы	Кварц бесцветный, прозрачный	1,140	То же, 3700, 3660, 3600, 3450	—	2700—2600	—
1	Верейск	То же	То же	1,305	То же, 3600, 3450	—	2700—2600, 2520	—
1	Подольск	» »	» »	1,140	То же, 3450	2930, 2880, 2800, 2780	2700—2600, 2400	2350

Для ИК-спектров сливных кварцев первой стадии минерализации характерна четко выраженная, довольно широкая ($3800—3200\text{ см}^{-1}$) полоса поглощения, главный максимум которой в кварцах из разных месторождений варьирует в пределах частот $3400—3450\text{ см}^{-1}$. Ширина ее также непостоянна и уже у более высокотемпературных (по геологическим данным) кварцев из Этыки (обр. 3320) и Онона (обр. 46). Она также более интенсивная, чем у описанных выше кварцев. Обычны в этой полосе и дополнительные максимумы 3750, 3620, 3580, 3550, 3400, 3330, 3220 и 3100 см^{-1} . Но ни в одном из кварцев они не наблюдаются все вместе, а присутствуют в разных комбинациях. Кроме них проявляются дублеты

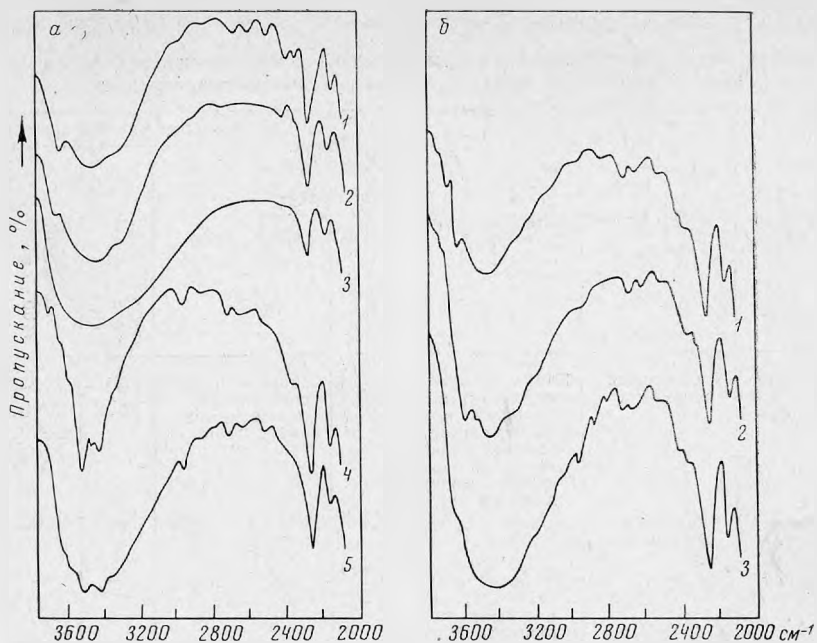


Рис. 5. ИК-спектры поглощения кварцев, снятые на UR-10

a — средне- и низкотемпературных гидротермальных: 1 — кварц из рудоносной жилы (Тарбальджей), обр. 302; 2 — кварц из рудоносной жилы (Хапчеранга), обр. 3515; 3 — кварц из рудоносной жилы (Южный Харатуй), обр. 3584; 4 — кварц из нерудоносной жилы (Ималка), обр. 1; 5 — кварц из нерудоносной жилы (Зун-Ундур), обр. 415; *b* — экзогенных: 1 — обр. 1 (Озерное); 2 — обр. 1 (Верея); 3 — обр. 1 (Подольск)

3680—3650, 3640—3600, 3640—3610 и 3640—3620 $см^{-1}$. В области 3000—2800 $см^{-1}$, как правило, лишь один максимум, положение которого меняется в разных кварцах в пределах 2940—2900 $см^{-1}$; дублет 2930—2860 $см^{-1}$ наблюдался только в ИК-спектре кристалла мориона (обр. 2014, Шерловая гора) из занорыша в жиле. Таким образом, и в этих кварцах обнаруживаются моногалоидные соединения метана. Что касается частот 2800—2400 и 2400—2300 $см^{-1}$, то они почти полностью совпадают с описанными выше для кварцев из пегматитовых тел, и поэтому нет необходимости давать им более детальную характеристику.

ИК-спектры поглощения кристалла мориона (обр. 2014) и мориона из внешней зоны (обр. 2) крупного кристалла кварца, внутренняя зона которого сложена β -кварцем (см. табл. 2, Волянь), отличаются от ИК-спектров сливных кварцев более определенным энергетическим положением воды, ее групп и других элементов в структуре. Вероятно, это обусловлено тем, что в данном случае мы имеем дело с одним кристаллом кварца, а не с группой различно ориентированных зерен, где происходит наложение спектров и получается усредненный ИК-спектр, характерный для описываемого сливного кварца.

ИК-спектры гидротермальных (среднетемпературных) кварцев первой и других стадий минерализации. Жильные сливные кварцы из касситерит-кварц-сульфидной и касситерит-сульфидной формаций (табл. 4) по внешнему облику, размерам зерен, характеру их срастания, величине и составу газовой-жидких включений, а также валовому химическому составу отличаются от кварцев первой стадии минерализации месторождений касситерит-кварцевой формации. Кварц sdвойникован преимущественно по бразильскому закону. Но вследствие катаклаза и малого размера зерен изучение двойникового строения кварца затруднено.

ИК-спектры поглощения кварцев (рис. 5, а) из упомянутых формаций резко отличаются от ранее описанных не столько более широкой полосой поглощения в области $3800\text{--}3000\text{ см}^{-1}$, сколько интенсивностью этой полосы, указывающей на присутствие значительно большего количества воды в «среднетемпературных», чем в более «высокотемпературных», кварцах, хотя главный максимум полосы поглощения тот же— 3450 см^{-1} (реже 3500 см^{-1}). Максимумы 3650 , 3610 и 3400 см^{-1} едва намечаются. В некоторых кварцах сохраняются и дублеты $3600\text{--}3580$ и $3520\text{--}3500\text{ см}^{-1}$. Иногда присутствует и полоса поглощения в области $3000\text{--}2800\text{ см}^{-1}$ с максимумами 2930 и 2880 см^{-1} или дуплетом $2860\text{--}2800\text{ см}^{-1}$.

В областях $2800\text{--}2400$ и $2400\text{--}2300\text{ см}^{-1}$ у более низкотемпературных кварцев этого типа можно заметить сокращение числа максимумов по сравнению с более высокотемпературным кварцем Тарбальджея (обр. 302). Кроме того, ИК-спектры поглощения кварцев из Южного Харатуя отличаются от ИК-спектров кварцев из Халчеранги более широкой ($3800\text{--}2700\text{ см}^{-1}$) и глубокой полосой поглощения, свидетельствующей о наличии в нем большего количества воды, по-видимому, не имеющей тесной связи со структурой кварца. Максимум поглощения этой полосы тот же, что и у других кварцев этой группы (3450 см^{-1}).

ИК-спектры нерудноносных кварцев. ИК-спектры гребенчатых кварцев, образованием которых обычно заканчивается гидротермальный процесс на месторождениях (см. табл. 4; рис. 5, а-4, 5), сходны с предыдущими, но отличаются от них более четко проявленными максимумами в широкой ($3800\text{--}3000\text{ см}^{-1}$) полосе поглощения. По-видимому, это связано с более однообразной ориентировкой зерен кварца, так как интенсивность поглощения ИК-лучей в разных направлениях кристалла кварца, как показал Вуд (Wood, 1960), неодинакова. И если в сливных кварцах с разнообразной ориентировкой и величиной зерен эта глубокая полоса поглощения имеет один или несколько только намечающихся максимумов, то в гребенчатых кварцах максимумы полос поглощения обозначены резче. В некоторых из этих кварцев наблюдались отдельные максимумы: 3650 , 3620 , 3600 , 3550 , 3500 , 3400 , 3230 и 3150 см^{-1} ; дублеты не характерны ($3450\text{--}3400\text{ см}^{-1}$). В области $3000\text{--}2800\text{ см}^{-1}$ также иногда слабо проявляются максимумы: 2930 , 2880 и 2860 см^{-1} . Значительно упрощается спектр в областях $2800\text{--}2400$ и $2400\text{--}2300\text{ см}^{-1}$.

Для сравнения исследовались горный хрусталь и сходные с ним по внешнему облику кварцы из жеод в осадочных карбонатных породах.

ИК-спектры одного и того же кристалла горного хрустала в его прозрачной части, не содержащей газовой-жидких включений, и в мутной с довольно большим количеством этих включений. ИК-спектр поглощения прозрачной части кварца характеризуется наличием большого числа максимумов слабой интенсивности: 3600 , 3500 , 3450 , 3420 , 3400 , 3200 , 3180 и 3130 , а также 2930 см^{-1} . В ИК-спектре поглощения мутной части кристалла видна широкая полоса поглощения с максимумом 3400 см^{-1} . В областях $2800\text{--}2400$ и $2400\text{--}2300\text{ см}^{-1}$ по существу сохраняется та же картина, что и у высоко- и среднетемпературных гидротермальных кварцев.

ИК-спектры бесцветных, прозрачных кварцев из жеод в карбонатных породах резко отличаются от ИК-спектров горного хрустала и всех гидротермальных кварцев, кроме кварца из Южного Харатуя (см. табл. 4), очень широкой ($3800\text{--}2900\text{ см}^{-1}$) и наиболее интенсивной полосой поглощения с максимумом 3450 см^{-1} . В кварце из Озерного (обр. 1) эта полоса осложняется слабо проявленными максимумами в коротковолновой части спектра: 3700 , 3660 и 3600 см^{-1} . В кварцах Вереи и Подольска появляются несколько более четкие максимумы: 2930 , 2880 , 2800 и 2780 см^{-1} (см. табл. 4; рис. 5, б).

В областях $2800\text{--}2400$ и $2400\text{--}2300\text{ см}^{-1}$ вместо дублета наблюдается

широкая полоса в области $2700\text{--}2600\text{ см}^{-1}$. По ИК-спектрам поглощения этих кварцев можно заключить, что в их структуре присутствует больше свободной (или молекулярной) воды, чем во всех других описанных выше кварцах.

Причины появления максимумов поглощения в области 3 мк на ИК-спектрах кварца

Работы Вуда (Wood, 1960), Катса (Kats, 1962), Саксена (Saksena, 1965), Додда и Фрезера (Dodd, Fraser, 1965) по изучению ИК-спектров природного и синтетического кварцев в области 3 мк проводились преимущественно при температуре $\approx 77^\circ\text{ К}$, это значительно повышает разрешение, и на спектре появляются максимумы поглощения, незаметные, если исследование ведется при комнатной температуре. Вуд показал также, что положение полос поглощения, появившихся на ИК-спектре, снятом при комнатной температуре, незначительно перемещается, если ИК-спектры тех же кварцев получены при температуре $\approx 77^\circ\text{ К}$. Додд, Фрезер и Катс экспериментально доказали, что некоторые полосы поглощения можно с большой долей вероятности объяснить присутствием в кварцах групп ОН, связанных с ионами щелочных металлов вблизи тетраэдров, где кремний замещен алюминием.

По данным этих авторов, наиболее часто встречающиеся в ИК-спектрах кварцев максимумы 3450 и 3400 см^{-1} обусловлены ассоциацией групп ОН с ионами Na^+ , а максимум 3500 см^{-1} — связью групп ОН с ионами Li^+ . Эти данные не противоречат результатам изучения валового состава кварцев (спектральным и химическим анализами), состава микроводных вытяжек из кварцев (Доломанова и др., 1969) и состава газожидких включений, заключенных в кварцах. В совокупности все эти исследования показали, что ионы щелочных металлов и особенно Na^+ играют большую роль в составе рудоносных растворов. Для всех кварцев, кроме кварцев из осадочных пород, характерен максимум 3500 см^{-1} , указывающий на ассоциацию групп ОН с ионом Li^+ . У всех гидротермальных кварцев, кроме кварца осадочного генезиса, имеется максимум 3400 см^{-1} , соответствующий связи ОН-групп с ионами Na^+ и H^+ . Одиночный максимум 3600 см^{-1} типичен только для низкотемпературных гидротермальных кварцев (гребенчатых, горного хрусталя, кварца из осадочных пород). В высокотемпературных гидротермальных кварцах и кварцах из кварцевого порфира он входит в дублет с максимумом в более коротковолновой области (3680 , 3650 и 3640 см^{-1}).

Высокотемпературные кварцы, содержащие заметное количество воды или групп ОН, отличаются от средне- и низкотемпературных гидротермальных кварцев, содержащих в значительно большем количестве воду, тем, что в их ИК-спектре, кроме четко выраженных узких пиков, часты дублеты. Дублеты в области 3 мк не характерны для исследованного нами горного хрусталя и кварцев из осадочных пород.

Зависимость ИК-спектра поглощения от толщины пластинки кварца

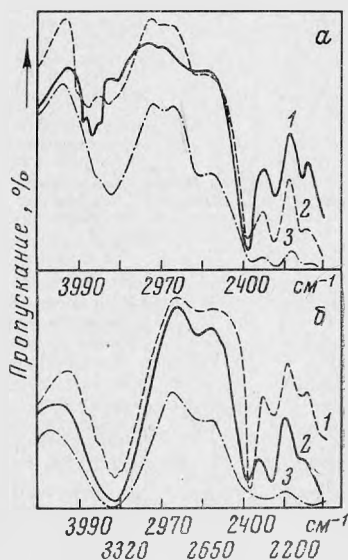
В процессе исследования было замечено, что существенное влияние на ИК-спектр поглощения оказывает толщина пластинки кварца. Чтобы оценить это влияние, из одного кварца нарезались пластинки разной толщины и исследовался их ИК-спектр на приборе ИКС-12 с призмой NaCl . Коэф-

фициент поглощения
$$K = \frac{\ln \frac{I_0}{I}}{X}$$
 (I_0 — интенсивность падающего света, I — интенсивность прошедшего света, X — толщина образца кварца) меняется в зависимости от толщины пластинки и только начиная примерно

с толщины 2 мм сохраняет постоянное значение. Полученные результаты, дающие отклонение от закона Беера и Ламберти ($I=I_0e^{-KX}$), можно объяснить неравномерным распределением по образцу центров поглощения (рис. 6). Следовательно, чтобы иметь возможность сравнивать ИК-спектры поглощения различных кварцев, необходимо, чтобы толщина образцов была примерно одинакова и лежала в пределах 3—4 мм. Такие образцы наиболее хорошо отражают усредненный состав сливных зернистых агрегатов кварца. Таким образом, ИК-спектры поглощения дают возможность довольно точно и экспрессно определять наличие α - и β -модификаций в

Рис. 6. ИК-спектры поглощения кварцев в зависимости от толщины пластинки, снятые с призмой NaCl на ИКС-12

a — обр. 3262: 1 — щель 0,085 мм, толщина 0,82 мм; 2 — щель 0,2 мм, толщина 1,68 мм; 3 — щель 0,2 мм, толщина 3,68 мм; *b* — обр. 191: 1 — щель 0,08 мм, толщина 0,54 мм; 2 — щель 0,2 мм, толщина 1,87 мм; 3 — щель 0,3 мм, толщина 3,88 мм



природных кварцах. Например, в табл. 5 показано, что по величине $(I_0-I)/I_0$, характеризующей относительную глубину полосы поглощения, соответствующей длине волны 3420 см^{-1} , можно судить о соотношении α - и β -модификаций, так как в сливных кварцах эта величина колеблется от 1 у α -модификации (полное поглощение) до 0 у β -модификации (полное пропускание). Для проверки метода пластинками из α - и β -кварца одинаковой толщины перекрывались различные участки щели. Глубина полосы поглощения зависела от соотношения площадей α - и β -кварца, закрывающих щель спектрометра.

Влияние газово-жидких включений на ИК-спектры поглощения

Изучение на пластинках кварца, в которых имелись участки прозрачные, совершенно не содержавшие газово-жидких включений, и участки, насыщенные ими, мутные, полупрозрачные, показало, что присутствие газово-жидких включений не влияет на интенсивность полосы поглощения, но изменяет ее характер. Отдельные максимумы исчезают. Сопоставление спектров поглощения прозрачных кварцев разного генезиса (β -модификации, пегматитовых, гидротермальных жильных и экзогенных кварцев из жерод осадочных пород) показало, что интенсивность полос поглощения зависит от генезиса кварца. Наибольшая интенсивность и ширина полосы поглощения в области 3 мк наблюдается у бесцветных, прозрачных кварцев экзогенного происхождения, наименьшая — у кварцев, претерпевших инверсию, особенно у кварцев магматического генезиса.

После нагревания β -кварцев (Вольны) до $500\text{--}600^\circ \text{C}$ полоса, лежащая в области $3800\text{--}3000 \text{ см}^{-1}$, практически исчезает. По-видимому, поглоще-

Относительная полоса поглощения у кварцев разного генезиса

№ образца	Местонахождение	Характеристика кварца	Толщина пластинок кварца, мм	Цель спектрографа, мм	Относительная глубина полосы поглощения 3420 см ⁻¹
3262	Адун-Чолов	Срез перпендикулярно оси Z кристалла, в центре кварц дымчатый, с периферии светло-серый, более поздний. Из пегматитовой жилы	3,7	0,2	0,5
1153	Шерловая гора	См. табл. 3	2,8	0,15	0,85
1152	То же	Кварц первой стадии, морион, сливной, крупнозернистый, рудоносный. Из жилы, залегающей в граните	3,8	0,1	0,4
32	Ононское (центральная зона пегматитовой жилы)	Кварц темно-серый, сливной, местами с сотовой структурой и цепочками газовой-жидких включений	3	0,1	0,3
32	То же	Крупные прозрачные участки в том же кварце с газовой-жидкими включениями	3	0,05	0
46	» »	См. табл. 3	3,5	0,1	0,9
3320	Этыка	Кварц первой стадии, темно-серый, сливной, катаклазированный	4	0,35	0,9
3364	Алдакачан	Кварц первой стадии, светло-серый, сливной, катаклазированный	5,5	0,7	1
76	Молодежное	Обломки рудоносного кварца в гранит-порфире	2,30	0,2	0,95
191	»	Кварц первой стадии, серый, сливной, катаклазированный	3,88	0,35	1
302	Тарбальджей	См. табл. 4	4,0	0,35	1
3525	Хапчеранга	Кварц первой стадии, светло-серый, сливной из Смирновско-Александровской жильной зоны	3,0	0,6	1
1	Самшвилдо	См. табл. 2	3,2	0,2	0,5
1	Озерное	См. табл. 4	2,93	0,24	1

ние в этой области связано у β -кварцев с водой, не входящей в их структуру. У α -кварца Ималки (обр. 1) и Этыки (обр. 3320) после нагревания до 500° С полоса поглощения сохраняется. Следовательно, ИК-спектр не зависит от газовой-жидких включений, так как при нагревании они взрываются.

Выводы

1. Высокотемпературные (β) и низкотемпературные (α) кварцы по ИК-спектру поглощения резко различаются. Для β -кварцев характерна слабая полоса поглощения в области 3600—3200 см⁻¹, а для α -кварцев интенсивность этой полосы поглощения очень высокая. ИК-спектры поглощения агрегатов кварцев, состоящих из α - и β -модификаций, занимают промежуточное положение между этими двумя типами.

2. Для β -кварцев из гранитов эта полоса поглощения имеет простую форму и сходна с ИК-спектром поглощения паров атмосферной воды. Для β -кварцев из пегматитов и кварцевых порфиров на полосе наблюдается ряд узких более или менее четко проявленных максимумов.

3. Появление максимумов в областях 3800—3000, 3000—2800 и 2400—2300 см⁻¹ можно объяснить следующими причинами:

а) максимумы в области 3800—3000 см⁻¹ связаны с колебаниями групп ОН, ассоциированных с ионами щелочных металлов или протонов;

б) максимумы в областях 3000—2800 и 2400—2300 см⁻¹ связаны с химическим составом маточного раствора, захваченного в процессе роста кварца, в частности, с наличием в нем моногалоидных соединений метана и углекислоты. Микроспектральным анализом в кварце обнаружен циан,

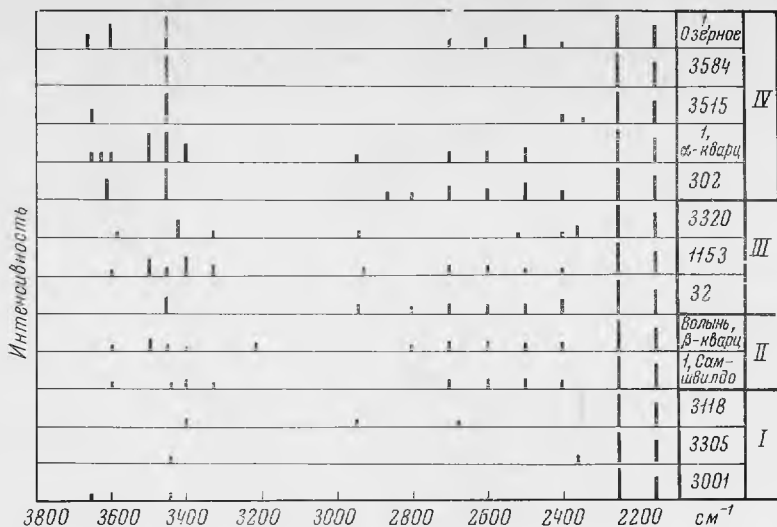


Рис. 7. Номограмма относительной интенсивности и положения полос поглощения в типичных кварцах разного генезиса

но методом ИК-спектроскопии обнаружить его не удалось, так как максимум полосы поглощения, соответствующий циану, лежит в области собственных колебаний решетки кварца; для точной корреляции данных ИК-спектроскопии с содержанием примесей в кварцах необходимы исследования в области низких температур.

4. По ИК-спектрам поглощения исследованные кварцы можно разделить на четыре группы в соответствии с их генезисом (рис. 7): I — из магматических глубинных пород (гранитов); II — из близповерхностных магматических пород (кварцевых порфиоров), а также β -кварц из пегматитов; III — из гидротермальных высокотемпературных жил (обычно сливной, смешанный α - β -кварц) и из центральных зон пегматитов; IV — средне-низкотемпературный гидротермальный и экзогенный α -кварц.

5. Интенсивность полосы поглощения в области 3600 — 3200 см^{-1} возрастает от высокотемпературных к низкотемпературным кварцам, что свидетельствует о возрастающем количестве воды в кварце при понижении температуры его образования. Величина $(I_0 - I)/I_0$, характеризующая относительную глубину полосы поглощения, соответствующей частоте 3420 см^{-1} , позволяет судить о соотношении α - и β -модификаций кварца в «сливных» зернистых его агрегатах и проводить количественные определения β - и α -кварцев в гидротермальных жилах на пластинках толщиной 3 — 4 мм.

6. Полученные по ИК-спектрам поглощения данные о смешанном характере сливных кварцев (обр. 1153 и 32) согласуются с двойниковым строением этих кварцев, выявленным травлением плавиковой кислотой.

7. Наблюдаются различия и в области 2900 — 2400 см^{-1} . Причины появления полос в этой области требует дополнительных исследований.

8. ИК-спектры кварцев различного генезиса подтвердили данные химических и физических исследований о том, что кварцы хранят «память» о своем происхождении, т. е. характеризуют определенные физико-химические условия образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г. П., Гурьева Э. Я. О значении и методах исследования превращения α - β природного кварца. — В кн. «Минералы СССР». Вып. 15. Изд-во «Наука», 1964.
- Гасоян М. С., Тютнева Г. К. Изучение спектров поглощения жильных кварцев в области трех микрон. — Труды МГИ, 1969.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометалльного оруденения. — В кн. «Вопросы геологии Азии». Т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Генетические типы оловорудных месторождений Забайкалья. — Труды МГРИ, 1956, 29.
- Доломанова Е. И., Успенская А. Б. Пьезоэлектрические свойства жильных кварцев оловорудных месторождений. — В кн. «Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1970.
- Доломанова Е. И., Королев Н. В., Рюхин В. В. К методике микроспектрального определения состава жидкой фазы и растворимых в воде твердых осадков в вакуолях, заключенных в кварце. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 1.
- Доломанова Е. И., Гасоян М. С., Рудницкая Е. С. и др. Возможность применения метода ИК-спектроскопии для определения температуры образования сливных жильных кварцев. — Докл. АН СССР, серия геол., 1970, 192, № 1.
- Соболев В. С., Хлестов В. В., Кебезинкас К. Б. Об использовании ориентировки кварца для оценки температур минералообразования. — Докл. АН СССР, 1964, 154, № 6.
- Тютнева Г. К. Применение метода инфракрасной спектроскопии к изучению кварцев. — В кн. «Физика горных пород и процессов. Тезисы докл. на заседании секции физики МОИП, июнь 1967 г.». Изд-во МГИ, 1967.
- Успенская А. Б., Аббульманов И. Г., Доломанова Е. И. Зависимость скоростей распространения упругих и продольных волн в жильных кварцах оловорудных месторождений. — Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1969, № 11.
- Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд-во АН СССР, 1961.
- Шефталъ Н. Н. К вопросу о газово-жидких включениях в кварце как о геотермометрах и геобарометрах. Труды Ин-та кристаллографии АН СССР. Изд-во АН СССР, 1956, вып. 12.
- Dodd D. M., Fraser D. B. The 3000—3900 cm^{-1} absorption bands and anelasticity in kristalline α -quartz. — J. Phys. Chem. Solids. 1965, 26, № 4.
- Kats A. Hydrogen in alpha-quartz. — Phil. Res. Rep., 1962, 17, № 1—2.
- Saksena B. D. Interpretation of the infrared spektrum of α -quartz in the 3 μ region on the basis of lokalised modes due to substitutional impurities. — J. Phys. Chem. Solids, 1965, 26, № 12.
- Wood D. L. Infrared absorption of defects in quartz. — J. Phys. Chem. Solids, 1960, 13.

М. Д. ДОРФМАН

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ
ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА**

Интерес к Хибинскому щелочному массиву вызван не только уникальными по запасам месторождениями апатита, но и своеобразным, часто неповторимым комплексом разнообразных по составу минералов. Вместе с изучением этой интересной минерализации возникла и проблема генезиса пегматитовых жил, содержащих эти минералы.

Исследования, проводившиеся в Хибинах под руководством А. Е. Ферсмана начиная с 1920 г., к 1937 г. нашли отражение в известной книге «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Основное внимание в ней уделяется результатам детальных минералогических исследований, кроме того, приводятся краткая характеристика и классификация пегматитовых тел. В основу классификации положен геохимический принцип, разработанный А. Е. Ферсманом для гранитных пегматитов. Выделено 19 типов пегматитов по преобладающим комплексам минералов. В эту чисто минералогическую классификацию вошли и жильные образования. Некоторые из них ни по сходству с вмещающими породами, ни по размеру зерен (размер зерен намного меньше, чем у вмещающих пород), ни по структурным особенностям не отвечают характерным признакам пегматитов.

В 1949 г. Хибины снова оказались в центре внимания исследователей. Начался новый этап систематического изучения пегматитовых тел и минералов в разных комплексах пород массива. При этом особое внимание уделялось изучению их внутренней структуры. Так, Л. С. Бородиным были детально исследованы пегматиты фойяитов, Ю. С. Слепневым — пегматиты рисчорритов, И. П. Тихоненковым — пегматиты хибинитов и рисчорритов северо-восточной части Хибин, М. Д. Дорфманом — пегматиты ийолит-уртитов, Л. Л. Шилиным — пегматиты рисчорритов центральной части массива.

Наиболее интересна классификация пегматитов, предложенная Л. С. Бородиным (1957). В качестве основного принципа классификации он принимает концентрацию главных компонентов пегматита, определяющих характерные особенности химизма процесса образования щелочных пегматитов: $(K+Na) : Al$, $Si : Al$ и $FeO : MgO : Fe_2O_3$. Указанный автор, исходя из этого, выделил две большие группы пегматитов: полевошпатовые и нефелин-полевошпатовые. Среди них в зависимости от преобладания одного из цветных минералов он различает пять основных видов пегматитов: ильменит-микроклиновый, арфведсонит-микроклиновый, эгирин-микроклиновый, нефелин-микроклиновый с арфведсонитом, нефелин-микроклиновый с эгирином и арфведсонитом.

Л. С. Бородин выделяет два генетически различных типа жил: 1) сингенетичные пегматиты (тип фациальных, или шлировых, и тип жильных),

сравнительно ранние по времени кристаллизации и, следовательно, довольно близкие по составу к вмещающим породам; 2) эпигенетические жилы, резко отличные по составу от вмещающих пород. Этой терминологией в дальнейшем мы и будем пользоваться.

В 1958 г. нами было начато детальное изучение минералогии пегматитовых тел рисчорритов одного из комплексов пород Хибинского щелочного массива. Фактическим материалом для генетических построений послужил ряд детально изученных пегматитовых тел и эпигенетические жилы, описание которых приводится ниже. Для иллюстрации единства процесса минералообразования в Хибинском щелочном массиве даются описания пегматитовых тел и из других комплексов пород.

Хибинский массив нефелиновых сиенитов представляет собой сложное интрузивное тело центрального типа, образовавшееся в несколько фаз. Внедрение магмы происходило последовательно по кольцевым или коническим разломам. Последовательность интрузивных фаз до настоящего времени остается дискуссионной. По Б. М. Куплетскому (1937), периферическая хибинитовая и центральная фойяитовая зоны массива образовались одновременно. Далее внедрялись рисчорриты, пойкилитовые нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты и генетически с ними связанные апатит-нефелиновые породы. Завершается процесс формирования массива серией молодых жильных пород. По Н. А. Елисееву и др. (1939), фойяиты являются не ранней, а поздней стадией образования массива; за ними следуют жильные породы.

Каждый из главных интрузивных комплексов пород массива, как неоднократно отмечали исследователи, характеризуется определенным типом пегматитов. Но если горные породы отличаются друг от друга по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу, то пегматиты различных комплексов сходны в структурно-текстурном отношении и имеют в общем одинаковый состав: полевой шпат, нефелин, эгирин, арфведсонит или энigmatит, а также эвдиалит, сфен и др.

Ранее считалось, что пегматиты рисчорритовой полосы богаче минералами, чем пегматиты других комплексов Хибинского массива. Нами установлено, что в целом пегматиты из рисчорритов однотипны и, как правило, бедны минералами. Наибольшим разнообразием минералов отличаются лишь тела, приуроченные к ослабленным тектоническим зонам. Обычно в них широко проявлены все стадии замещения и неоднократного наложения. Поэтому среди сотен пегматитовых тел лишь единичные жилы или отдельные пегматитовые поля являются полиминеральными. Выводы, которые следуют из анализа фактического материала по изучению пегматитовых и эпигенетических тел рисчорритов, могут иметь общее значение для генезиса аналогичных образований всего Хибинского щелочного массива.

Краткая характеристика рисчорритов. Рисчорриты — разновидности нефелиновых сиенитов пойкилитовой структуры нефелина и анортоклаза. Интрузия рисчорритов сформировалась в две субфазы, внедрившись по кольцевому разлому (Галахов, 1959). В первую из них образовалась полнокольцевая интрузия массивных рисчорритов в виде обрамленной хибинитами дуги, стянутой к центру и открытой к востоку. Во вторую субфазу сформировалась неполнокольцевая интрузия массивных гнейсовидных и трахитоидных рисчорритов, залегающих между хибинитами и ийолит-уртитам.

Характерной минералогической особенностью рисчорритов, кроме пойкилитовой структуры, является большое разнообразие темноцветных (лепидомелан, эгирин, эгирин-диопсид, астрофиллит, арфведсонит), обнаруживающих значительные колебания в соотношениях, при довольно постоянном составе полевого шпата, принадлежащего к анортоклазу.

Средний состав (в %) рисчорритов полнокольцевой интрузии, базирующийся на многочисленных количественно-минералогических подсчетах, следующ-

ций: полевой шпат 49,8, нефелин 33,3, цветные минералы (широксен, лепидомелан, амфибол, астрофиллит, лампрофиллит) 15,7, акцессорные минералы 1,2. Соотношение нефелина и полевого шпата в этих рихсчорритах не превышает 1 : 1,5. В качестве акцессорных минералов наблюдаются эвдиалит, сфен, пектолит, рудный минерал, апатит, реже минерал группы ринколита.

Количественно-минералогический состав всех разновидностей рихсчорритов неполнокольцевой интрузии более или менее постоянный (в %) : полевой шпат 65,4, нефелин 24,1, темноцветные компоненты (эгирин, лепидомелан, арфведсонит) 8,8, второстепенные (пектолит, сфен, юкспорит, рудный минерал) 1,7. Соотношение нефелина и полевого шпата довольно постоянно и составляет в среднем 1 : 2,7 (Галахов, 1959).

Пегматитовые тела и эпигенетические жилы

При описании пегматитовых тел Хибинского щелочного массива многие исследователи относили к пегматитам эгирин-астрофиллитовые, эгириновые, ринколит-ловчорритовые, натролитовые и другие жильные тела, содержащие акцессорную редкометалльную минерализацию. Однако эти жилы, как установлено нашими работами, образуются не в позднюю стадию магматического процесса, а в постмагматическую. Трудности разделения жил на собственно пегматитовые тела и постмагматические — эпигенетические жилы заключаются в том, что среди этих жил, образовавшихся после пегматитов, часто встречаются те же минералы, что и в пегматитах. На это обстоятельство мы обратили внимание еще в начальный период работ при изучении жильных образований в рихсчорритах и в дальнейшем при исследовании все встречаемые жильные тела строго дифференцировали на два генетических типа.

В отличие от гранитных пегматитов, где могут иметь место критические явления и поэтому представляется возможным выделить магматическую, пневматолитовую и гидротермальную стадии, в пегматитах щелочной магмы четкую границу между этими стадиями провести нельзя. Здесь отсутствуют обычные для кислых пород явления типа грейзенизации, околожильных изменений и ряд других, т. е. этапы, характерные для пневматолитовых погоней. Между тем щелочная магма содержит фтор, хлор, углекислоту, воду, которые в процессе кристаллизации входят в ряд минералов на разной стадии кристаллизации расплава-раствора.

О. Ф. Татл (1961), изучая равновесие в системе $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, показал, что при низком давлении в присутствии водяного пара (1000 кг/см²) жидкость содержит свыше 30% воды: «Разумная экстраполяция величин, полученных экспериментальным путем, приводит к жидкостям, богатым силикатами калия (или натрия. — М. Д.) и водой. Эти жидкости настолько близки к тем, которые, как известно, проявляют непрерывную смесимость с водой, что почти нет сомнения в том, что сходные отношения существуют и в тех случаях, когда жидкости содержат небольшие количества глинозема. Из этого следует, что жидкости, состоящие первоначально из кварца и ортоклаза, но имеющие избыток калия (или натрия. — М. Д.) по сравнению с отношениями калия к глинозему в ортоклазе (или натрия к глинозему в альбите. — М. Д.), должны при кристаллизации под давлением в присутствии воды образовывать остаточные жидкости, непрерывно смешивающиеся с водой» (стр. 648—649). В пределах тройной системы $Ab-Or-Q$ О. Ф. Татл разделяет богатую кремнеземом часть на два объема: «В одном из них жидкости содержат избыток глинозема по сравнению с отношением щелочи — глинозем в полевых шпатах; другой включает составы, в которых щелочи превышают те количества, которые нужны для образования полевых шпатов» (стр. 649). При фракционной кристаллизации жидкости в щелочной части системы $Ab-Or-Q$ образуются остаточные растворы, богатые калием и натри-

ем. В них наблюдается непрерывное смешение с водой, как в системах $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.

И. А. Островский (1956) на основании изучения растворимости воды в щелочно-железистом расплаве полагает, что в щелочных породах агпаитового ряда при избытке щелочей на конечных стадиях магматической дифференциации расплав способен растворять большое количество H_2O и поэтому переход от магматической стадии к гидротермальной не будет сопровождаться выделением большого количества воды в газовую фазу. Л. Н. Когарко (Когарко, Гуляева, 1965) в результате детального геохимического исследования Ловозерского щелочного массива и анализа литературных физико-химических и экспериментальных данных приходит к выводу, что для летучих (F, Cl) характерна тенденция растворения в щелочном расплаве и, следовательно, при повышенной щелочности отделение летучих от расплава-раствора будет затруднено.

Таким образом, исходя из этих экспериментальных данных, полученных при давлении пара 1000 кг/см^2 , что примерно соответствует глубине 3 км, можно сделать вывод о преобладании суммы щелочей над глиноземом в остаточном расплаве-растворе агпаитового состава. При содержании летучих и воды в пегматитах щелочного комплекса пневматолитовая стадия как этап процесса отсутствует, и границу между магматическими и собственно гидротермальными образованиями провести трудно. Щелочная среда, в которой отделение F и Cl затруднено даже при более низких температуре и давлении, также способствует такому характеру процесса. Об этом свидетельствует поведение солей типа виллиомита (NaF) или шайрерита (Na_3FSO_4), которые с повышением температуры теряют способность к растворению (Когарко, Гуляева, 1965).

В свете этих данных подразделение щелочного пегматитового процесса на четыре стадии: магматически-флюидальную, флюидално-газовую, флюидално-гидротермальную, гидротермальную, как это было сделано К. А. Власовым и др. (1959), по-видимому, нуждается в уточнении.

Как известно, пегматиты — это шпироподобные, жильные, линзовидные или неправильной формы тела, у которых минеральный состав близок к составу окружающих пород; структура грубозернистая, часто гигантозернистая; строение закономерное или зональное; минерализация повышенная по сравнению с материнской породой.

В рисчорритах по морфологическим признакам выделяются два подтипа крупно- или гигантозернистых пегматитов: шпировые и жильные. По составу главных минералов в них различаются два вида: существенно полевошпатовые, почти мономинеральные, иногда с подчиненным количеством нефелина и полевошпат-нефелиновые. В каждом из них по отдельным типоморфным минералам можно выделить ряд подвидов: с энигматитом, с эгирином, с арфведсонитом, с эвдиалитом, с дельхайелитом, с ильменитом.

Шпировые пегматиты имеют более или менее изометричную форму, размер их достигает 3—5, редко 10 м. От жильных пегматитов они отличаются несколько более крупным или гигантским размером зерен. Переходы пегматитов к вмещающим породам достаточно резки, контактовые зоны имеют мощность до 1—3 см.

Жильные пегматиты, как правило, маломощные (не более 1 м) и прослеживаются иногда по простиранию до 80 м. Выделяются крутопадающие и пологопадающие. Последние приурочены главным образом к центральной части рисчорритовой полосы, а первые — к приконтактным зонам. Пегматиты приконтактных зон обладают полосчатым строением. Они полевошпатовые с пироксеном, иногда с эвдиалитом. Особенность их строения заключается в многократном чередовании полос существенно меланократового и лейкократового состава.

Особое место занимают пегматитовые жилы в цирке Петрелиуса близ

контакта с хибинитами. Здесь среди рисчорритов выделяются своеобразные нефелиновые сиениты типа жильной породы, полосчатые, с такситовой структурой. Эта порода мелко- или среднезернистая, с переменным содержанием темноцветных, в отдельных частях обогащена эвдиалитом. В ней выделяются два вида пегматитов. Преобладающий, среднезернистый, по составу близкий к вмещающим породам, — полевошпат-нефелиновый с эвдиалитом. Мощность жил до 20 см, протяженность до 10—15 м. Другой вид — крупнозернистый мощностью до 60 см, по составу нефелин-полевошпатовый с эгирином. В первом виде нефелин розовый, шпреушейнового облика, замещается тончайшим агрегатом натролита, во втором — нефелин остается свежим. Вся породу, в том числе и пегматиты, местами секут тонкие (до 3—5 см) прожилки ринколита, имеющие явно более поздний наложенный характер.

Процессы замещения в пегматитах иногда приводят к почти полному их изменению, в результате чего от первичного комплекса минералов остаются только небольшие реликты. В то же время отдельные поздние стадии процесса часто проявляются самостоятельно вне пегматитовых тел и образуют жилы иного состава, чем вмещающие породы и их пегматиты. В соответствии с классификацией, предложенной Л. С. Бородиным (1957), мы называем их эпигенетическими жилами. Эти постмагматические эпигенетические образования кроме жил могут иметь также форму тел неправильных очертаний.

По главным минералам выделяются следующие типы эпигенетических жил: эгирин-нептунитовые, эгириновые, астрофиллит-эгириновые, апатит-эгириновые, юкспорит-пектолитовые, ловчоррит-ринколитовые, цеолитовые: а) натролитовые и натролит-апофиллитовые, б) томсонит-кальцитовые.

Развитие процесса замещения связано не только с переработкой первичного комплекса минералов, но и с привнесением вещества. Это приводит к усложнению внутренней структуры пегматита, а во вмещающих породах — к образованию самостоятельных эпигенетических жил, количество которых находится в прямой зависимости от тектонической обстановки участка массива. Чем интенсивнее проявляется дизъюнктивная тектоника, тем разнообразнее в пегматитах процессы наложения и тем больше возможностей для появления эпигенетических жил. Это хорошо видно на участке Эвдиалитовой перемычки на горе Куэльпор, на пегматитовом поле горы Юкспор (полиминеральные жилы) и особенно на горе Эвслогчорр, где мощная, длиной более 5 км ослабленная зона несет ринколитовое оруденение вне связи с пегматитами и является часто секущей по отношению к пегматитам.

Ниже приводится описание наиболее типичных и интересных пегматитовых тел и эпигенетических жил зоны рисчорритов.

Жильные проявления зоны рисчорритов. Пегматитовые тела и эпигенетические жилы в пределах интрузивного комплекса рисчорритов распределены весьма неравномерно. Наибольшее количество их отмечается в центральной части Хибин в приконтактной зоне рисчорритов с фойяитами, на горе Эвслогчорр, Юкспор, в южной части Кукисвумчорра, а также на Куэльпоре, в районах Эвдиалитовой и Цирконовой перемычек. Отдельные разрозненные тела пегматитов установлены на Кукисвумчорре, Расвумчорре и Поачвумчорре. Единичные мелкие пегматитовые выделения встречаются изредка в северной части рисчорритовой полосы.

Гора Юкспор. Жильные проявления полнокольцевой интрузии рисчорритов горы Юкспор изучались Н. Н. Гутковой (1934) и описаны ею как пегматиты. По нашим представлениям, здесь развиты не только собственно пегматиты, но и ассоциации минералов стадии замещения и самостоятельные эпигенетические жилы. Встречаются пегматиты обоих типов: полевошпат-нефелиновые, иногда с натролитом, а также полевошпатовые с эгирином и поздними эгирином с астрофиллитом или юкспоритом.

Первые имеют существенно нефелиновый состав, иногда с небольшим количеством полевого шпата и лепидомелана, заместившего темноцветные минералы. Пегматиты часто неправильной формы, значительного протяжения и варьирующей мощности.

Довольно широко распространены полевошпат-нефелиновые пегматиты с натролитом, иногда в ассоциации с флюоритом и шабазитом, а также с небольшим количеством других низкотемпературных минералов: пектолита, юкспорита, сфалерита, пирротина, галенита.

Примером генетически сложного образования является жилоподобное пегматитовое тело в долине Гакмана. Полевошпатовая жила с эгирином находится в мелкозернистом эгириновом сиените, постепенно переходящем в слюдяной. В результате позднего процесса, захватившего и собственно пегматитовое тело, и вмещающие его породы, нефелин и полевой шпат пегматита заместились агрегатом крупных кристаллов натролита. В них в свою очередь заключены мелкие кристаллики флюорита и волокнистого, почти бесцветного эгирина. Иногда кристаллы натролита встречаются в пустотах разрушенного эгирина. Во вмещающих породах интенсивность процесса натролитизации по мере удаления от пегматита постепенно затухает.

Довольно обычны в зоне рисчорритов полевошпатовые жилы с эгирином, которые нередко образуют серию сближенных жил. Они располагаются как в ийолит-уртилах, граничащих с рисчорритами, так и в самих рисчорритах. Эти жилы бедны минералами. Зальбанды их сложены анортклазом, внутренняя часть — наложенным тонковолокнистым зеленым эгирином, иногда в ассоциации с кристаллами буро-розового сфена и агрегатом волокнистого астрофиллита.

Заметно развиты в зоне рисчорритов самостоятельные эпигенетические астрофиллитовые жилы. В них преобладает волокнистый астрофиллит, реже встречается крупнопластинчатый, местами собранный в звезды. Часто наблюдаются системы астрофиллит-эгириновых жил мощностью до 50 см и протяженностью до 30—40 м.

Эпигенетические пектолит-юкспоритовые жилы наиболее широко распространены в районе обогащения рисчорритов лепидомеланом. Встречаются эгирин-юкспоритовые и юкспоритовые разновидности, мощность жил 3—15 см, длина 1—10 м. Все они широтного или близкого к нему простирания.

Пегматиты полевошпат-нефелиновые с эгирином в виде жил мощностью до 2 м прослеживаются по простиранию до 20—30 м. Внутренняя часть жил обнаруживает позднюю наложенную минерализацию: пектолит, юкспорит, лепидомелан, астрофиллит. Они встречаются главным образом на склоне Юкспора в долине Гакмана, на склонах Юкспора, обращенных к долине Лопарской, на перевале Лопарском, в долине Вуоннемиока.

В устье долины Гакмана в микроклин-эгириновом пегматите среди интенсивно цеолитизированных участков и вмещающих рисчорритов в тонкоиглычатом эгирине наблюдается графит.

Пегматиты, генетически связанные с неполнокольцевой интрузией рисчорритов на Юкспоре, тяготеют к гнейсовидно-трахитоидным их разновидностям. Впервые они были изучены Н. Н. Гутковой (1934), М. С. Афанасьевым и Е. А. Салье (1935), позднее В. Ф. Барабановым (1960). В результате детального исследования этих пегматитов Ю. С. Слепнев объединил их в единое пегматитовое поле.

Пегматиты представлены жилами, прослеживающимися по простиранию до 500—700 м. Форма их в плане обычно четковидная с характерным чередованием раздувов и пережимов. Мощность колеблется от нескольких сантиметров до 4—5 м, преобладает 0,7—1,5 м; часты тонкие ветвящиеся апофизы и ксенолиты вмещающих пород неправильной или остроугольной формы.

Жилы крупнозернистые, участками от средне- до мелкозернистых. Сложены они главным образом минералами собственно пегматитового процесса: микроклином (30—40 до 80%) и эгирином, а также арфведсонитом, энigmatитом, нефелином, эвдиалитом, ферсманитом, ильменитом. К стадии замещения пегматитов относятся гакманит, канкринит, лепидомелан, альбит, натролит, катаплеит, циркон, минералы группы эльпидита-эвидимита, анальцит, астрофиллит. К эпигенетической стадии принадлежат астрофиллит, пектолит, лопарит, рамзаит, натролит, шизолит, уссингит, апофиллит, флюорит, кальцит, галенит, халькопирит, пирротин и др. Минералы двух последних стадий процесса в пегматите распределены неравномерно и составляют до 5%.

В пределах пегматитового поля иногда встречаются пегматитовые жилы чисто полевошпатового или существенно нефелинового состава. В большинстве из них минералы распределены незакономерно. Лишь в некоторых кажущаяся зональность определяется закономерным распределением продуктов наложения. Так, в раздувах отдельных пегматитовых жил преобладает микроклин, а в местах пережимов — эгирин. Аналогичный по составу эгирин образует и самостоятельные жилы, секущие пегматитовые тела и вмещающие их породы. Так же ведут себя ринколитовые, юкспорит-пектолитовые и цеолитовые образования, которые местами обособляются в самостоятельные гнезда или серии жил и прожилков непосредственно в пегматитах или во вмещающих породах.

В целом пегматитовые тела этого поля более или менее однотипны. Сложное внутреннее строение их и разнообразие минерального состава объясняются приуроченностью пегматитов к участку с беспокойной тектонической обстановкой, где помимо процессов замещения в пегматите широко развиты процессы наложения.

Далее приводится краткое описание наиболее характерных жил по Ю. С. Слепневу.

Пегматитовая жила № 1, крутопадающая, обнажается в эгирино-рогообманковых нефелиновых сиенитах и содержит их ксенолиты. В верхней части жилы наблюдается раздув до 4 м; с глубиной мощность ее падает до 1,5 м. Жила сложена преимущественно крупнозернистым микроклином (до 80%); в ней немного арфведсонита, эгирина, нефелина, эвдиалита, а также поздних: канкринита, гакманита, лепидомелана, лампрофиллита и ловчоррита. Кристаллы микроклина расположены в жиле неравномерно, наиболее крупных размеров они достигают в раздуве. Здесь они сильно раздроблены, перематы и залечены агрегатом эгирина и акцессорного ловчоррита. Больше всего эгирина в контакте с вмещающей породой и вокруг ксенолитов в виде прерывистой и невыдержанной по мощности оторочки (1—7 см). С эгирином оторочки ассоциирует ловчоррит, который образует паутину тонких прожилков, выклинивающихся в направлении к центру жилы. На участках с повышенным количеством игольчатого эгирина встречаются лампрофиллит, сфен и галенит. Крупные кристаллы арфведсонита (длиной до 15—20 см) почти полностью замещены мелкоигольчатым эгирином, а нефелин с периферии — канкринитом или гакманитом.

Пегматитовая жила № 3 прослежена по падению на протяжении 8—9 м (рис. 1). На этом участке она часто разветвляется на ряд маломощных прожилков, которые через несколько метров вновь соединяются, образуя единую жилу мощностью до 0,3—0,4 м. Пегматитовая жила состоит из микроклина (до 50%), эгирина (до 30—40%), а также арфведсонита и эвдиалита. В незначительном количестве в ней присутствуют поздний лампрофиллит и минералы стадии наложения — апатит, ловчоррит, сфен и натролит. Минералы в жиле распределены неравномерно. Кристаллы микроклина дают сростки, в промежутках между которыми встречаются прерывистые скопления мелкокристаллического эгирина, лов-

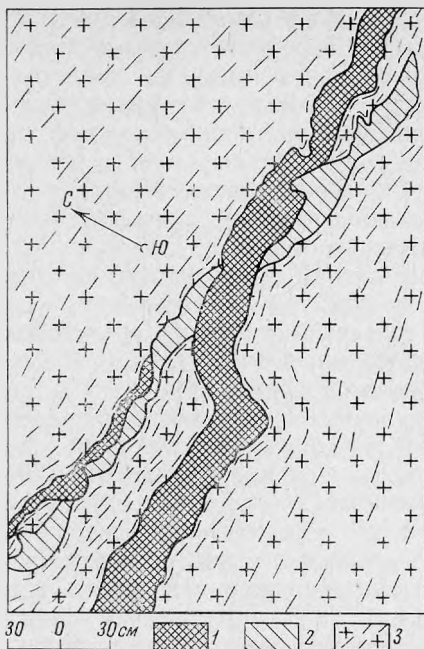


Рис. 1. Пересечение жильного полевошпатового пегматита эгириновой жилы (по Ю. С. Слепневу)

1 — эгирия; 2 — полевой шпат; 3 — мелкозернистый нефелиновый сиенит

чоррита и одиночные мелкие кристаллы медово-желтого сфена и эвдиалита. Во вмещающих породах и в самой пегматитовой жиле встречены прожилки ловчоррит-эгиринового или эгиринового состава.

Гора Кукисвумчорр. По данным Э. М. Бонштедт (1933), на Кукисвумчорре рисчорриты богаты различными пегматитами, однако коренных обнажений сравнительно мало. Среди пегматитовых свалов на северных перемычках горы Кукисвумчорр и в восточной ее части наблюдаются самостоятельные линзы и глыбы ринколита, прожилки которого пронизывают эвдиалит. В большом цирке верховьев р. Лопарской, примыкающем к горе Кукисвумчорр, акцессорный ловчоррит довольно обычен. Видимо, он приурочен к ослабленной зоне, продолжающейся и на соседней горе Юкспор в ущелье Гакмана, где ловчоррит иногда образует самостоятельные эпигенетические жилки. Здесь, как и на южном склоне Кукисвумчорра, очень мало коренных выходов, но все склоны покрыты осыпями, богатыми минералами, характерными для этого типа образований. В них присут-

ствует розовато-бурый сфен, который цементирует крупные сростки кристаллов нефелина. К северо-западу от этой осыпи в коренном залегании встречается много сильно разрушенных прожилков волокнистых эгирина и астрофиллита, а также пегматитовых тел неправильной формы (до 1,5 м) с крупным полевым шпатом, эвдиалитом, а также акцессорным ловчорритом.

На плато Кукисвумчорр полевошпатовые жилы пегматита с цирконом и ильменитом часто наблюдаются в коренных россыпях или в осыпях, покрывающих склоны. В них кроме крупнозернистого полевого шпата, в котором встречаются мелкие кристаллы циркона и ильменита, отмечаются в виде примеси эгирина и изредка астрофиллит, лепидомелан, флюорит и апатит. В образцах, обогащенных игольчатым поздним эгирином, часто встречаются кристаллы рамзаита. Вместе с цирконом и рамзаитом отмечается и катаплетит. По данным Э. М. Бонштедт (1933), рамзаит вместе с ильменитом не встречается. Позднее подобного рода ассоциация была установлена в пегматите на Цирконовой перемычке на севере Кукисвумчорра (Дорфман и др., 1966). Следует отметить, что полевошпатовые пегматиты с цирконом и ильменитом распространены не только среди рисчорритов, но и среди фойяитов на горе Кукисвумчорр.

Гора Эвслоччорр. На юго-западном конце южного склона горы в развилке пятого притока р. Вуоннемиок на высоте 300—400 м от устья реки в зоне смятия рисчорритов неполнокольцевой интрузии располагается пегматитовое поле. По структурным особенностям, характеру минерализации и взаимоотношениям с эпигенетическими жилами оно очень напоминает пегматитовое поле горы Юкспор, находящееся на противоположном конце тектонической зоны. Здесь установлено более 20 тел, сосредоточенных преимущественно в астрофиллит-эгириновых и амфибол-эгириновых пойкилитовых рисчорритах и в меньшей степени в массивных крупнокристаллических рисчорритах.

Пегматитовые тела имеют самые разнообразные формы и размеры. По простиранию они прослеживаются на десятки метров. Мощность их даже в пределах одного тела пегматита меняется от нескольких сантиметров до 2—3 м в раздувах. Контакты с вмещающими породами четкие. Однородность пегматитовых тел иногда нарушается тектоническими подвижками, в результате чего образуются линзовидные тела. В породах вокруг этих пегматитов развиты трахитоидные структуры, в которых вытянутые кристаллы эгирина, астрофиллита, сфена и другие минералы находятся в параллельном срастании.

Более всего развиты полевошпатовые, реже полевошпат-нефелиновые пегматиты с эгирином. Сравнительно редко здесь встречаются полевошпатовые пегматиты с эгирином и эвдиалитом. Эти однообразные по составу тела почти всегда обнаруживают комплекс поздних минералов примерно одного состава. Разница между отдельными жильными телами заключается лишь в том, что среди поздних минералов, таких, как эгирин, астрофиллит и др., меняются лишь количественные соотношения. Наиболее распространены астрофиллит, а в отдельных жилах ловчоррит или натролит с лепидомеланом.

Примером пегматитового тела, где сульфидные минералы образуют иногда крупные скопления, является пегматитовая жила в ущелье Ферсмана (Дорфман, Сендерова, 1964). Пегматит полевошпат-нефелинового типа с эгирином мощностью около 1,5 м прослеживается на 5 м. В контакте с рисчорритом за эгириновой оторочкой следует среднезернистый микроклин-нефелиновый агрегат с эгирином пегматоидной структуры. К центру пегматит становится почти чисто микроклиновым, кристаллы его удлинены (до 15×3 см). В одном из прожилков позднего зеленого тонкоигольчатого эгирина в центре жилы обнаружены отдельные скопления галенита до 18 см в поперечнике. Кроме пироксеновых прожилков в пегматите наблюдается альбит типа клевеландита, выполняющий тонкие длинные секущие трещины неправильной формы. По нефелину широко развивается канкринит, а в полостях выщелачивания в полевошпате возникают корочки анальцима. Натролит образует гнезда до 30 см в поперечнике, среди которых встречаются крупные кристаллы шизолита.

Полевошпат-нефелиновые пегматиты с эгирином содержат акцессорные ловчоррит, апатит, сфен и пирохлор. По внутреннему сложению и минеральному составу они в значительной мере идентичны пегматитам приконтактовой зоны неполнокольцевой интрузии рисчорритов горы Юкспор. Как и на Юкспорском поле пегматитов, во вмещающих их породах развита система трещин, выполненная поздним эгирином, иногда с примесью ловчоррита.

На Эвеслогчорре широко развиты эпигенетические эгириновые и эгирин-астрофиллитовые жилы. На склонах горы часто встречаются обломки жил юкспорит-пектолитового и юкспорит-сфенового состава. В одной из юкспорит-астрофиллитовых жил Л. Л. Шилиным установлен карбоцер. Кроме жил этого состава изредка наблюдаются самостоятельные жилы мелкозернистого апатита с эгирином в зальбандах (ручей II) мощностью до 25 см, крупнозернистого натролита (ручьи IV и V) мощностью до 0,5 м и серия тонких разрозненных прожилков зонального сложения: периферическая зона томсонитовая, апофиллитовая или шабазитовая, центральная — кальцитовая.

Среди жильных проявлений рисчорритов Эвеслогчорра отмечаются следующие минералы: калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин трех генераций, арфведсонит, энigmatит, эвдиалит, альбит, лампрофиллит, астрофиллит, лепидомелан, ферсманит, ловчоррит, ринколит, пирохлор, лопарит, рудный минерал, сфен, апатит, натролит, томсонит, апофиллит, содалит, канкринит, кальцит, флюорит, гидрослюда, селадонит, галенит.

На Коашеве в рисчорритах встречены прожилки голубого мелкозернистого апатита с натролитом и тонкоигольчатым эгирином.

Гора Куэльпор. На этой горе пегматиты распространены широко, но концентрируются они главным образом на двух участках: в районе Эвдиалитовой и Цирконовой перемычек. В первом количество их так велико, что можно говорить о пегматитовом поле.

На Эвдиалитовой перемычке наблюдаются и шлировые, и жильные пегматиты. Первые обычно имеют до 3—5, редко до 15 м в поперечнике, они сравнительно редки; вторые мощностью до 1 м прослеживаются на расстоянии 10—20 м и распространены широко. Преобладают небольшие шлировые тела, состоящие из крупных выделений калиевого полевого шпата (до 90%), нефелина (10—30%) и эвдиалита (до 10%). В небольших количествах в них присутствуют арфведсонит, эгириин, лампрофиллит. Структура шлировых пегматитов пегматоидная. Размеры лейстового полевого шпата иногда достигают 20—25 см. В интерстициях нефелина и калиевого полевого шпата находятся эвдиалит, арфведсонит и немного эгириина.

Минеральный состав жильных пегматитов примерно аналогичен, а роль темноцветных возрастает (до 20%). Лейсты полевых шпатов имеют тенденцию располагаться более или менее перпендикулярно ограничениям жилы. Зальбанды жил четкие и прямолинейные. В случае лейкократового состава жил границы с вмещающими породами менее ясные. Иногда жилы ветвятся, выполняя систему коротких пересекающихся контракционных трещин.

Строение и состав шлировых и жильных пегматитов становятся более сложными и разнообразными, когда имеют место процессы замещения и наложения. Ниже описываются некоторые характерные пегматиты — шлировые и жильные, а также поздние эпигенетические жилы.

Шлировый пегматит Эвдиалитовой перемычки является наиболее сложным по внутреннему строению. Он расположен на гребне перемычки примерно в 300 м к северо-востоку от топографического знака (рис. 2). Его размеры 10×6 м. По И. П. Тихоненкову (1963), детально изучившему этот пегматит, а также нашим данным, он обладает зональным строением. Контакт с вмещающими породами довольно резкий, местами заливообразный. Периферическая полевошпат-нефелиновая с арфведсонитом зона состоит в основном из крупнозернистого микроклина (до 70%), арфведсонита (до 10—15%), нефелина (до 15%), эвдиалита и лепидомелана. В направлении к центру шлира пегматит становится более меланократовым, арфведсонит замещается эгирином или лепидомеланом. В периферической его части наблюдаются тонкие (2—4 см) секущие прожилки шестоватого эгириина длиной более 1 м. Центральная

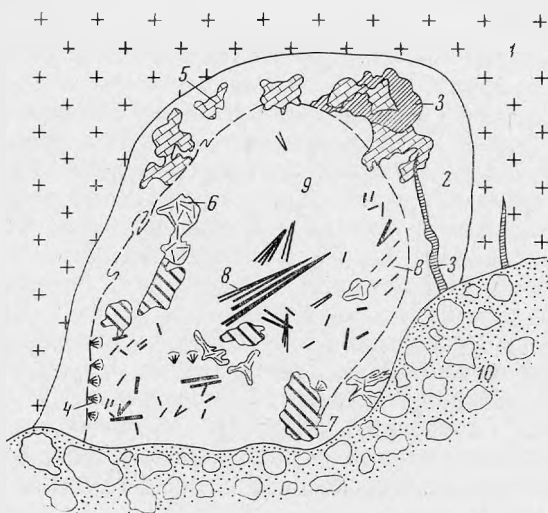


Рис. 2. Шлировый пегматит с гакманимом и натролитом
 1 — ризкоррит; 2 — крупнозернистый полевошпат-нефелиновый пегматит с арфведсонитом; 3 — прожилки шестоватого эгириина или скопления крупнозернистого эгириина; 4 — эгириин лучистый; 5 — блоки микроклина; 6 — скопления мелкочешуйчатого биотита; 7 — гакманин; 8 — кристаллы шизолиита; 9 — натролит; 10 — осыпь

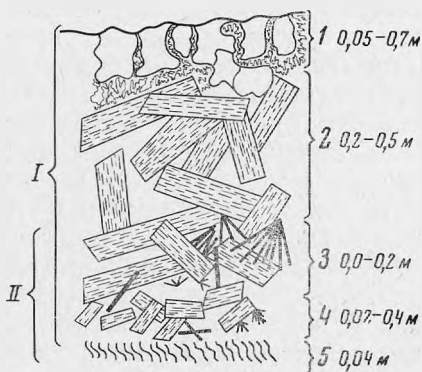
часть шпир (более 70% всей площади) сложена агрегатом гакманит-натролитового состава. Гакманит в натролите образует отдельные желваки диаметром до 0,5 м, которые с периферии или по трещинкам замещаются натролитом. Натролитизация настолько мощно развита, что от первичных минералов не сохранилось и следа. Аналогичный процесс цеолитизации проявился и за пределами пегматита в рихсдорритах, в непосредственной к нему близости. Здесь натролит образует гнездо до 40 см в поперечнике.

Размер зерен натролита, заместившего ядро пегматита, быстро увеличивается к центру тела от мелкозернистого до крупнокристаллического (17—20 см). В натролите наблюдаются крупные кристаллы эгирина со следами разъедания со стороны базальных поверхностей, а также отдельные деформированные и разорванные кристаллы, залеченные натролитом. В промежутках между кристаллами натролита участками накапливается волокнистый эгирин с астрофиллитом. Среди мономинеральных выделений натролита довольно часто встречаются одиночные саблевидные кристаллы шизолита длиной до 15—18 см или лучистые его сростки. В натролите иногда встречаются мелкие октаэды ниоболопарита, мурманит, пирохлор, куплетскит, лампрофиллит, гидраргиллит, анальцит в форме колломорфных агрегатов, флюорит, галенит, сфалерит и саффорит. Часть этих минералов в приповерхностных участках заметно окисляется. Шизолит теряет прозрачность, становится бурым и хрупким, мурманит принимает темно-бурый цвет и распадается на мелкие, неправильной формы, хрупкие чешуйки, саффорит переходит в скородит, галенит и сфалерит обохриваются.

Жильный тип пегматита Эвдиалитовой перемычки. Для этого же пегматитового поля типичен жильный пегматит, крупнокристаллический, существенно микроклиновый, с эвдиалитом (рис. 3). Жила пологопадающая, асимметрично-зональная, мощностью около 80 см. Прослеживается она среди осыпи на расстоянии 14 м. В зоне верхнего контакта обособляется крупнозернистый эвдиалит (5—7 см). Нижний контакт подчеркивается прожилком черного позднего призматического эгирина мощностью 2 мм. Основная часть жилы имеет почти мономинеральный микроклиновый состав. В единичных зернах и неравномерно присутствуют нефелин, коричневый сфен и эвдиалит. В интервале 0,2—0,5 м от верхнего контакта микроклин в значительной мере переходит в прозрачный ортоклаз, а нефелин с периферии замещается натролитом, реже канкринитом. Далее в интерстициях полевого шпата появляется лучистый ринколит, который участками образует крупные гнезда неправильной формы, нередко соединенные друг с другом тонкими прожилками. С ним в тесной ассоциации находятся игольчатый эгирин, натролит, а в пустотках выщелачивания — флюорит, виноградит, катаплеит и короч-

Рис. 3. Строение асимметричного жильного пегматита

I — первичные зоны пегматита, II — наложенная минерализация. Зоны: 1 — эвдиалитовая, 2 — полевошпатовая, 3 — ринколит-полевошпатовая, 4 — астрофиллитовая, 5 — эгириновая



ки натролита. Близ нижнего контакта в трещинках или в гнездах выделяется тонкоигольчатый эгирин. Вокруг коричневого сфена в зоне натролитизации нефелина образуется каемка розового волокнистого сфена.

Таким образом, интересной особенностью этой жилы является наложение более поздней ассоциации минералов на собственно пегматитовую, чем и вызвана асимметричная ее зональность. Если эвдиалитовая и полевошпатовая зоны являются первичными, то появление полевошпат-ринколитовой, астрофиллитовой и эгириновой зон можно объяснить только последовательным наложением на тектонически ослабленный участок новых порций расплава-раствора вплоть до низкотемпературных. Эгириновые прожилки развиваются и за пределами пегматита, непосредственно в рихсдорритах.

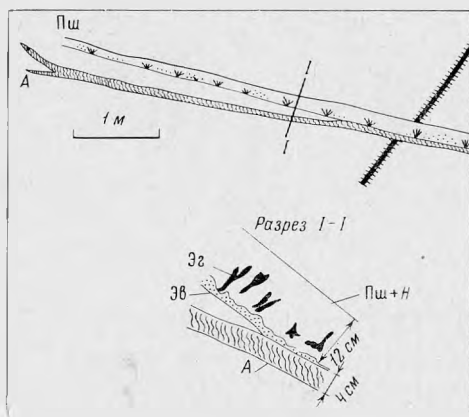


Рис. 4. Соотношение жильного полевошпат-нефелинового пегматита с эпигенетической астрофиллит-эгириновой жилей шестоватого сложения

Пш — полевошпат-нефелиновый пегматит; Эв — эвдиалит; А — астрофиллит-эгириновая жила шестоватого сложения; Эг — эгирин крупнозернистый; Пш + Н — полево шпат с нефелином; черная полоса — мономинеральная полевошпатовая жилка

Примером наложения эпигенетической жилы на жильный пегматит может служить одна из эгирин-астрофиллитовых жил, расположенная в 350 м к северу от топографического знака на Эвдиалитовой перемычке и в 25—30 м ниже интенсивно замещенного шлирового пегматита с гакманитом. Жила (рис. 4) начинается двумя тонкими прожилками, которые через 40—45 см сливаются в одно тело, состоящее из параллельно срастающихся волокон эгирина и астрофиллита, и далее в направлении на запад, не меняя мощности (в среднем 4 см), прослеживается до слияния с полевошпат-эгириновой с эвдиалитом пегматитовой жилкой мощностью около 30 см. На коротком интервале они следуют в параллельном срастании, а далее эгирин-астрофиллитовая жила исчезает. С этого места пегматит обогащается поздним игольчатым эгирином и астрофиллитом, которые распределяются в теле пегматита неравномерно в виде гнезд неправильных очертаний или по системе тонких секущих трещин. Эти минералы обычно наблюдаются в параллельно-шестоватом срастании с преобладанием одного над другим, вплоть до мономинеральных обособлений. На таких участках нередко появляется тонкоигольчатый ринколит в виде мелких бесформенных гнезд или прожилков и в интерстициях полевого шпата. Отдельные участки ринколита ассоциируют с желтым мелкозернистым сфеном. В местах, где крупнозернистый эвдиалит дробится, обломки его цементируются тонкоигольчатым эгирином поздней генерации.

В осыпях Эвдиалитовой перемычки встречаются обломки тонковолокнистого, почти мономинерального плейчатого астрофиллита. Количество их настолько велико, что можно предположить существование серии самостоятельных жил. В астрофиллите иногда наблюдаются мелкие (до $1 \times 0,2$ мм), прозрачные, хорошо образованные кристаллики апатита и единичные зерна эгирина. На склонах горы среди обломков пород встречаются

ся крупные куски коричневого плотного натролита, пронизанного тончайшими выделениями астрофиллита; последний и является причиной необычной окраски натролита.

На границе Куэльпора с Кукисвумчорром жильные пегматиты в коренном залегании не обнаружены. Здесь на водоразделе Цирконовой перемычки встречены два развала пегматитовых тел изометричной формы. Округлые очертания этих участков повторяют, вероятно, первичную форму шлировых тел. Диаметр одного около 5 м, другого — 15—18 м. Оба пегматита обладают идентичным строением и минеральным составом. Приводим описание наиболее крупного из них.

Шлировый пегматит Цирконовой перемычки. Периферическая зона пегматитового тела, о которой можно судить лишь по небольшим коренным обнажениям, обладает среднезернистой пегматоидной структурой. По составу это микроклин-нефелиновый пегматит с эгирином, арфведсонитом и небольшим количеством эвдиалита. В зоне мощностью 0,3—1,5 м преобладает микроклин (60—80%), нефелина до 20%. За ней следует гигантокристаллическая арфведсонит-микроклиновая зона, в которой отдельные кристаллы микроклина достигают 0,5×0,20×1,5 м, а арфведсонита — 30×7 см. Далее располагается зона микроклина с зеленым тонкоиглольчатым или лучистым эгирином, заместившим, видимо, арфведсонит. О первичном составе ядра пегматита судить трудно, так как оно полностью замещено натролитом.

Все разнообразие минерального состава связано с этой замещенной частью. Об интенсивности процесса изменения пегматита можно судить по крупным блокам микроклина, граничащим с зоной изменения. Разъедание и растворение микроклина привело к появлению в нем каверн неправильной формы глубиной до 5—10 см или ячеистых пустот, параллельных направлениям спайности минерала. Натролитовый агрегат в ядре пегматита диаметром до 3 м располагается асимметрично, приближаясь к вмещающему рихчорриту в восточной части шлира. Среди плотной фарфоровидной или среднезернистой массы натролита выделяется и лучистая его разновидность с длиной кристаллов до 15 см. В натролите участками наблюдаются сростки длиннопризматических кристаллов рамзаита (до 60%) с эгирином (Дорфман и др., 1966). На поверхности кристаллов рамзаита растут мелкие пластинчатые кристаллы ильменита. В натролите отмечаются также гнезда сильно окисленного сфалерита.

У границы натролитового ядра наблюдаются участки мелкозернистого ортоклаза. В нем находится ильменит в пластинках длиной до 5 см и изредка в сростках кристаллов типа «каменного цветка». В ортоклазе обнаруживаются значительные скопления мелкозернистого циркона неправильных очертаний. Крупные, хорошо образованные кристаллы циркона (до 2 см в ребре) известны только в лучистом агрегате натролита; в нем ильменит отсутствует. В районе Цирконовой перемычки в свалах иногда встречаются обломки натролитовых жил с астрофиллитом и галенитом.

Гора Каскасньюнчорр. Примером одновременного развития двух морфологических типов пегматитов (шлировых и жильных), а также поздних эпигенетических образований в одном поле являются слюдяные рихчорриты горы Каскасньюнчорр. На южном ее склоне в направлении от плато к основанию на расстоянии 70 м прослеживается пегматитовое поле с большим количеством тел различной ориентировки (рис. 5).

Соотношения между шлировыми пегматитами и жильными не совсем ясны. Иногда создается впечатление, что жильные пегматиты являются секущими по отношению к шлировым, местами жильные пегматиты образуют раздувы, и тогда они как бы переходят в шлировые. В то же время шлировые тела часто дают апофизы, быстро выклинивающиеся в разные стороны. Размер шлировых тел обычно не более 1 м в поперечнике. Круп-

ность зерна в них от периферии к центру быстро увеличивается до гигантских размеров. Мощность жильных пегматитов не превышает 0,5—0,8 м.

По минеральному составу все эти тела очень близки, хотя шлировые чаще бывают существенно полевошпатовыми или даже чисто полевошпатовыми. В тех и других пегматитах в небольшом количестве встречаются нефелин, эгирин и эвдиалит. Последний часто сосредоточен в периферической части шлировых пегматитов в виде оторочки до 10 см, а в других частях образует крупные выделения неправильной формы (до 5—10 см). Жильные пегматиты отличаются направленной структурой минералов. Лейсты полевых шпатов и зерна эгирина располагаются почти поперек ограничений жилы. Как и в шлировых пегматитах, размер зерен к центру жил быстро возрастает, но ориентировка сохраняется. Некоторые жилы

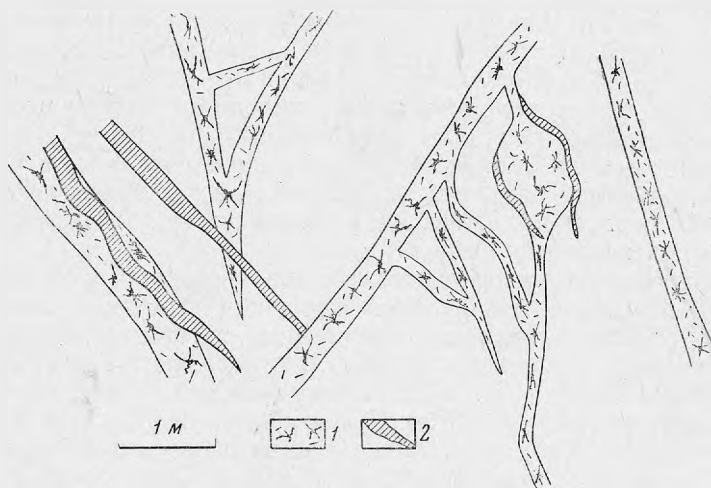


Рис. 5. Участок пегматитового поля в слюдяных рихсчорритах
1 — жильный пегматит; 2 — эгирин-астрофиллитовые жилы

по простиранию обогащаются темноцветными, особенно к участкам выклинивания.

В пределах этого же поля развиты и эгирин-астрофиллитовые жилы мощностью до 10—15 см, которые являются секущими по отношению и к шлировым, и к жильным пегматитам. Эти жилы иногда как бы обтекают шлировые пегматиты, и тогда возникают своеобразные тела, в ядре которых находится полевой шпат, а на периферии — эгирин с астрофиллитом (см. рис. 5).

Таким образом, минеральный состав пегматитов этого поля довольно бедный: полевой шпат, нефелин, эвдиалит и эгирин. Секущие их эгирин-астрофиллитовые жилы являются типичными эпигенетическими образованиями, которые при наложении на ранее образованные пегматиты усложняют их строение и состав. Обилие различно ориентированных тел разного генезиса на участке горы Каскасьюнчорр вызвано беспокойной тектонической обстановкой, характерной для слюдяных рихсчорритов неполнокольцевой интрузии.

Гора Поачвумчорр характеризуется максимальным развитием массивных рихсчорритов, где пегматиты встречаются сравнительно редко. Преобладают шлировые, а жильные единичны и расположены главным образом в южной части Поачвумчорра, где отмечаются также крупные гнезда флюорита.

Для северной части горы характерны разрозненные небольшие (до 1 м в поперечнике) шлировые пегматиты. По составу они полевошпат-нефелиновые с эвдиалитом, полевошпатовые с ильменитом или с энigmatитом.

В них в слабой степени проявлены лишь процессы замещения. Иногда по микроклину образуется ортоклаз, а эвдиалит превращается в циркон.

Наиболее интересен шлировый пегматит на вершине горы Поачвумчорр размером $1,2 \times 2$ м. Состав пегматита, по данным Г. А. Анненковой, существенно микроклин-эгириновый с большим количеством циркона. Полевой шпат частично адуляризирован и образует лейсты размером до 4×20 см. Они собраны в блоки и цементируются тонкоигольчатым эгирином (длиной до 3 мм). Почти мономинеральные участки этого эгирина достигают 10—20 см в поперечнике. К ним приурочены мелкие выделения ильменита (до 3 мм) и редкие пластинчатые его кристаллы длиной до 30 см при толщине 2—3 мм. Циркон находится в ассоциации с полевым шпатом и в пустотках от раннего эгирина, замещенного поздним тонкоигольчатым. Кристаллы циркона мелкие, одиночные или образуют сростки до 4 мм в ребре. В ассоциации с поздним эгирином отмечаются также мелкозернистый белый апатит и халькопирит (величиной 1—3 мм).

В южной части Поачвумчорра наряду с мелкими шлировыми пегматитами встречаются и большие (до 10 м в поперечнике) аналогичного микроклинсового (до 80%) состава. Их крупно- и гигантозернистый микроклин включает тонкие (1—3 мм) пластины ильменита и небольшие количества эгирина, энигматита и лампрофиллита. Здесь обнаружены реакционные явления, в результате которых по ильмениту и лампрофиллиту образовался волокнистый рамзаит (Дорфман и др., 1966), а по энигматиту — эгириин и астрофиллит.

Жильные пегматиты мало характерны для Поачвумчорра. Они имеют существенно микроклиновый состав и иногда в краевых частях содержат немного нефелина (5—10%) или разрозненные зерна эвдиалита. Мощность жил до 1, чаще 0,5—0,7 м. По простираанию они прослеживаются на расстоянии 5—8 м. В некоторых жилах нефелин с периферии почти полностью замещается гагманитом, по которому затем в гидротермальную стадию развивается натролит. В таких жилах в пустотках выщелачивания наблюдаются апатит, ненадквичит и катапleit. В интерстициях зерен полевого шпата или секущих пегматит трещинках отмечаются игольчатый агрегат ринколита и астрофиллита, а также тонкие пленки синего флюорита.

Одиночные мономинеральные жилки ринколита мощностью 2—3 см, секущие шпреуштейнезированные участки рисчоррита, наблюдаются в цирке Петрелиус. С поверхности они покрыты коркой белого вудьяврита. Приуроченность ринколита к самостоятельным эпигенетическим телам подтверждается наблюдениями и в других комплексах пород. Так, в малиньитах на восточном склоне горы Иидичвумчорр примерно в 3 км западнее горы Куэльпор установлена серия мелких округлых гнезд ринколита почти мономинерального состава размером 0,2—0,6 м. Одно из них обнаружено и в небольшом шлировом пегматите. Все эти гнезда, в том числе и в пегматите, как бы нанизаны на строго выдержанную линейную тектоническую зону, прослеживающуюся на расстоянии более 100 м. Интервалы между скоплениями ринколита колеблются от 3 до 15 м. Контакты гнезд с породами резкие, четкие. Такие же они и в самом пегматите (рис. 6). Этот шлировый полевошпат-нефелиновый пегматит с эгирином и эвдиалитом имеет размер 3×4 м. С периферии он среднезернистый (2—4 см), в направлении к центру размер зерен постепенно увеличивается (до 5—8 см), но количественно-минеральный состав почти не изменяется. Лишь в центре тела содержание эвдиалита увеличивается. Эвдиалит обычно образует одиночные разрозненные ксеноморфные зерна размером не более 1—1,5 см в поперечнике. Только по периферии пегматита иногда наблюдаются его скопления размером до 20×30 см. Ринколит в пегматите редок и встречен только в мелких, неправильной формы гнездах до 2 см в поперечнике. При близком расположении они соединяются тонкими прожил-

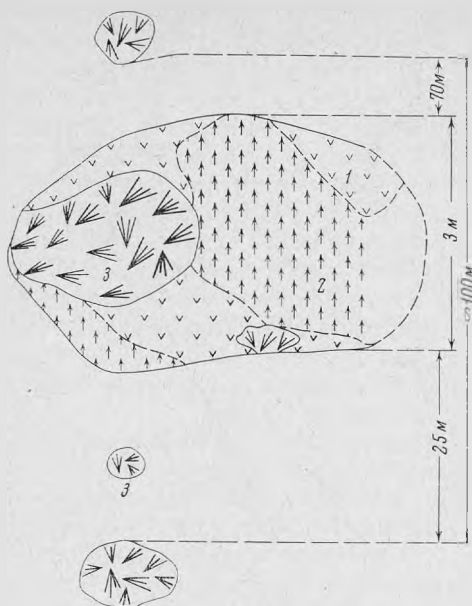


Рис. 6. Соотношение гнезд ринколита, приуроченных к линейной тектонической зоне в малинитите (белое поле), и шлирового пегматита

1 — среднезернистый полевошпат-эгириновый пегматит; 2 — то же, с небольшим количеством неравномерно рассеянного эвдиалита; 3 — гнезда ринколита

нит. Центральная часть пегматита почти нацело изменена. В ней от полевого шпата сохраняются лишь реликты альбитизированного минерала (альбит распада и альбит в трещинках) или очертания первоначального облика кристаллов минерала. Главную массу составляет натролит, в котором находятся мелкие (не более 1 мм) зерна призматического сфена, астрофиллита, ринколита и желтого таблитчатого эвколита с высоким содержанием редких земель (Анненкова, Молева, 1963). В пустотках выщелачивания на поверхностях позднего волокнистого эгирина и на зернах редкоземельного эвколита наблюдаются чешуйки катаплента.

Гора Расвумчорр. Пегматитовые тела и эпигенетические жилы на этой горе наблюдаются редко: лишь в Апатитовом цирке и близ ущелья Дразнящее эхо. В Апатитовом цирке жильные пегматиты встречаются в приконтактной зоне рисчорритов на расстоянии 30—50 м от апатит-нефелинового тела. В коренном залегании они установлены в карьере над уступами горизонтов 730, 700 и 685 м. По данным М. Н. Соколовой, изучавшей эти пегматиты, они характеризуются небольшой протяженностью (до 10 м), невыдержанными мощностями (1—30 см) и элементами залегания. Их жилы приурочены к системе различно ориентированных трещин, среди которых преобладают крутые, с углами 60—90°. Контакты их отчетливые и довольно ровные. Главными минералами пегматитов являются таблитчатый амазонитоподобный микроклин (до 3 см) и арфведсонит, образующий длиннопризматические кристаллы величиной до 5 см. В подчиненном количестве присутствует нефелин. Кроме того, в жилах наблюдаются энigmatит, эвдиалит, лампрофиллит и такие редкие минералы, как дельхайелит, вадеит, щербаковит, беталомоносовит, ловозерит, а также лопарит, астрофиллит, поздний эгирин (III) и гизингерит.

В рисчоррите близ ущелья Дразнящее эхо иногда встречаются тонкие прожилки (1—3 см), состоящие в основном из дельхайелита,

ками. Главная масса ринколита в ассоциации с тонкоигольчатым эгирином сосредоточена в краевой части пегматита в гнезде овальной формы (2×1,2 м). В нем ринколит образует крупные лучистые агрегаты кристаллов длиной до 20 см, размер которых на контакте с пегматитом уменьшается до 5—8 см.

Гора Рисчорр. Пегматитовые тела здесь неизвестны. Редкие обломки крупнозернистых полевошпатовых пегматитов с эгирином наблюдаются лишь в глыбовой осыпи. Исключение составляет небольшой шлировый пегматит (1,3 × 1,5 м) на юго-восточном склоне западной части Рисчорра. По структуре и распределению минералов в пегматите выделяются две зоны: периферическая микроклин-нефелиновая с эгирином и бурым эвколитом и центральная микроклин-эгириновая. В пегматите широко проявились процессы замещения. В наружной зоне эгирин почти полностью замещен агрегатом спутанно-волокнистого эгирина, мелкочешуйчатого биотита и частично натролитом, а нефелин с периферии переходит в канкри-

небольшого количества беталомоносовита и изредка микроклина с арфведсонитом.

Количественные соотношения минералов в пегматитовых жилах Апатитового цирка варьируют в широких пределах. На одних участках встречаются жилы, в которых преимущественно развиты эвдиалит и лампрофиллит при незначительном содержании микроклина и арфведсонита. На других наряду с арфведсонитом и микроклином широко развиты дельхайелит, беталомоносовит и эгирин, среди которых нередко присутствует большое количество гизингерита. Последний, как и анатаз по лампрофиллиту или нонтронит по эгирину, возник в гипергенных условиях; в Апатитовом цирке этот процесс широко развит.

Все разнообразие минерального состава жил определяется последовательностью парагенетических ассоциаций. Наиболее ранняя ассоциация представлена микроклином, нефелином, энигматитом и лампрофиллитом. Более поздняя включает дельхайелит, беталомоносовит, щербаковит, вадеит, ловозерит и редко лопарит. По М. Н. Соколовой, вадеит и ловозерит образуются при замещении ими эвдиалита. В дельхайелите наблюдаются включения ранних зерен эвдиалита и лампрофиллита и тонкие прожилки лектолита. Завершается процесс минералообразования игольчатым зеленым эгирином.

Наряду с пегматитовыми телами жильной формы встречается и серия самостоятельных эпигенетических жил, в которой полностью отсутствуют минералы ранней стадии кристаллизации пегматитов. Таковы, например, дельхайелитовые с беталомоносовитом, эгириновые с лампрофиллитом или существенно эгириновые. Одновременное присутствие в приконтактных ризчорритах всей серии различных по составу жил, а непосредственно в ризчорритах комплекса минералов, по составу идентичного эпигенетическим жилам, свидетельствует о том, что на этом участке имели место локальные подвижки, которые и привели к образованию сложных по составу и строению тел.

На Апатитовом цирке и на плато Расвумчорр в той же приконтактной зоне наблюдаются натролитовые жилы мощностью от 1—2 до 10 см. Они приурочены к серии различно ориентированных трещин и слагаются мелкокристаллическим до игольчатого натролитом, ориентированным перпендикулярно контактам. Центральная часть их выполнена крупнозернистым кальцитом, скопления которого достигают 10 см, и более мелкозернистым его агрегатом с отдельными уплощенными ромбоэдрическими кристаллами. Иногда натролит цементирует брекчированные участки пород. Вокруг таких остроугольных обломков шестоватый натролит ориентирован субпараллельно их поверхностям, а сами реликты пород интенсивно цеолитизированы.

В северной части ризчорритовой полосы (от р. Лявойок до р. Северной Солуайв) пегматиты встречаются редко. Здесь они образуют небольшие шлировые тела (до 0,5—1 м) существенно полевошпатового, почти мономинерального состава. Лишь изредка среди крупных гигантопластинчатых кристаллов микроклина встречается примесь энигматита, арфведсонита, эвдиалита и апатита.

Парагенетические ассоциации минералов

Особенностью пегматитов ризчорритовой полосы Хибинского массива является широкое развитие процессов наложения, наиболее интенсивно проявленное на участках повышенной тектонической активности. В таких областях, как приконтактная зона ризчорритов с фойяитами на Эвеслогчорре, Юкспоре, частично на Южном Кукисвумчорре, а также на Куэльпоре в районе Эвдиалитовой и Цирконовой перемычек, пегматитовые тела характеризуются сложным внутренним строением, разнообразным комплек-

Таблица 1

Схема формирования пегматитовых тел и эпигенетических жил (соотношение пегматитовых тел, этапов наложения и эпигенетических жил на участках с неспокойной тектонической обстановкой)

Тип образования	Пегматитовые тела			Этапы наложения в пегматитах (⊥) и идентичные им по минеральному составу эпигенетические образования (⌈)								
	Первичный этап кристаллизации	Этапы замещения (автометасоматоз)			1	2	3	4	5	6	7	
		1а	1б	1в								
I. Пегматит полевошпатовый												
А. Полевошпат-арфведсонитовый	—	Лепидомелан	Эгирин									
Б. Полевошпат-энигматитовый	—	Астрофиллит	»	Катаплевит								
В. Полевошпат-ильменитовый	—	Циркон	Альбит Рамзаит	Эгирин								
Г. Полевошпат-дельхайелит-ломоносвитовый	—	Пектолит	Вадеит									
II. Пегматит полевошпат-нефелиновый												
А. Полевошпат-нефелин-арфведсонитовый	—	Канкринит	Лепидомелан	»								
Б. Полевошпат-нефелин-эгирин-эвдиалитовый	—	Содалит	Астрофиллит	Натролит Циркон								
В. Полевошпат-нефелин-энигматит-эвдиалитовый	—	»	Циркон Альбит	Натролит Рамзаит								
Г. Полевошпат-нефелин-ильменитовый	—											
III. Эпигенетические жилы												
1. Эгирин-нептунитовая					⊥							
2. Эгирин-астрофиллитовая						⊥						
3. Апатит-эгириновая							⌈					
4. Юкспорит-пектолитовая								⊥				
5. Ринколитовая (ловчорритовая)									⊥			
6. Натролитовая (цеолитовая)										⊥		
7. Флюоритовая											⌈	⌈

Примечание. Направления знаков (⌈ ⊥) в нижней правой части схемы дают представление о том, в какой тектонической обстановке происходило развитие пегматитового процесса. При наличии подвижек в пределах пегматитового тела (⊥) имеют место явления замещения и наложения, которые приводят к усложнению минерального комплекса, появлению сменяющих друг друга парагенетических ассоциаций, вплоть до низкотемпературных, и возникновению некоторых реакционных минералов. Если же тектонические нарушения проявились вне пегматитовых тел во вмещающих породах (⌈), то образуются самостоятельные эпигенетические жилы, часто отвечающие по минеральным ассоциациям отдельным стадиям наложения в пегматитовых телах. Минералы, помещенные в вертикальных столбцах, отвечают определенным парагенетическим ассоциациям.

сом минералов, вплоть до низкотемпературных гидротермальных, и процессами замещения. Последние развиваются не только в пределах тела пегматита, но и во вмещающих породах. В таких участках пород, испытывавших неоднократное дробление, образуются серии эпигенетических жил, минеральный состав которых часто отвечает минеральному составу отдельных стадий пегматитового процесса. Такие жилы нередко секут пегматитовые тела.

Пегматиты ринчорритов, формировавшиеся в спокойной тектонической обстановке, как правило, бедны минералами, и автометасоматоз в них проявлен слабо.

Схема образования пегматитовых тел, значение тектонических подвижек в их развитии, а также взаимосвязь этапов замещения и наложения в пегматитовых телах показаны в табл. 1. Возникновение эпигенетических жил по времени совпадает с этапом наложения в пегматитовых телах.

По парагенетическим ассоциациям пегматитов ранней стадии кристаллизации выделяются два типа: пегматит полевошпатовый и пегматит полевошпат-нефелиновый.

По наличию в каждом из них характерного первичного темноцветного минерала или типичного акцессорного минерала к названию каждого типа добавляется соответствующий минерал: полевошпатовый с арфведсонитом, с энigmatитом, с дельхайелитом.

По такому же принципу подразделяется полевошпат-нефелиновый тип пегматита: с арфведсонитом, эгирином и эвдиалитом, с энigmatитом и с ильменитом.

Последующие этапы минералообразования связаны с проникновением эволюционирующего остаточного расплава-раствора магмы по системе трещин как в пегматитовое тело, так и во вмещающие его породы. При этом каждый из этапов характеризуется определенными парагенетическими ассоциациями минералов.

Минералы стадии наложения не типичны для собственно пегматитового процесса, и поэтому их состав не отражается в названии типа пегматита (см. табл. 1).

В пределах пегматитового тела растворы стадии наложения нередко вступают в реакцию с ранее образованными минералами, и тогда парагенетические ассоциации усложняются. По парагенетическим ассоциациям минералов эпигенетических жил выделяются шесть типов: эгирин-нептуниновый, эгирин-астрофиллитовый, апатит-эгириновый, юкспорит-пектолитовый, ринколитовый (ловчорритовый), натролитовый (цеолитовый). С последним низкотемпературным этапом связано большое разнообразие минералов. Так как последовательность выделения парагенетических ассоциаций в нем не всегда ясна, то порядок их выделения является условным. Определена лишь приуроченность отдельных минералов или групп минералов к определенным стадиям процесса. В табл. 2 приводятся парагенетические ассоциации минералов пегматитовых тел, стадий наложения и эпигенетических жил. Среди эпигенетических жил наблюдаются ассоциации минералов, которые не встречаются среди минералов стадии наложения в пегматитах. К ним относятся апатит-эгириновые и цеолитовые: томсонит-кальцитовые и апофиллит-натролитовые.

Соображения о генезисе пегматитовых тел и эпигенетических жил

Геолого-минералогические исследования, а также литературные данные (Островский, 1956; Бородин, 1957; Татл, 1961; Когарко, Гуляева, 1965) показывают, что пегматиты рихсчорритовой полосы, как и вообще нефелиновых сиенитов Хибинского массива, представляют собой образования, связанные с кристаллизацией остаточного расплава-раствора, значительно обогащенного щелочами (K и Na). В таком расплаве-растворе в процессе кристаллизационной дифференциации (Татл, 1961) происходит непрерывное смешивание силикатной части с водой, и поэтому переход от магматической стадии к гидротермальной будет постепенным. Для этого процесса даже при наличии в растворе фтора и хлора характерно отсутствие пневматолитовой фазы, приводящей к критическим явлениям.

Формирование пегматитов обусловлено двумя основными процессами: кристаллизационной дифференциацией и инфильтрационным метасоматозом. Кристаллизация пегматитового расплава-раствора на первой стадии процесса происходит в замкнутой полости, т. е. в закрытой физико-химической системе. Если камера имеет более или менее изометричную форму,

Главные парагенетические ассоциации минералов пегматитовых тел, стадии наложения и эпигенетических жил в последовательности выделения

Тип образования	Минералы пегматита и этапов замещения				Минералы этапов наложения в пегматитах и эпигенетических жили									
	первичные	замещения			2	3	4	5	6	6а	6б	6в	6г	7
		1	1а	1б										
I. Пегматит полевошпатовый														
IA. С арфведсонитом	Микроклин Арфведсонит Эгириин Эвдиалит	Лепидомелан	Эгириин	Катаплеит			Пектолит Юкспорит Эгириин Сфен							
IB. С энigmatитом	Микроклин Энигматит Эвдиалит Апатит	Астрофиллит	»											
IV. С ильменитом	Микроклин Эгириин Ильменит Эвдиалит	Циркон	Рамзаит Эгириин				Сфен					Апатит Эгириин		
IV. С дельхайелитом и β-ломоносовитом	Микроклин Энигматит Лампрофиллит Эвдиалит	Лонозерит Вадеит	Эгириин				Дельхайелит Пектолит Щербаковит β-ломоносовит	Лампрофиллит Эгириин		Эгириин Натролит				
II. Пегматит полевошпат-нефелиновый														
IIA. С арфведсонитом	Микроклин Нефелин Арфведсонит Сфен Лампрофиллит	Содалит (гакманит) Канкринит	Лепидомелан		Эгириин Астрофиллит		Юкспорит Пектолит	Сфен Апатит Пироклор Ринколит-ловчоррит	Натролит Ильменит Ортоклаз Циркон	Эгириин Рамзаит Натролит Циркон	Астрофиллит Натролит Шизолит Мурманит Ниоболопарит Куплетскит	Апатит Эгириин Рамзаит Флюорит Ненадкевичит	Сфалерит Галенит	
IIБ. С эгирином и эвдиалитом	Микроклин Нефелин Эгириин Эвдиалит Сфен бурый	Содалит (гакманит) Канкринит	Циркон		Эгириин Лампрофиллит Титаномагнетит				Катаплеит Ловозерит Эльпидит	Эгириин Рамзаит Сфен розовый Ортоклаз	Эвколит редкоземельный Натролит Анальцит Флюорит			

IIIВ. С энigmatитом и эвдиалитом	Микроклин Нефелин Эгирин Сфен	Содалит Канкринит	Лампрофиллит Эгирин	Эгирин Астрофиллит	Апатит Эгирин	Томсонит Шабазит Натролит Кальцит	Флюорит
IIIГ. С ильменитом	Микроклин Нефелин Эгирин Ильменит Апатит	Содалит (гекманит) Канкринит	Альбит	Рамазаит Сфен		Апофиллит Натролит Флюорит Апатит Ринколит Астрофиллит	
III. Эпигенетические жилы							
IIIА. Апатит-эгириновая							
IIIБ. Томсонит-кальцитовая							
IIIВ. Апофиллит-натролитовая							
IIIГ. Флюоритовая							

Примечание. В III типе образований выделены парагенетические ассоциации не наложенных минералов.

пегматиты шлировые, если она имеет форму трещин, они жильные. Оба эти типа пегматитов по составу и условиям образования близки вмещающим породам. Об этом свидетельствуют: тот же набор породообразующих минералов, что и во вмещающих породах; тот же порядок выделения минералов, что и во вмещающих породах (нефелин → калиевый полевой шпат → эгирин → эвдиалит); уменьшение роли нефелина в процессе кристаллизационной дифференциации и увеличение содержания полевого шпата, эгирина и эвдиалита. При одноактном вторжении расплава-раствора часто возникают тела существенно полевошпатового состава.

В процессе кристаллизационной дифференциации происходит постоянное взаимодействие между жидкой фазой и образовавшейся твердой. При постепенном изменении физико-химических условий и состава дифференцирующего расплава-раствора между минералами и расплавом-раствором могут возникнуть реакции замещения, которые приведут к содалитизации нефелина, затем к его канкринитизации, к образованию астрофиллитовых коронитов вокруг энигматита, к эгиринизации амфиболов и эгиринавгита. Эти реакции на каком-то этапе будут идти одновременно с продолжающейся кристаллизацией первичного комплекса минералов.

Изменение физико-химических условий в пределах этой закрытой системы в ходе процесса иногда приводит к распаду твердых растворов; в микроклине обособляется альбит, а в нефелине — тонкоигльчатый эгирин.

Небольшое количество акцессорных минералов — эвдиалита, ильменита, циркона,

лампрофиллита и некоторых других — неравномерно рассеивается в межзерновых пространствах пегматита. На этом этапе дифференциации расплава-раствора редкоземельная минерализация имеет подчиненное значение или вовсе отсутствует.

В дальнейшем развитии пегматитового процесса существенную роль начинают играть тектоника и инфильтрационный процесс. Так, тектонические подвижки приводят к неоднократному приоткрыванию трещин в теле пегматита и за его пределами. Возникают тектонически ослабленные (иногда многокилометровые) зоны или системы трещин, секущие одновременно и пегматитовые тела, и вмещающие их рихсчорриты. Формирование пегматитовых тел происходит уже в открытой системе. По последовательно открывающимся трещинам в результате инфильтрации остаточного расплава-раствора перерабатываются вмещающие породы и сингенетичные им пегматиты. Инфильтрация сопровождается привнесом новых элементов. По-видимому, расплав-раствор оказывает растворяющее действие на вмещающие породы, через которые он проникает. Это, с одной стороны, приводит к их подщелачиванию, а с другой — к выносу из них некоторых элементов (Fe, Ti, Zr).

Остаточный расплав-раствор, вызывающий процессы замещения, также возникает в результате кристаллизационной дифференциации магмы. Скопление остаточного расплава-раствора приводит к нарушению равновесия, развиваются реакции замещения и перекристаллизация вплоть до полной переработки минералов. Эти остаточные расплавы-растворы носят сильно щелочной агпаитовый характер. Однако в ходе процесса замещения и кристаллизации отдельных минералов натрий первым входит во вновь образующиеся минералы, и из растворов, обедненных щелочами, начинает выпадать уже миаскитовая ассоциация минералов. Общему процессу подкисления способствует также увеличение потенциала кислых летучих компонентов F, Cl, H₂O. Именно поэтому, отражая общую химическую эволюцию остаточных расплавов-растворов, и происходит смена одной ассоциации минералов (агпаитовой) на другую (миаскитовую).

Последовательное развитие процессов наложения приводит к появлению в пегматите разнообразной минерализации (см. табл. 1). От того, на каком этапе процесса приостановилось поступление растворов или какая из его стадий проявилась в ослабленных зонах, зависят особенности минерализации жил. Естественно, что не всегда в одном теле пегматита проявляются все этапы наложения. Некоторые из них развиты слабо или вовсе выпадают, другие, наоборот, сильно развиты. Иногда в пределах даже одной стадии происходит неоднократное приоткрывание трещин (интерстадийные нарушения). При этом возможно образование ряда генераций одного и того же минерала.

Во вмещающих породах те же порции остаточного раствора дают серию эпигенетических жил с аналогичным или сходным комплексом минералов (см. табл. 2). Отличия между единичными по составу парагенетическими комплексами и ассоциациями минералов в пегматитовых телах и эпигенетических жилах проявляются только в структурных особенностях, связанных с формой выделения. Обычно на участках с беспокойной тектонической обстановкой наблюдается повышенное количество эпигенетических жил, последовательное пересечение одних другими или пегматитовых тел эпигенетическими жилами. Как видно на рис. 7, отдельные эпигенетические жилы соответствуют по составу участкам наложения в пегматитовых телах и, следовательно, отвечают им по времени образования.

Эволюция богатого щелочами расплава-раствора приводит к постепенному изменению его состава и к изменению кислотности-щелочности. О кислотности-щелочности дает представление коэффициент агпаитности $(K+Na)/Al$, предложенный еще Уссингом в 1911 г. (см. Ферсман, 1936; Щербина, 1933; Герасимовский, 1953, 1956).

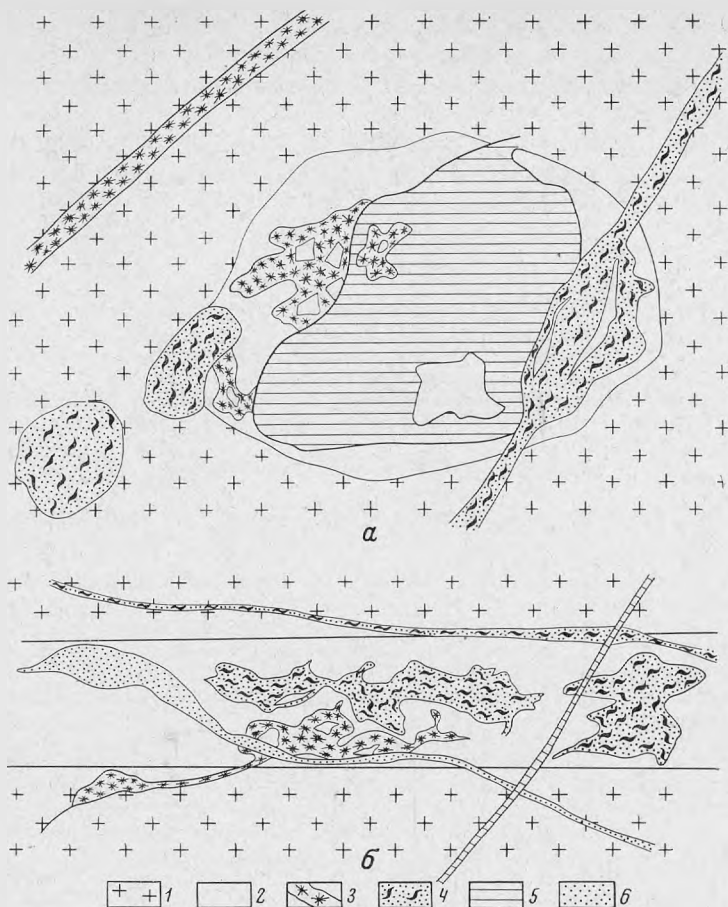


Рис. 7. Схема последовательности развития шпирового (а) и жильного (б) пегматитов и соотношение их с эпигенетическими жилами

1 — рихсдоррит; 2 — полевошпат-нефелиновый пегматит с эгирином, реже с эвдиалитом; 3 — эгирин-астрофиллитовый комплекс минералов; 4 — существенно ринколитовый агрегат с астрофиллитом и эгирином; 5 — натролит; 6 — ринколит-ловчоррит

Если исходить из последовательности кристаллизации минералов, связанной с дифференциацией остаточного расплава-раствора в магматическую и особенно постмагматическую стадии, то, как видно из табл. 2, общая тенденция развития процесса направлена от кристаллизации агпаитовой ассоциации минералов к миаскитовой. На это указывают отдельные минералы-индикаторы агпаитовых пород: энigmatит, арфведсонит, эгирин, эвдиалит и др.; миаскитовых пород: сфен, апатит, циркон, пектолит и др.

После того как в определенной последовательности выкристаллизовались минералы первичного комплекса, завершившись образованием сфена и апатита — типичных представителей миаскитовой ассоциации минералов, следующая стадия вновь начинается с кристаллизации минералов агпаитового ряда: беталомоносовита, лампрофиллита, а кончается образованием кальциевого силиката — пектолита. Такая неустойчивость кислотности-щелочности характерна почти для каждой последующей стадии. В завершающем гидротермальном существенно натролитовом этапе преобладают минералы миаскитового ряда пород — апатит и циркон, однако и здесь на коротком интервале процесса возникают достаточно высокие значения кислотности-щелочности, что приводит к образованию

рамзаита и редкоземельного эвколита. Та же направленность в развитии процесса характерна и для эпигенетических жил, несущих ломоносовит-щербачовит-дельхайелитовый, ринколит-астрофиллитовый или иной комплекс минералов.

Эта общая тенденция процесса может несколько меняться даже в пределах каждого этапа под влиянием реакционных явлений, метасоматических процессов или других причин, но в целом она выдерживается.

ЛИТЕРАТУРА

- Анненкова Г. А., Молева В. А. О редкоземельном эвколите из Хибин. — В кн. «Минералы СССР». Вып. 14. Изд-во АН СССР, 1963.
- Афанасьев М. С., Салье Е. А. Месторождения ловчоррита в Хибинах. — В кн. «Хибинские редкие элементы и пирротины». Л., ОНТИ, 1935.
- Барabanов В. Ф. Минералогия апофиллитовых жил горы Юкспор (Хибинская тундра). — В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова». Вып. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Бонштедт Э. М. К минералогии и геохимии Кукисвумчорра. — Труды СОПС, серия кольская, 1933, 3.
- Бородин Л. С. Основные особенности строения и состава жильных образований Хибинского массива (пегматиты) в связи с вопросами их генезиса и классификации. — Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимовский В. И. О типоморфных минералах нефелиновых сиенитов. — В кн. «Вопросы петрографии и минералогии». Т. II. Изд-во АН СССР, 1953.
- Герасимовский В. И. Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. — Геохимия, 1956, № 5.
- Гуткова Н. Н. К минералогии горы Юкспор. — Труды СОПС, серия кольская, 1934, 5.
- Дорфман М. Д., Сендерова В. М. Галенит и продукты его окисления в одном из пегматитов Хибинского щелочного массива. — В кн. «Минералы СССР». Вып. 15. Изд-во «Наука», 1964.
- Дорфман М. Д., Белова Е. Н., Забавникова Н. И. Новые данные о рамзаите. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 17. Изд-во «Наука», 1966.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. — Труды Лен. геол. упр. (ГОНТИ), 1939, вып. 19.
- Когарко Л. Н., Гуляева Л. А. Геохимия галогенов в щелочных породах на примере Ловозерского массива. — Геохимия, 1965, № 8.
- Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. — В кн. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд-во АН СССР, 1937.
- Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 1.
- Татл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. — В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
- Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ферсман А. Е. Геоэнергетический анализ миаскитовых пегматитов Ильменских гор. — Труды Ильменского заповедника, 1936, № 5.
- Щербина В. В. Геохимия. Изд-во АН СССР, 1933.

Э. А. ДУНИН-БАРКОВСКАЯ, Н. В. ТРОНЕНКО

КРУПНЫЕ КРИСТАЛЛЫ ВУЛЬФЕНИТА ИЗ СИДЖАКА
(УЗБЕКИСТАН)

Свинцово-ванадиево-молибденовое рудопоявление Сиджак открыто в 1959 г. геологом М. А. Кимом в Угамском хребте (Тянь-Шань). Оно примечательно крупными (до 40 см по ребру), прекрасными кристаллами вульфенита разнообразной окраски — от оранжево-красной до серой и бесцветной. Аналогичные кристаллы вульфенита известны в США, на рудниках Ред-Клауд и Гамбург, а также в Триго-Маунтинсе в Аризоне (Haberlandt, Schroll, 1950; Дэна и др., 1954). Бесцветный вульфенит описан Бэрджессом из месторождения Танопа в штате Невада (Burgess, 1911). В виде мелких кристаллов желтого и бурого цвета вульфенит обычен для зоны окисления многих полиметаллических месторождений (Янишевский, 1936; Новохатский, 1945; Чухров, 1950; Смирнов, 1955; Голованов, 1959; Костов, 1961, и др.).

Описываемое рудопоявление расположено в водораздельной части Угамского хребта, к северу от сел. Сиджак. Площадь его сложена известняками (C_1^2), прорванными дайками кварцевого порфира, биотитового и роговообманкового лампрофира или порфирита. Вульфенит и сопутствующие ему минералы приурочены к зоне крутопадающего тектонического нарушения невыдержанной мощности, выполненного гидроокислами железа и бурой глиной трения, сильно переработанными в коре выветривания. Эта глина детально не изучалась. Химический состав ее (в вес. %) следующий: ZnO 16,2; SiO_2 25,6; Fe_2O_3 25,25; Al_2O_3 14,02. Вероятно, она близка к цинковым глинкам Акджала (Чухров, 1956) и является феррицинальситом. Интересно, что глина имеет ферри-цинк-алюмосиликатный состав при относительной чистоте вмещающих ее известняков (нерастворимый остаток в последних составляет 1,5—2%). Вмещающие известняки интенсивно брекчированы, слабо мраморизованы и пронизаны многочисленными ветвящимися прожилками белого кальцита. В момент вскрытия шурфом глина была влажная, мягкая, вязкая, проросшая до глубины 50 см от поверхности многочисленными корнями растений. В поперечном срезе корней (толщиной около 2 мм), расположенных между кристаллами минералов, под покровным слоем кожицы изредка наблюдались слабо окристаллизованные зерна размером 0,05 мм. По оранжевой окраске и алмазному блеску они напоминают вульфенит. В очищенном высушенном корне полуколичественным спектральным анализом установлены элементы-примеси: Mo, Cu, Mn и Mg, Pb, Zn и Fe. Глина, вмещающая корни и кристаллы, содержит элементы-примеси: Mo, V, Zn, Pb. От поверхности до 1,5 м в глубину в глинке неравномерно распределены отдельные кристаллы вульфенита, их обломки, друзы и гнезда, достигающие размера 5×15 см. В значительном количестве там же встречаются кристаллы ванадинита,

длиной от 0,1 до 1,5 см, реже почковидные желваки, сложенные нарастающими друг на друга (от центра к периферии) церусситом, ванадинитом и деклуазитом. Хорошо ограненные кристаллы вульфенита и ванадинита найдены также в лёссовидных суглинках, перекрывающих зону минерализации в известняках. В кристаллах оранжевого вульфенита и их сростках встречаются коррозионные пустоты выщелачивания, на стенках которых нарастают кристаллы ванадинита в виде корки толщиной 1—2 мм. В желваках колломорфный ванадинит метасоматически развивается по агрегату мелкозернистого церуссита. Зеленый колломорфный ванадинит покрыт коркой темно-коричневого окристаллизованного деклуазита. Иногда мельчайшие кристаллы ванадинита нарастают на стенки жеоды колломорфного ванадинита. Колломорфные разности минералов выделились раньше, чем окристаллизованные.

На Сиджаке устанавливаются следующие парагенные ряды последовательности выделения (→) и замещения (З) минералов: мелкозернистый церуссит → З колломорфный ванадинит → окристаллизованный ванадинит; колломорфный ванадинит → З окристаллизованный деклуазит; окристаллизованный деклуазит → окристаллизованный ванадинит; оранжевый окристаллизованный вульфенит → окристаллизованный ванадинит; церуссит → З бесцветный окристаллизованный вульфенит. Ванадаты и молибдаты свинца на рудопроявлении Сиджак более поздние, чем карбонат-церуссит. В вульфенитсодержащих парагенезисах вульфенит преобладает над другими минералами.

На всей площади Угамского хребта шлиховым анализом установлены рассеянные по русловым потокам минералы V, Pb и Zn: ванадинит, церуссит, деклуазит, реже вульфенит и галенит. В коренных выходах в зонах трещиноватости среди известняков (C_2^1) встречаются мелкие проявления этой минерализации в кальцитовых прожилках. Однако вульфенит среди них не обнаружен, и единственная находка его в ассоциации с указанными минералами известна только для Сиджакского рудопроявления.

Морфология вульфенита. Для его кристаллов характерна хорошая огранка в форме усеченных дипирамид, с гранями пинакоида в вершинах (рис. 1). При сильном развитии последнего образуются кристаллы таблитчатого облика (см. рис. 1, а), а при слабом — дипирамидального (см. рис. 1, б). Кристаллы крупные. Средняя величина ребра грани (001) 1—2 см, максимальная

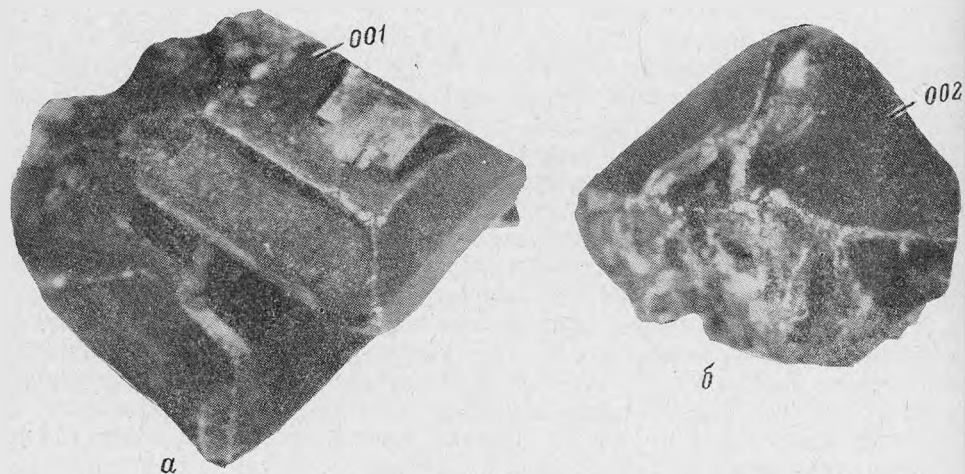


Рис. 1. Кристаллы вульфенита из Сиджака
а — таблитчатый; б — дипирамидальный. Увел. 2

Микротвердость оранжево-красного вульфенита

Ориентировка плоскости исследования	Нагрузка, <i>g</i>	Среднее значение <i>H</i> , <i>кг/мм²</i>	Число замеров	Исследователь
Полированная плоскость грани кристалла по (001)	20—30	170	5	С. И. Лебедева
Полированная плоскость ⊥ грани (001), вдоль удлинения кристалла	20—30	По «а» 160	3	»
		По «б» 203	3	
Грань (001) кристалла, изображенного на рис. 1, а	50	170	6	Э. А. Дунина-Барковская
Грань (102) кристалла, изображенного на рис. 1, б	50	194	6	»
Черные микровключения в сером вульфените	20	64	5	»

3,5—4, минимальная 0,1 см. Колломорфный вульфенит встречается редко в виде желваков размером 0,5—0,8 см.

Физические свойства. Особенностью вульфенитов Сиджака является очень красивая разнообразная окраска. Большинство кристаллов, в том числе и самые крупные, окрашены в оранжево-красный цвет. Изредка встречаются кристаллы с неравномерной окраской, причем отдельные их участки или даже внешние зоны сложены бесцветным вульфенитом. Наблюдалась кристаллы с переходной окраской от оранжево-красной до желтой, желтые, совершенно бесцветные, полупрозрачные, серые и темно-серые. Последняя связана с микровключениями черного цвета. Для колломорфного вульфенита характерна кремовая окраска. Спайность в кристаллах несовершенная, излом полураковистый, блеск алмазный. У колломорфного вульфенита блеск восковой, переходный к алмазному. Микротвердость, замеренная для оранжево-красного вульфенита на приборе ПМТ-3 методом вдавливания алмазной пирамиды (Лебедева, 1963), находится в пределах 160—203 *кг/мм²* (табл. 1), что в переводе на шкалу Мооса или Хрущева составляет 3,5—4. В минералогических справочниках (Дэна и др., 1954) вульфенит отнесен к минералам третьей группы по относительной твердости. Удельный вес, измеренный микрометодом (Руденко, Василевский, 1957), равен для оранжевого вульфенита 6,55, а для бесцветного 6,6.

Люминесценция. Вульфенит не люминесцирует в катодных лучах. Термолюминесценция (при нагревании до 380°С и напряжении 1100 в) тоже не наблюдалась (аналитик Г. М. Сташков).

Химический состав. Чистые зерна вульфенитов различной окраски размером 0,1—0,2 мм, тщательно отобранные под бинокулярным микроскопом МБС-1, предварительно изучены полуколичественным спектральным анализом на кварцевом спектрографе ИСП-28, а затем химическими методами. Пять химических анализов различно окрашенных вульфенитов показали результаты, очень близкие друг к другу и к анализу вульфенита из Кызылэспе (табл. 2). Кроме указанных в табл. 2 химических элементов, во всех пробах полуколичественным спектральным анализом установлено присутствие тысячных долей процента марганца, меди и титана. В оранжевом вульфените химически определялся рений (0,0000%). В идеально чистом материале, отобранном из монокристалла и промытом в спирте, спектральным анализом определены те же элементы, которые получены при химическом анализе. Поэтому они отнесены к изоморфным и включены в эмпирическую формулу вульфенита (табл. 3). Свинец замещается частично кальцием, так как известна неполная изоморфная серия вульфенита с изоструктурным ему повелитом, а молибден замещается вольфра-

Химический состав вульфенитов

Оксиды	Из Сиджака					Из Кызылэспе (Янишевский, 1936)
	1	2	3	4	5	
PbO	60,25	60,07	60,07	60,45	60,46	60,75
CaO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	—
MgO	0,03	0,03	0,07	0,07	0,10	—
FeO	0,11	0,23	0,21	0,17	0,19	0,27
MoO ₃	39,03	38,98	38,95	39,27	39,30	38,17
As ₂ O ₅	0,13	0,16	0,09	0,13	0,12	—
P ₂ O ₅	0,05	0,22	0,05	0,11	0,11	—
WO ₃	0,05	0,15	0,05	0,10	0,05	—
SO ₃	0,24	0,20	0,51	0,10	0,01	—
CrO ₃	0,05	0,015	—	0,005	0,005	0,18
Органика	—	—	—	—	0,25	—
Сумма	100,04	100,15	100,10	100,50	100,69	99,37

1—оранжево-красные кристаллы; 2—желтые кристаллы; 3—кремовый, натечный, пористый; 4—бесцветные кристаллы; 5—серые кристаллы с включениями черного цвета. Аналитик Т. Т. Мухова. Образец из Кызылэспе—буровато-красные кристаллы.

мом (изоструктурная серия к штольциту), хромом, мышьяком и серой (Дэна и др., 1954).

В связи с близостью химического состава изученных образцов пересчет на эмпирическую формулу проведен только для оранжево-красного вульфенита (см. табл. 2, обр. 1) по кислородному методу. Полученная формула (см. табл. 3) очень хорошо совпадает с теоретической (PbMoO₄).

Содержание Cr₂O₃ в изученных вульфенитах колеблется от 0,05 в оранжево-красном до 0,005% в бесцветном, т. е. увеличение содержания хрома даже в малых количествах приводит к резкому увеличению интенсивности красной окраски минерала. Хаберланд и Шрол (Haberlandt, Schroll, 1950)

Таблица 3

Расчет химического анализа оранжево-красного вульфенита
(см. табл. 2, обр. 1)

Компоненты	Содержание, вес. %	Мол. колич.	Атомн. колич.		Коэффициенты
			анионов	катионов	
PbO	60,25	26992	26992	26992	0,98
CaO	0,10	178	178	178	0,007
FeO	0,11	153	153	153	0,006
MgO	0,03	74	74	74	0,003
MoO ₃	39,03	27113	81339	27113	0,984
As ₂ O ₅	0,13	57	285	114	0,004
P ₂ O ₅	0,05	35	175	70	0,003
WO ₃	0,05	22	66	22	0,001
CrO ₃	0,05	53	159	53	0,002
SO ₃	0,24	300	900	300	0,011
Сумма	100,04		11221	55069	1,999 2,00

Расчетный фактор 110221:4=27555.
Формула вульфенита



объясняли оранжевую окраску природных вульфенитов присутствием з них хрома. Экспериментально ими получены кристаллы вульфенита с примесью хрома от 0 до 4%. Смена окраски в образцах происходила следующим образом: без хрома — бесцветный; 0,02—0,04% Cr — желто-оранжевый; 0,15% Cr — красновато-оранжевый; 0,6% Cr — оранжево-красный; 1,45 и 4% Cr — красный. Проанализированные природные образцы оранжевых и красных вульфенитов содержали от 0,02 до 0,26 Cr, а бесцветных — менее 0,0001%. Вульфенит с 0,05% Cr имел оранжево-красную окраску, как и сиджакский образец.

Изотопный состав свинца определен в чистой пробе оранжево-красного вульфенита. Анализ выполнен в Центральной аналитической лаборатории ВИРГА в Ленинграде. Содержание изотопов следующее (в %): Pb^{208} 52,4; Pb^{207} 21,2; Pb^{206} 25,1; Pb^{204} 1,36. Случайная относительная ошибка измерения составляет для Pb^{208} 1,2%; для Pb^{206} 1,2%; для Pb^{207} 2,0%; для Pb^{204} 8,0%.

Таблица 4

Изотопный состав вульфенита

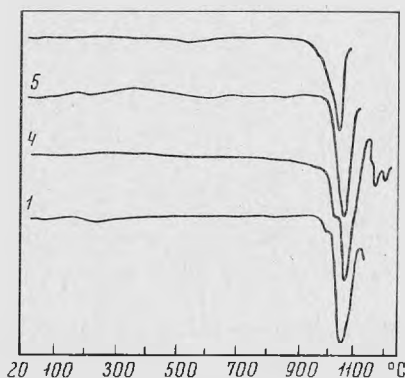
Материал, месторождение	Распространенность изотопов, отнесенная к $Pb^{204}=100\%$		
	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Оранжево-красный вульфенит, Сиджак	18,45	15,58	38,53
Вульфенит и ванадинит, Тускон, штат Аризона, США (Ранкама, 1956 г.)	18,40	15,53	38,1
Рассчитанный изотопный состав свинца современного периода (Collins et al., 1952)	18,45	15,61	38,40

Распространенность изотопов свинца в вульфените из Сиджака (табл. 4), отнесенная к Pb^{204} , такая же, как у вульфенита из Тускона в США (Ранкама, 1956 г., по данным Нира) и у рассчитанного изотопного состава свинца современного периода (Collins et al., 1952).

Термическое изучение для трех образцов вульфенита различной окраски выполнено В. П. Ивановой в лаборатории ВСЕГЕИ. Полученные кривые нагревания для оранжево-красного, бесцветного и темно-серого вульфенитов (рис. 2) аналогичны друг другу и соответствуют эталону (Иванова, 1961). Они характеризуются глубоким эндотермическим эффектом в области температуры 1050—1060° С в связи с разложением вещества и его плавлением. Точка плавления вульфенита 1054° С (Дэна и др., 1954). При температуре 1100° С эндотермическая реакция сменилась экзотермической, вероятно, обусловленной кристаллизацией расплава.

Рис. 2. Кривые нагревания вульфенита из Сиджака

1 — оранжево-красный вульфенит; 4 — бесцветный вульфенит; 5 — темно-серый вульфенит (1, 4, 5 — соответствуют номерам в табл. 2), кривая без номера — эталонный вульфенит (Иванова, 1961)



Межплоскостные расстояния вульфенитов из Сиджака

Оранжево-красный		Желтый		Бесцветный		Темно-серый с черными включениями		Искусственный (ASTM)			Вульфенит (Михеев, 1957)	
<i>l</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>l</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>l</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>l</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>hkl</i>	<i>l</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>l</i>	$d_{\alpha/n}$
3	5,06	2	5,04	2	5,17	1	5,07	101	11	4,96	—	—
5	(3,626)	5	(3,604)	5	(3,608)	5	(3,588)	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	(3,424)	1	(3,568)	—	—	—	—	—
10	3,275	10	3,290	10	3,299	10	3,272	112	100	3,244	10	3,17
6	3,060	5	3,052	6	3,1029	6	3,057	004	22	3,028	5	3,00
7	2,734	6	2,736	7	2,793	7	2,719	200	24	2,718	6	2,67
—	—	—	—	—	—	1	2,650	—	—	—	—	—
4	2,384	3	2,401	4	2,427	4	2,386	211	8	2,383	3	2,35
5	2,152	4	2,233	4	2,272	4	2,224	105	5	2,212	1	2,20
1	(2,121)	—	—	1	(2,164)	—	—	—	—	—	—	—
3	2,078	2	2,090	1	2,115	2	2,066	213	7	2,082	—	—
9	2,021	9	2,033	9	2,056	9	2,017	204	31	2,021	8	2,00
2	1,975	2	1,979	1	2,010	2	1,967	—	—	—	—	—
6	1,918	5	1,933	5	1,955	5	1,914	220	14	1,920	6	1,96
4	1,838	2	1,835	2	1,864	2	1,823	—	—	—	—	—
8	1,790	9	1,801	8	1,825	9	1,787	116	18	1,787	8	1,77
10	1,651	9	1,661	9	0,683	9	1,623	312,303	25	1,653	8	1,64
7	1,621	7	1,622	7	1,649	7	1,613	224	12	1,622	—	—
2p*	1,510	2	1,519	1p	1,518	1	1,512	008	3	1,515	1	1,50
1p	1,497	1p	1,501	1p	1,481	1	1,494	321,314	2	1,496	—	—
2p	(1,462)	1p	(1,460)	2p	(1,462)	1	(1,455)	—	—	—	—	—
3p	(1,441)	2	(1,446)	1p	(1,429)	2	(1,441)	—	—	—	—	—
2	1,410	1	1,416	1p	1,402	2	1,402	343,217	2	1,411	—	—
1p	(1,380)	1	(1,382)	3p	(1,381)	1	(1,381)	—	—	—	—	—
3p	1,359	2p	1,362	1p	1,359	3	1,352	400	3	1,359	1	1,35
5	1,319	6	1,324	7	1,342	5	1,315	208	7	1,3229	8	1,30
9	1,306	9	1,311	9	1,327	9	1,303	316	12	1,3085	—	—
1	1,274	1p	1,280	1p	1,295	2p	1,271	325	2	1,2802	—	—
7	1,250	7	1,255	6	1,269	6	1,249	332,413	5	1,2535	5	1,24
7	1,237	7	1,244	6	1,257	6	1,238	404	5	1,2400	—	—
7	1,217	7	1,218	6	1,233	7	1,213	420	5	1,2151	5	1,21
8	1,189	8	1,193	7	1,206	7	1,186	226	4	1,1889	5	1,182
8	1,155	8	1,157	8	1,170	8	1,150	1.1.10	3	1,1550	5	1,150
9	1,125	9	1,140	9	1,140	9	1,125	424,406	6	1,1277	6	1,120
1	(1,114)	1	(1,116)	1	(1,128)	1	(1,113)	—	—	—	—	—
1	(1,090)	1	(1,094)	2	(1,102)	1	(1,088)	—	—	—	—	—
8p	1,080	8	1,082	8	1,093	8	1,078	336	3	1,0814	5	1,075
10p	1,049	10	1,051	9p	1,059	10	1,047	512,503	5	1,0497	6	1,045
2	(1,037)	—	—	1	(1,048)	1	(1,036)	—	—	—	—	—
2	(1,016)	—	—	1	(1,026)	1	(1,015)	—	—	—	—	—
8p	1,012	9	1,013	8p	1,020	8p	1,011	408	2	1,0110	5	1,005
—	1,009	—	1,012	—	1,018	—	1,010	—	—	—	—	—
1	(1,004)	—	—	1	(1,011)	1	(1,003)	—	—	—	—	—
10	0,9904	9p	0,9922	10	0,9969	10	0,9901	—	4	0,9900	6	0,986
8	0,9894	—	0,9914	8	0,9948	8	0,9878	—	<1	0,9795	7	0,945

* p — размытая линия. В скобках — β -излучение.

Рентгенометрическое изучение. Выполнены четыре рентгенограммы для вульфенитов различной окраски и с различным содержанием примеси Cr_2O_3 . Чистота материала (размер зерен 0,05—0,1 мм) проверялась оптически

Параметры элементарной ячейки вульфенитов

Месторождение, цвет минерала	CrO ₂ , вес. %	a ₀						c ₀						Отношение c/a			
		hkl						hkl									
		4 0 4	3 3 2	3 3 6	4 2 0	4 2 0	4 0 4	3 3 6	2 0 8	1. 1. 10	4 0 6	3 3 6	2 0 8		1. 1. 10	4 0 6	
Сиджак							среднее	ошибка измере- ний									
Оранжево-крас- ный	0,05	5,441	5,442	5,436	5,443	5,443	±0,003		12,06	12,06	12,11	12,08	±0,01	2,223			
Желтый	0,015	5,456	5,439	5,444	5,449	5,448	±0,001		12,07	12,12	12,13	12,11	±0,01	2,223			
Бесцветный	0,005	5,515	5,502	5,483	5,516	5,506	±0,004		12,28	12,29	12,27	12,28	±0,01	2,233			
Вульфенит (Михеев, 1957)	—	—	—	—	—	5,415	—		—	—	—	12,00	—	—			
Искусственный	<0,001	—	—	—	—	5,435	—		—	—	—	12,11	—	—			

в спирте на часовом стекле под бинокулярным микроскопом МБС-2. Съемка проводилась на аппарате УРС-55 с железным излучением ($\lambda_{K\alpha} = 1,93728 \text{ \AA}$) в камере РКД. $D = 57,3 \text{ мм}$, $d_{\text{обр}} = 0,5 \text{ мм}$ при асимметричной закладке пленки. Режим съемки: 30 кВ, 12 мА, экспозиция 2 час. Замеры по дебаграммам выполнены как среднее из трех измерений. Рассчитан эффективный диаметр пленки и введены поправки на поглощение (Франк-Каменецкий и др., 1959). Результаты расчетов дебаграмм и эталоны приведены в табл. 5. По полученным дебаграммам рассчитаны параметры элементарной ячейки для оранжево-красного, желтого и бесцветного вульфенитов (табл. 6). При выборе индексов отражений для расчета параметров тетрагональной сингонии мы руководствовались работой А. И. Заславского (1968). Средний результат выполнялся по четырем парам индексов для a_0 и трем для c_0 . При расчете параметров индексы отражений для наших образцов взяты при сравнительном индексировании с эталонным образцом из ASTM.

Из данных табл. 5 и 6 отчетливо видно увеличение всех межплоскостных расстояний и соответственно параметров элементарной ячейки для ряда: оранжево-красный → желтый → бесцветный вульфенит. Увеличение количества хрома в вульфените приводит к уменьшению параметров его элементарной ячейки, что, по-видимому, объясняется меньшим размером ионного радиуса хрома по сравнению с молибденом ($\text{Cr}^{6+} - 0,52$, $\text{Mo}^{6+} - 0,62$). Установленная зависимость свидетельствует об изоморфном вхождении хрома в кристаллическую структуру вульфенита. Замещение даже незначительной части молибдена хромом в кристаллической решетке минерала уменьшает объем элементарной ячейки почти при стабильной величине отношения кристаллографических осей.

Черные микровключения в бесцветном вульфените придают ему темно-серую окраску. Они различимы под бинокулярным микроскопом МБС-2 при увеличении в 16 раз. Вещество по виду землистое, при надавливании хрупкое, твердость низкая (см. табл. 1), оставляет серую черту на фарфоровой пластинке. Под микроскопом в полированных шлифах из темно-серого вульфенита видно, что рельеф и отражательная способность описываемых микровключений ниже, чем у вульфенита. На снимках под электронным микроскопом частицы микровключений непрозрачные, имеют изометричную форму с неровными краями. Рентгенограммы и термограммы вульфенитов, обогащенных черными включениями и свободных от них, не отличаются друг от друга (см. табл. 4; рис. 2). В HCl включения не растворяются. Химическим анализом (см. табл. 2) в темно-сером вульфените установлено 0,25% углерода (два определения). Микроскопические размеры включений не позволяют их точно диагностировать. Вероятно, они принадлежат графиту.

Выводы

1. Исходя из условий нахождения (молодая тектоническая зона) и парагенезиса, можно предполагать образование вульфенита Сиджака в четвертичное время, что подтверждается также определением изотопного состава свинца в нем.

2. Выявлена схема последовательности минералообразования: мелкокристаллический церуссит (замещение) → колломорфный вульфенит 1 (замещение), колломорфный ванадинит 1 → окристаллизованный деклуазит → окристаллизованный вульфенит 2 → окристаллизованный ванадинит.

3. Изучением химического состава и физических свойств вульфенитов на крупных (до 0,5 см в поперечнике) кристаллах установлено:

а) Cr^{6+} входит изоморфно в кристаллическую решетку минерала, замещая Mo^{6+} ;

б) примесь хрома в вульфените в количестве сотых долей процента влияет на его структуру. Замещение Mo^{6+} с ионным радиусом 0,62 Å хромом с меньшим радиусом (0,52 Å) уменьшает межплоскостные расстояния и параметры элементарной ячейки вульфенита;

в) микроскопическая примесь хрома в вульфените изменяет его окраску от бесцветной до оранжево-красной, играя роль хромофора; между интенсивностью окраски и примесью хрома существует прямая зависимость;

г) твердость вульфенитов по микровдавливанию составляет 160—203 кг/мм², что в переводе на шкалу Мооса и Хрущева равно 3,5—4. Эти цифры выше указанных в минералогических справочниках.

ЛИТЕРАТУРА

- Голованов И. М. Гипергенные минералы свинца из Кургашинокана. — Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пелач Ч. и др. Система минералогии. Т. II, пт 2. ИЛ, 1954.
- Заславский А. И. Зависимость точности определения параметров некубических ячеек от индексов рефлексов. — Кристаллография, 1968, 13, вып. 2.
- Иванова В. П. Термограммы минералов. — Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 1.
- Костов И. Примос КЪМ морфологията на вульфенита. — Трудове върху геологията на България, серия геохимия и полезни ископаеми. София, кн. II, 1961.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Новохатский И. П. Вульфенит в месторождениях Казахстана и Средней Азии. — Изв. Каз. фил. АН СССР, серия геол., 1945, № 4-5.
- Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1956.
- Руденко Н. И., Василевский М. М. Упрощенный способ определения удельных весов минералов. — Записки Всес. мин. об-ва, 1957, ч. 86, вып. 1.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955.
- Франк-Каменецкий В. А., Кондратьева В. В., Каменцев Е. Руководство для лабораторных занятий по рентгеновскому исследованию минералов. Изд-во ЛГУ, 1959.
- Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изд-во АН СССР, 1950.
- Чухров Ф. В. О цинковых глинках из месторождения Акджал в Казахстане. — В кн. «Кора выветривания». Вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Янишевский Е. М. Поведение молибдена в условиях окисленной зоны рудных месторождений. — Труды МГРИ, 1936, 1.
- ASTM Diffraction Data Cards and Alphabetical and Grouped Numerical Index of X-ray Diffraction-Data.
- Burgess J. A. The halogen salts of silver and associated minerals of Tonopah, Nevada. — Econ. Geol., 1911, № 1.
- Collins C. B., Farguhar R. M., Russell R. D. Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead. — Phys. Rev., 1952, 88.
- Haberlandt H., Schroll E. Eärbung und Fluoreszenz des Wulfenits im Zusammenhang mit Gehalt an Chrom andern. — Spurenelemented. Basel. Experientia, 1950, 6.

В. М. КОЛЕСНИКОВА, И. В. ОСТРОВСКАЯ, А. И. СМИРНОВ,
Н. Г. ФРИДМАН

ГИДРОАШАРИТ ИЗ БОРОНОСНЫХ ГИПСОВЫХ ПОРОД

Ашарит (ссайбелиит) $Mg_2B_4O_5 \cdot H_2O$ — широко распространенный борный минерал как в экзогенных, так и в эндогенных месторождениях бора. При изучении системы $MgO - B_2O_3 - H_2O$ он был получен в широком интервале температур и концентраций (Van't Hoff, 1907; Николаев, 1947; D'Ans, Behrendt, 1957; Григорьев и др., 1966; Григорьев, Некрасов, 1966).

Нами был изучен ашарит из слабо бороносных гипсовых пород, образовавшихся при гипергенном изменении соляной толщи. Толща солей сложена каменной солью, красноцветными галопелитами (солевые глины), полигалит-сильвинитовой и карналлитовой породами, смята в складки и образует купольную структуру.

Борные минералы в соляных породах, не затронутых гипергенными процессами, представлены калиборитом, борацитом, преобразженскитом, хильгардитом, кургантаитом, пинноитом, сульфоборитом, гидроборацитом. В приповерхностных условиях под воздействием поверхностных вод происходит выщелачивание бороносных пород и образование ряда новых минералов. Ангидрит и полигалит переходят в гипс. Образуются вторичные борные минералы: гидроборацит, иньоит, улексит, колеманит, пандермит, ашарит. Последний представляет собой конечный продукт изменения ряда магнийсодержащих боратов.

В слабо бороносных гипсовых породах ашарит является одним из основных борных минералов. Он образует прослои и линзы, часто окаймленные огипсованной мергелистой породой. Зерна гипса, слагающего вмещающую породу, покрыты серовато-белым и буроватым налетом, представляющим собой дисперсную смесь кальцита, ашарита и глинистого минерала. Среди основной массы тонкозернистого ашарита наблюдается развитие более крупнокристаллического ашарита с высокой интерференционной окраской. Местами ашарит пронизывает зерна гипса по плоскостям спайности. Между зернами гипса содержится в основном глинисто-карбонатный материал. Среди мелкокристаллического ашарита изредка встречается «веерообразный» ашарит, состоящий из отдельных секторов, сложенных тонкими, наложенными друг на друга пластинками (рис. 1). В порошковатых массах эти агрегаты сохраняют свою форму или распадаются на слагающие их лепестки.

Выделение ашарита в чистом виде затруднялось его тесным сростанием с гипсом, глинистыми и карбонатными минералами. Освобождение от гипса велось путем растворения в дистиллированной воде. Затем материал отмучивался по классам крупности, и последние центрифугировались на фракции различного удельного веса. Были выделены четыре морфологические разновидности ашарита: игольчатый, тонковолокнистый, дисперсный, веерообразный.

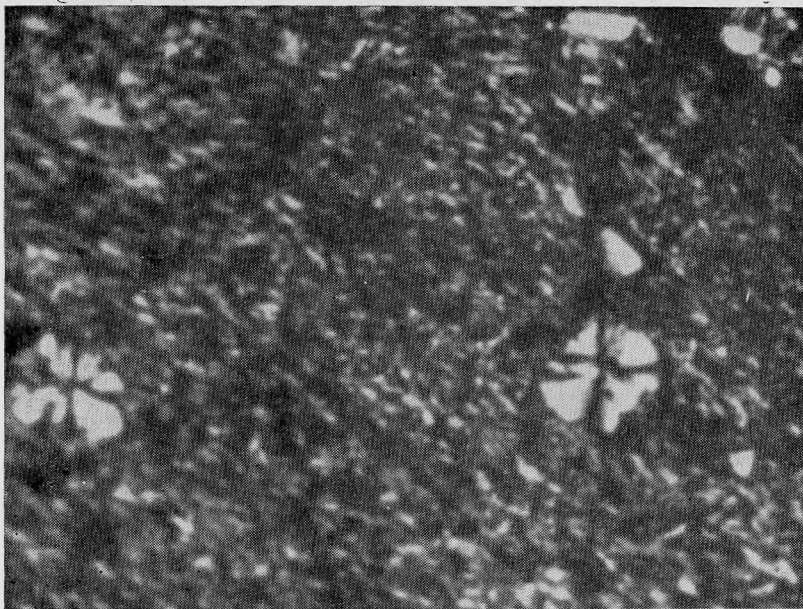


Рис. 1. Веерообразный ашарит среди дисперсной и зернисто-волокнистой его разновидностей. С анализатором, увел. 500

Игольчатый ашарит (обр. 269) представляет собой тонкие уплощенные иголки размером до $0,02 \times 0,003$ мкм с прямым погасанием. Показатели преломления, измеренные в плоскости уплощения, равны: $n_g = 1,650 \pm 0,003$, $n_e = 1,575 \pm 0,003$, $n = c$, т. е. соответствуют стандартным значениям для $Mg_2V_2O_5 \cdot H_2O$.

Тонковолокнистый ашарит (обр. 267 и 268) сложен тонкими волокнами, которые хотя и различимы под микроскопом, но настолько тонки,

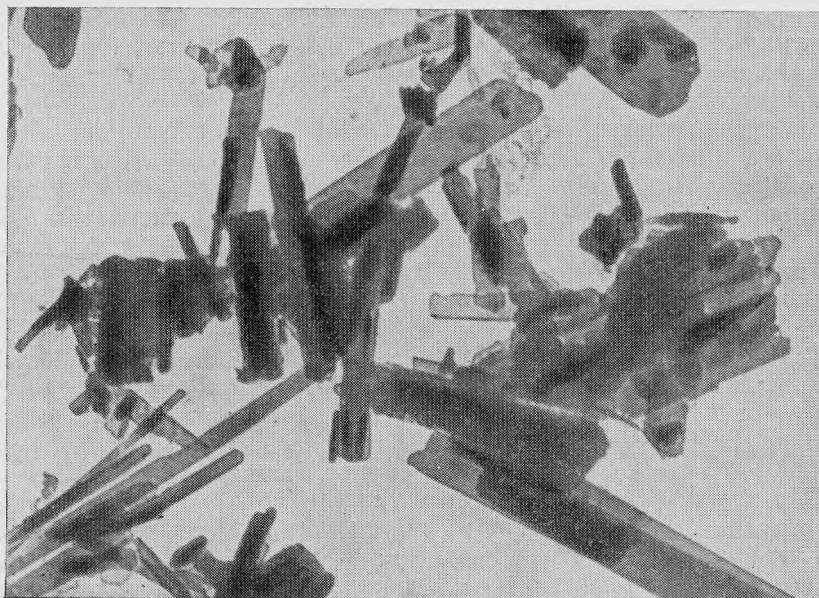


Рис. 2. Дисперсный ашарит под электронным микроскопом (обр. 8812). Реплика, увел. 20 000

что удалось измерить только средний показатель преломления, он равен 1,615.

Д и с п е р с н ы й ашарит (обр. 8812) — наиболее распространенная разновидность в бороносных гипсовых породах (до 70% и более). Отдельные кристаллики неразличимы под световым микроскопом. При изучении под электронным микроскопом (метод суспензии) установлено, что он состоит из агрегатов пластинок размером до 0,37 мк (рис. 2). Реплика с поверхности образца, сложного в основном дисперсным ашаритом, имеет скорлуповатый облик. Средний показатель преломления 1,613. Удельный вес, определенный с помощью центрифуги, равен 2,40—2,50 г/см³.

В е е р о о б р а з н ы й ашарит (обр. 8859) встречается редко. Его агрегаты заключены в массу дисперсного и волокнистого ашарита и представляют собой пачки тончайших пластинок, развернутых относительно друг друга на небольшой угол, так что получаются «веера», которые в свою очередь иногда образуют розетки размером до 0,03—0,02 мм (см. рис. 1). Под микроскопом характерно волнистое погасание. В плоскости уплощения определяются два показателя преломления: 1,627 и 1,588. Наблюдениями при свободном плавании зерен в иммерсионной жидкости установлено, что в направлении, перпендикулярном уплощению, показатель преломления наибольший и достигает 1,650. В плоскости уплощения пластинчатых агрегатов измерялись $n_p = 1,588$ и $n_m = 1,627$.

Снимались порошкограммы (в камере с $2R = 114,6$ мм на Fe-излучении) и дифрактограммы (на Si-излучении); их сравнение показало сходство положения линий при различной четкости. Наиболее отчетливые линии у игольчатого ашарита (обр. 269), у дисперсного и веерообразного ашаритов,

Результаты химических анализов ашаритов*

Компоненты	Игольчатый, обр. 269	Тонковолокнистый		Дисперсный, обр. 8812**	Веерообраз- ный, обр. 8859	Гидроксил- ашарит, Си- бирь
		обр. 267	обр. 268			
B ₂ O ₃	39,71 1,1404	38,63 1,1094	39,00 1,1200	36,02 1,0344	36,81 1,0571	35,60 1,0224
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	Следы	—
Fe ₂ O ₃	—	—	Следы	—	0,58 0,0072	Не обн. —
CaO	—	—	—	Следы	Следы	0,40 0,0071
MgO	47,23 1,1713	45,22 1,1215	46,73 1,1589	44,33 1,0994	46,85 1,1619	45,36 1,1250
FeO	—	—	—	—	—	3,52 0,0490
MnO	—	—	—	—	—	0,06 0,0085
Na ₂ O	—	—	—	—	Следы	—
K ₂ O	—	—	—	—	Не обн.	—
CO ₂	Следы	0,57 0,0130	Следы	0,80 0,0182	0,72 0,0164	1,13 0,0257
H ₂ O-(500°C)	2,2 0,2442	3,4 0,3774	3,0 0,3330	4,9 0,5440	3,5 0,3885	14,37 —
H ₂ O+	10,8 1,1989	10,7 1,1878	11,2 1,2433	11,0 1,2211	11,3 1,2544	1,5952 —
H. о.	—	1,04	0,60	0,64	0,15	SiO ₂ 0,26
Сумма	99,94	99,56	100,53	97,69	99,91	100,70

* В первой строке указаны вес. %, во второй — атомные отношения.

** Определение CO₂ велось на небольшом количестве материала.

несмотря на различие в величине зерен, порошкограммы идентичны и отличаются от порошкограммы игольчатого ашарита более размытыми и менее интенсивными линиями при более сильном фоне.

Химические анализы приведены в таблице (аналитик Л. И. Грачева). Вода определялась как потеря при прокаливании (700°C). При расчете анализов за единицу принималось содержание B_2O_3 . Были получены следующие формулы ашарита:

игольчатый (обр. 269) $\text{Mg}_{2,05}\text{B}_{2,00}\text{O}_{5,05} \cdot 1,26 \text{H}_2\text{O}$;
тонковолокнистый (обр. 267) $\text{Mg}_{2,00}\text{B}_{2,00}\text{O}_{5,00} \cdot 1,41 \text{H}_2\text{O} \cdot 0,02 \text{MgCO}_3$;
тонковолокнистый (обр. 268) $\text{Mg}_{2,07}\text{B}_{2,00}\text{O}_{5,07} \cdot 1,41 \text{H}_2\text{O}$;
дисперсный (обр. 8812) $\text{Mg}_{2,10}\text{B}_{2,00}\text{O}_{5,10} \cdot 1,71 \text{H}_2\text{O} \cdot 0,02 \text{MgCO}_3$;
веерообразный (обр. 8859) $\text{Mg}_{2,18}\text{B}_{2,00}\text{O}_{5,18} \cdot 1,55 \text{H}_2\text{O} \cdot 0,03 \text{MgCO}_3$.

Для всех изученных разновидностей ашарита характерны значительный избыток воды и в большинстве случаев избыток Mg (или дефицит бора, что то же самое, так как при расчете за единицу можно принять атомное количество MgO).

Термическое поведение всех установленных разновидностей ашарита изучалось методом дифференциального термогравиметрического анализа на установке ТВУ-7. Скорость нагревания 15 град/мин . Дифференциальные кривые изученных разновидностей ашарита сходны (рис. 3) и имеют в общем

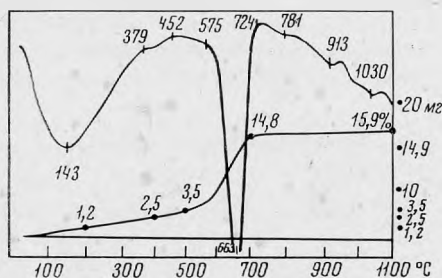


Рис. 3. Дифференциальная термогравиметрическая кривая веерообразной разновидности ашарита (обр. 8859)

более низкую начальную температуру (500 — 575°C) эндотермического эффекта дегидратации и диссоциации по сравнению с такими же кривыми (615°C) стехиометрического ашарита (Николаев, 1947; Феодотьев, 1949). Наиболее низкое значение температуры начала эндотермического эффекта имеет дисперсный ашарит (500°C). Снижение начальной температуры эндотермической реакции у дисперсного ашарита полностью согласуется с его высокой общей гидратированностью и повышенным содержанием низкотемпературной воды (до 500°C).

Инфракрасные спектры поглощения сняты на спектрометре UR-10 (рис. 4). Препараты готовились методом осаждения из суспензии в бутиловом спирте. В области 400 — 1200 см^{-1} спектры всех изученных образцов практически идентичны и на рисунке не показаны. В области 1200 — 1500 см^{-1} спектры ашаритов с составом, точно отвечающим формуле $\text{Mg}_2\text{B}_2\text{O}_5\text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 4, 1) и с нестехиометрическим отношением B и Mg в ней (см. рис. 4, 5), различны. В серии кривых 1—5 происходит уширение полос. По-видимому, по мере отклонения от идеальных отношений B и Mg структура минерала становится все более нарушенной за счет вrostков $\text{Mg}(\text{OH})_2$ или замещения B на протон, о чем говорится далее. В изученных ашаритах, содержащих избыток воды, появляются дополнительные полосы поглощения в области валентных колебаний при 3700 см^{-1} в виде характерного плеча у основного интенсивного пика. Кроме того, появляется слабая полоса деформационных колебаний молекул H_2O . На кривых 2—5 она сравнительно узкая с максимумом при 1580 см^{-1} , на кривой 6—более широкая (вследствие избытка воды) с мак-

симумом при 1620 см^{-1} . Интенсивность обеих полос увеличивается пропорционально содержанию воды.

Таким образом, изученные образцы ашарита отличаются от обычного ашарита повышенным содержанием воды, т. е. относятся к так называемым гидроашаритам, порошковые графики которых сходны с порошковыми ашаритов, содержащих много воды. Общая формула ашарита и гидроашарита $\text{Mg}_2\text{B}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, у ашарита $n = 1$, у гидроашаритов $n > 1$ и может достигать 3 — 4. Размер кристаллов гидроашарита обычно во много раз меньше, чем ашарита, и уменьшается по мере увеличения содержания воды, соответственно снижается удельный вес, несколько уменьшается температура основного эндотермического эффекта, увеличивается фон на порошковых графиках, расширяются дифракционные линии, часть их исчезает. Эти особенности гидроашаритов позволили считать, что избыточная вода в них является адсорбированной (Григорьев, Некрасов, 1966). Гидроашариты получают искусственно при температурах ниже 450°C . До настоящего времени считалось, что в природе гидроашарит неустойчив и переходит в ашарит. Приведенные данные показывают, что гидроашарит широко распространен в борносных породах. То обстоятельство, что он до сих пор не был изучен, можно объяснить его дисперсностью и тем, что он находится в смеси с карбонатным и глинистым материалом. Выделить его очень трудно, и обычно исследовался более крупнокристаллический ашарит, не содержащий существенного избытка воды. Другой особенностью изученных образцов ашаритов является избыток в их составе магния (или соответственно недостаток бора). Наиболее нестехиометричным является веерообразный ашарит (обр. 8859). Ашарит с нестехиометрическим соотношением $\text{MgO}:\text{B}_2\text{O}_3$ недавно был описан в эндогенных породах Сибири (обр. И-1) и назван гидроксил-ашаритом (Григорьев и др., 1966).

Охарактеризованный выше веерообразный ашарит (обр. 8859) проявляет большое сходство с обр. И-1 по составу и свойствам. Оба образца пред-

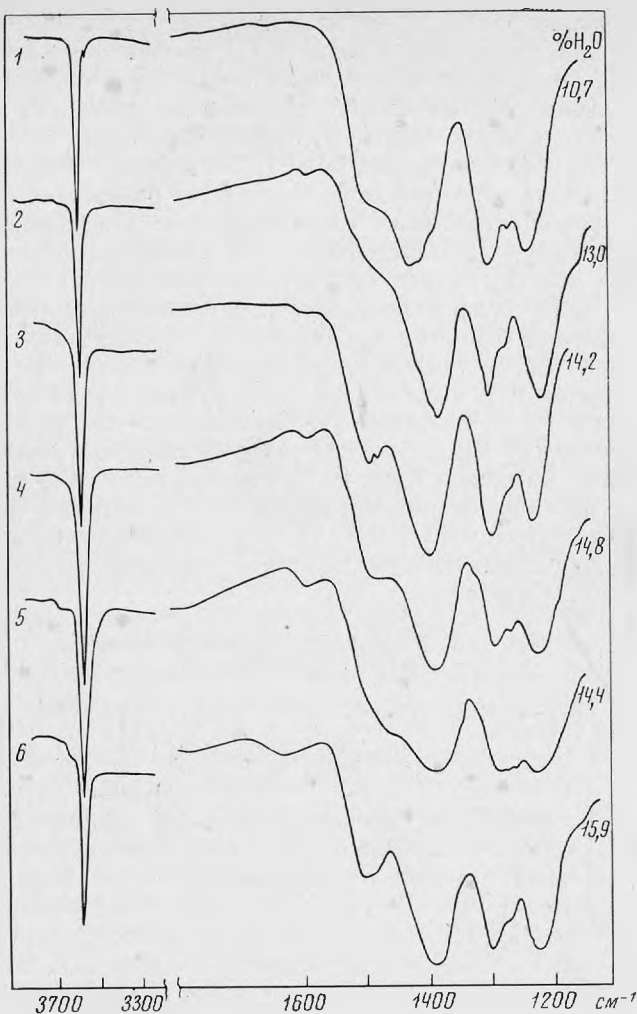


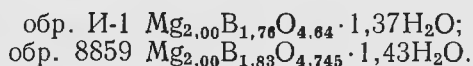
Рис. 4. ИК-спектры поглощения ашаритов

1 — из Сибири, обр. Л. И. Шабынина; 2 — игольчатый, обр. 269; 3 — тонковолокнистый, обр. 268; 4 — веерообразный, обр. 8859; 5 — из Сибири, обр. И-1 А. П. Григорьева; 6 — дисперсный, обр. 8812

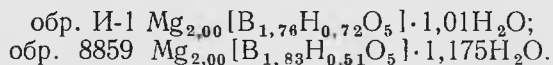
Охарактеризованный выше веерообразный ашарит (обр. 8859) проявляет большое сходство с обр. И-1 по составу и свойствам. Оба образца пред-

ставляют собой агрегаты тончайших пластинок. У сибирского гидроксил-ашарита они расположены менее закономерно, несколько изогнуты, скручены. Показатели преломления в плоскости уплощения у обоих образцов занижены по сравнению с показателями обычного ашарита. Наибольшие показатели у них практически одинаковы (1,627 и 1,629), наименьший у сибирского образца заметно ниже (1,562 против 1,588 у обр. 8859). Порошкограммы обоих образцов характеризуются размытыми линиями и по виду сходны с порошкограммами гидроашаритов. Инфракрасные спектры идентичны (см. рис. 4). Это свидетельствует о том, что избыточная вода в обоих образцах имеет сходное структурное положение.

Хотя согласно анализам количество воды на одну молекулу B_2O_3 в обоих образцах одинаково, в обр. 8859, по-видимому, относительное количество низкотемпературной воды несколько больше, чем в обр. И-1. Кроме того, избыток MgO относительно B_2O_3 в нем меньше. А. П. Григорьев, А. А. Бровкин и И. Я. Некрасов (1966) считают, что нестехиометрическое соотношение между MgO и B_2O_3 в гидроксилашарите является следствием изоморфного замещения бора на протоны, аналогично тому, как в гидрогранатах на протоны замещается кремний, т. е. тетраэдр SiO_4 замещается на равнообъемную группу $(OH)_4$. В этом случае при пересчете анализа за 2 принимается атомное количество Mg и отбрасывается CO_2 с эквивалентным количеством Ca и Mg :



Недостаток бора восполняется в 3 раза большим количеством протонов:



К сожалению, экспериментальные данные, приведенные в обоих работах А. П. Григорьева с соавторами (1966) и полученные нами, не позволяют подтвердить гипотезу о замещении В на Н. В то же время есть основания сомневаться в существовании такого рода замещений в ашаритах. Одним из основных признаков изоморфного вхождения элементов в состав минерала является сохранение целостности его решетки. Обр. И-1 и 8859 дают порошкограммы с размытыми линиями и сильным фоном, как и гидроашариты (обр. 8812), сложенные частичками, неразличимыми под световым микроскопом, т. е. структура их явно нарушена. Трудно также, с точки зрения представлений об изоморфизме бора и протонов, объяснить наличие полос деформационных колебаний молекул воды в инфракрасном спектре и то обстоятельство, что характер спектрального проявления воды в обр. И-1 и 8859 неотличим от характера ее проявления в спектрах гидроашаритов, содержащих меньше избыточной воды (см. рис. 4).

Вместе с тем трудно исключить возможность присутствия тонкораспыленной примеси в обр. И-1. Если предположить, что избыток Mg в анализах действительно связан с присутствием в образцах другой фазы, то это может быть брусит $Mg(OH)_2$, с которым ашарит очень тесно связан генетически. Брусит возникает в средах, недосыщенных бором, оба соединения могут образовываться совместно. В природных условиях Л. И. Шабниным (1960) были описаны закономерные вросстки ашарита в брусит, которые в виде удлиненных кристаллов находились внутри табличек брусита и были различимы под микроскопом только в скрещенных николях: волокна ашарита выглядели как три системы полисинтетических двойников. А. П. Григорьевым и др. (1966) была получена фаза с составом, промежуточным между бруситом и гидроашаритом ($Mg_7B_4O_{13} \cdot 7H_2O$), структура которой, как установлено методом микродифракции, аналогична структуре брусита, но a_0 несколько меньше. Все это дает основание предположить, что ашарит и брусит могут образовывать структуры типа смешанно-слоистых. С этим

представлением согласуется то, что наибольший избыток MgO наблюдается в пластинчатых разностях ашаритов. Тончайшие «прослой» брусита не могут быть установлены на порошкограмме в качестве отдельной фазы, но неизбежно вызовут расширение линий ашарита, так как нарушают целостность его решетки. При нагревании избыточная вода в этом случае должна выделяться до начала дегидратации ашарита, но при достаточно высоких температурах.

Таким образом, хотя нельзя исключить возможность замещения в ашарите бора протонами, пока мало данных, позволяющих с уверенностью говорить о существовании такого изоморфного замещения. Более согласующимся с экспериментальными данными представляется предположение о том, что нестехиометрическое соотношение между MgO и B_2O_3 в анализах некоторых ашаритов обусловлено включениями или мельчайшими закономерными вростками $Mg(OH)_2$.

Условия образования ашарита, гидроашарита и гидроксилашарита недавно были подробно изучены экспериментально А. П. Григорьевым и др. (1966). По данным этих авторов, ашарит с составом, точно соответствующим теоретической формуле, образуется только при высоких температурах и больших концентрациях B_2O_3 . При температуре $400^\circ C$ и ниже выпадают гидроашариты. Количество избыточной воды в их формуле определяется температурой образования: при $430^\circ C$ $1,01 H_2O$, при $250^\circ C$ $1,29 H_2O$, при $150^\circ C$ $1,91 H_2O$. Синтез гидроксилашарита был осуществлен А. П. Григорьевым только при значительно меньших концентрациях раствора, причем одновременно образовывался брусит, от которого приходилось избавляться кипячением в $0,1n$. растворе HCl .

Рассмотрение литературных материалов и их анализ дали возможность сделать некоторые выводы относительно условий образования разновидностей ашарита в бороносных гипсовых породах. В условиях гипсовой шляпы развит в основном тонкодисперсный гидроашарит. Находясь в приповерхностных условиях, под постоянным воздействием вадозных вод он подвергается гидролизу. При этом бор в виде ортоборной кислоты выносится, и отношение $MgO:B_2O_3$ возрастает. Наличие ортоборной кислоты в пермских гипсовых породах Прикаспия было установлено В. В. Лобановой и Н. П. Авровой (1964). Когда тонкодисперсный ашарит не подвергается активному выщелачиванию, происходит его раскристаллизация, зерна укрупняются, и состав постепенно приближается к теоретическому ($Mg_2B_2O_5 \cdot H_2O$). Иногда среди тонкодисперсного гидроашарита развиваются более крупные веерообразные агрегаты, в которых нестехиометрическое отношение Mg и B сохраняется. Последнее обстоятельство, очевидно, можно объяснить раскристаллизацией гидроашарита в участках с медленной циркулирующей вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев А. П., Некрасов И. Я. Бораты высокотемпературной части системы $MgO - B_2O_3 - H_2O$. — Геол. рудн. месторожд., 1966, 8, № 2.
- Григорьев А. П., Бровкин А. А., Некрасов И. Я. О новой разновидности ашарита. — Докл. АН СССР, 1966, 166, № 4.
- Лобанова В. В., Аврова Н. П. Новый минерал метаборит — природная метаборная кислота. — Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 3.
- Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. Изд-во АН СССР, 1947.
- Феодотьев К. М. Водные бораты. — Труды ГИН АН СССР, серия петрогр., 1949, вып. 120, № 35.
- Шабьинин Л. И. О находке брусита с включениями бората в доломитовом мраморе. — Геол. и геофиз., 1960, № 6.
- D'Ans J., Behrendt K. Über die Existenzbedingungen einiger Magnesium Borate. — Kali und Steinsalz, 1957, 2, Hf. 4.
- Van't Hoff I. H. Borakalcit und Künstliche Darstellung von Ascharit. — Sitzungsber Preuss. Akad. Wissensch. Berlin, phys. mathem., 1907, K1. 652—663.

Л. М. ЛЕБЕДЕВ

МИНЕРАЛЫ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ ЧЕЛЕКЕНА

Термальные воды Челекена издавна привлекали внимание исследователей высокими температурами и своеобразным составом. Изучению этих вод посвящены работы Г. О. Смолко (1932), В. Б. Порфирьева (1933), Н. В. Тагеевой (1934), З. Я. Кравчинского (1957), В. В. Семеновича (1957, 1960). Вопросы современного минералообразования, связанного с разгрузкой термальных вод на Челекене, хотя и затрагивались рядом исследователей (Иванов, 1909; Ферсман, 1929; Тагеева, 1934; Константинов, 1954), но должного освещения не получили.

Детальные исследования по изучению процессов современного гидротермального минералообразования на п-ове Челекен проводились автором. Был собран большой минералогический материал, представленный современными датированными отложениями кальцита, барита, пирита, сфалерита, галенита и самородного свинца. Процессы минералообразования, протекающие в источниках и скважинах, на Челекене в известной степени аналогичны описанному Уайтом и др. (White et al., 1963) для глубокой скважины в Южной Калифорнии, но значительно превышают их по масштабам. В настоящей статье приводятся лишь общие сведения о минералах современных гидротерм Челекена.

Краткие геологические данные

Термальные воды Челекена приурочены к крупной антиклинальной складке, расположенной в западной части Прибалхашской депрессии. Эта складка, по данным В. В. Семеновича (1960), представляет собой восточную часть значительного валообразного Челекено-Губкинского поднятия.

Челекенская брахиантиклиналь сложена породами четвертичного и неогенового возраста. Первые характеризуются незначительной мощностью и представлены песчано-глинистыми породами, окаймляющими складку. Неогеновые отложения представлены породами бакинского, апшеронского, акчагыльского ярусов и красноцветной толщей. Упомянутые ярусы сложены преимущественно известковистыми и песчанистыми глинами с прослоями вулканических пеплов (акчагыльский ярус) и распространены на крыльях и периклиналях складки. Мощность их 150—250 м. Отложения красноцветной толщи обнажаются на значительной площади в присводовой части складки и вскрыты многочисленными скважинами. Мощность ее около 2800 м; мощность обнажающейся красноцветной толщи в пределах хребта Чокрак, по А. Б. Вистелиусу и М. А. Романовой (1962), 515 м. Красноцветная толща представлена чередующимися песчаниками, песками и бурыми глинами. По данным В. В. Семеновича (1960), в верхней половине красноцветной толщи преобладают песчаные пласты (более 50%), а в нижней — глины, для которых характерно присутствие прослоев ангидрита и анкерита.

В верхних частях разреза Челекенская антиклиналь нарушена большим количеством сбросов. В присводовой части складки развита система продольных сбросов (Семенович, 1960), обуславливающих ступенчатое опускание юго-восточного крыла складки. В направлении от холма Кур-Тепе на юго-восток протягивается вторая система сбросов, проходя несколько западнее грязевого вулкана Алигул. В целом указанные системы образуют значительную зону нарушений в сводовой и юго-восточной присводовой частях антиклинали.

Из структурной карты подошвы красноцветной толщи, составленной В. В. Семеновичем (1960), следует, что две основные системы сбросов в верхних частях разреза определяются наличием двух глубинных разломов — продольного, образование которого связано с погружением Закаспийской впадины, и Алигул-Куртепинского, который (по данным сейсморазведки и характеру береговых линий) продолжается, по-видимому, на материке, проявляясь в пределах Окаремской антиклинали.

Большинство наблюдавшихся нами сбросов и трещинных зон в сводовой (хребет Чокрак) и юго-восточной присводовой частях складки, а также в Алигул-Куртепинской и Мирзабекской системах минерализованы пиритом. Сбросовые трещины выполнены, как правило, тонкозернистым массивным пиритом. В многочисленных тонких апофизах он наблюдается в виде радиально-лучистых и шестоватых агрегатов, реже — почковидных образований.

В массивных тонкозернистых разностях пирита отмечаются мелкие зерна галенита, реже сфалерита. Спектральным анализом в этом пирите установлены примеси PbO, n^- ; $ZnO, 0n^-$; $MoO, 00n^-$; $TiO, 00n^-$; $CuO, 00n^-$ %.

Вмещающие породы на участках гипогенного оруденения сбросовых трещин претерпевают значительные изменения. Розовато-желтые песчаники и пески в околорудной зоне приобретают зеленовато-серую окраску и характеризуются обильной вкрапленностью пирита. Изредка отмечается галенит. Бурые глины приобретают голубовато-серую и серовато-зеленую окраску, обусловленную образованием железосодержащих гидрослюд. И в песчаниках, и в глинах из околорудных зон спектральным анализом установлены Pb—от сотых до десятых и Zn—от тысячных до сотых долей процента.

Помимо пирита многие сбросовые трещины выполнены кальцитом, а в районах грязевых вулканов отмечается большое количество причудливых трещин, выполненных натечными образованиями кальцита, арагонита и барита.

Подземные воды Челекенского полуострова приурочены главным образом к отложениям апшеронского яруса и красноцветной толщи. Воды, связанные с отложениями апшеронского яруса, распространены ограниченно, сравнительно слабо минерализованы (до 14 г/л) и не представляют сколько-нибудь значительного интереса в отношении содержания микрокомпонентов.

Наибольшее значение имеют воды красноцветной толщи. Поскольку процент песчаности с глубиной падает, нижний отдел толщи отличается наименьшей обводненностью. Естественные выходы на поверхность вод этого отдела наблюдаются в озерах Западный и Розовый Парсугель. Кроме того, они вскрываются рядом разведочных скважин. Воды слабо минерализованы и имеют гидрокарбонатный натриевый состав. Водообильность среднего отдела красноцветной толщи несколько возрастает, хотя химический состав вод аналогичен составу вод нижнего отдела. Значительный интерес представляют воды верхнего, наиболее обводненного отдела красноцветной толщи, мощность которого достигает 1000 м. Одной из характерных черт этих вод является весьма высокое содержание свинца, цинка, кадмия и меди, что позволяет квалифицировать их как рудоносные гидротермы (Кравчинский, 1957; Лебедев, Бугельский, 1967; Лебедев, 1967; Лебедев, Никитина, 1968).

Особенности современного гидротермального минералообразования на Челекене определяются спецификой состава термальных вод, среди которых

выделяются три гидрохимических типа: хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, хлоридный натриево-кальциевый; хлоридный натриево-кальциевый сероводородный.

Ниже приводится характеристика минералообразования, связанного с разгрузкой и смешением различных типов вод.

Минералы хлоридно-гидрокарбонатных натриевых и сульфатных натриевых вод глубоких горизонтов

Хлоридно-гидрокарбонатные натриевые термальные воды фиксируются в нижнем отделе красноцветной толщи. Эти воды характеризуются повышенными температурами (до 105° С и выше), относительно низкой минерализацией (35—40 г/л) и метано-углекислым газовым составом.

По А. В. Щербакову (1966), в результате интенсивной разгрузки этих глубинных вод происходила огромных масштабов карбонатизация нижнебакинских песчаников. Кроме того, с разгрузкой этих же вод связано образование в толще плиоценовых и бакинских пород мощных кальцитовых жил, а также покровов натечного кальцита.

В настоящее время в каптажных сооружениях ряда скважин, вскрывающих хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды, происходит весьма интенсивное образование кальцита. Наиболее ярко выраженные процессы образования современного кальцита наблюдались нами в каптажных сооружениях скважины Р-151. Последняя была пробурена для уточнения положения нефтеносных горизонтов в красноцветной толще на участке Западный Челекен до подстилающих красноцветы пород. Скважина пройдена до глубины 2302 м и выводит на поверхность хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые термальные воды, химический состав которых приведен в табл. 1. Из скважины воды

Таблица 1
Химический состав воды скв. Р-151

Компоненты	Мг/л	Мг-экв/л	%-экв
Na	11 060,0	480,9	87,01
K	56,0	1,44	0,26
Li	1,70	0,214	0,039
Rb	≤0,35	—	—
Cs	≤0,15	—	—
Ca	715,0	35,72	6,46
Mg	415,0	34,70	6,23
Fe ²⁺	≤0,02	—	—
Fe ³⁺	≤0,02	—	—
Сумма катионов	12 247,7	552,97	100,00
Cl	18 900,0	531,3	97,22
Br	54,60	0,685	0,125
I	21,16	0,167	0,03
SO ₄	343,0	7,16	1,306
HCO ₃	440,0	7,22	1,32
H ₂ BO ₃	108,0	1,78	0,325
Сумма анионов	19 756,46	548,31	100,00
CO ₂ (своб.)	82,0	—	—
As	0,10	—	—
Общая минерализация	32 194,56		

Аналитик И. Б. Никитина.

поступают в каптажный чан, где отделяются от примеси нефти, а затем по трубопроводам направляются в водохранилища завода. Помимо сепарации нефти в чане сбрасывается значительное количество карбоната кальция. Несмотря на это, скорость отложения кальцита в магистральных трубах малого диаметра (10 см) была настолько велика, что в течение 6—7 месяцев они на протяжении нескольких сотен метров практически полностью заполнились кальцитом. В сентябре 1965 г. у скважин был заменен каптажный чан, и с этого же времени были начаты систематические наблюдения над процессом формирования кальцитовых кор. Вследствие высокого дебита скважины растворы в небольших количествах переливались через края чана. В результате цементное основание, а также различные предметы (обрезки бревен, доски и т. д.) через 6 месяцев покрылись корой кальцита мощностью 6,5—7 см. Эта кора характеризуется полосчатой текстурой, обусловленной чередованием различно окрашенного кальцита. Отдельные зоны кальцита пигментированы нефтяными битумами и тонкодисперсным пиритом. Кальцит, слагающий каждую отдельную зону, представлен тонкозернистыми агрегатами с равномернозернистой структурой.

Непосредственными наблюдениями было установлено, что в процессе образования кальцитовых кор уже на четвертом месяце начинается перекристаллизация сформированных тонкозернистых агрегатов кальцита с возникновением в локальных участках радиально-лучистых структур (рис. 1). На внутренних стенках каптажного чана, установленного в 1965 г., за 1 год и 7 месяцев выросла кора кальцита мощностью до 15—17 см. В области же динамического удара струи образовались крупные почковидные агрегаты кальцита с отдельными почками до 18—19 см в диаметре.

Следует отметить также, что в ряде скважин, вскрывающих наиболее глубокие водоносные горизонты верхнего отдела красноцветной толщи, подпитывающиеся по зонам разломов более глубинными сульфатными натрие-

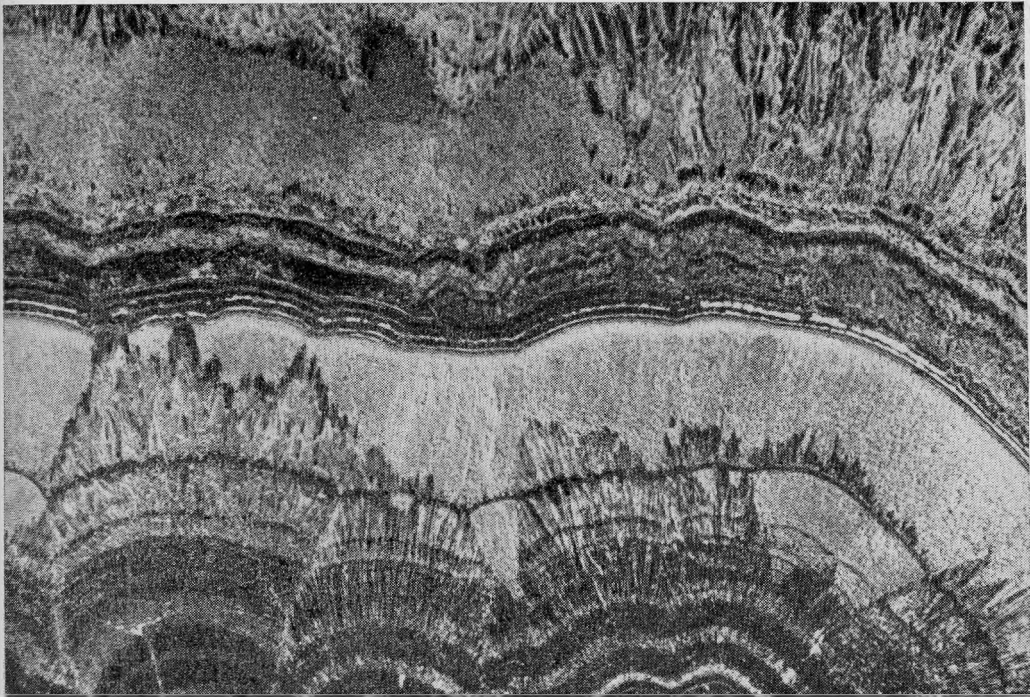


Рис. 1. Перекристаллизация тонкозернистых кальцитовых кор. Период образования 6 месяцев. Увел. 10

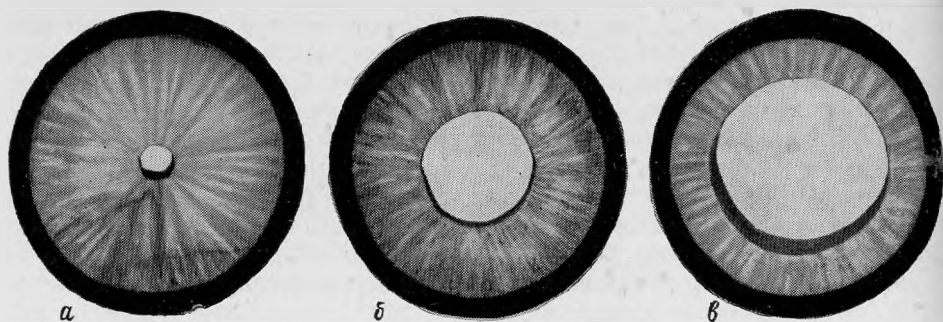


Рис. 2. Барит в трубах подвешной колонны скв. Г-39. Период образования 4 года
На глубине: а — 800 м; б — 350 м; в — 25 м. Уменьш. 1,5

выми водами из подстилающей толщи, происходит интенсивное отложение барита. Характерным примером является скважина Г-39, пробуренная в 1961 г. до глубины 1007 м. Начальный дебит скважины составлял $680 \text{ м}^3/\text{сутки}$. С января по май 1966 г. дебит скважины колебался от 100 до $40 \text{ м}^3/\text{сутки}$. В июне 1966 г. скважина была поставлена на ремонт. В поднятой эксплуатационной колонне длиной 800 м были обнаружены скопления барита в несколько десятков тонн. Максимальное заполнение труб баритом происходило в области перфорации скважины, где они выполнены практически нацело (рис. 2, а). По направлению к устью скважины мощность баритовых кор уменьшается (см. рис. 2, б, в). Образование барита наблюдается и в ряде других скважин месторождения.

Отложение самородного свинца из металлоносных хлоридных натриево-кальциевых вод

В многочисленных скважинах, вскрывающих водоносные горизонты верхнего отдела красноцветной толщи, происходит интенсивное отложение самородного свинца. Скорость отложения его настолько велика, что многие скважины в результате образования песчано-свинцовых пробок перестают изливаться буквально через 2—2,5 года после пробуривания.

Хлоридные натриево-кальциевые воды, для которых характерна повышенная металлоносность, приурочены главным образом к отложениям наиболее обводненного верхнего отдела красноцветной толщи. Минерализация вод $150\text{—}290 \text{ г/л}$. Температура на выходе $46\text{—}76^\circ\text{C}$, в ряде скважин — до 80°C . Содержание иода в среднем 24, брома 450 мг/л . Химический состав металлоносных хлоридных натриево-кальциевых рассолов приведен в табл. 2. Газовый состав определяется в основном углеводородами, водородом и азотом. В незначительных количествах отмечаются CO_2 и H_2 (в верхнем горизонте). Величины Eh варьируют от $+185$ до $+100 \text{ мв}$. Колебания в содержании металлов приведены в табл. 3. Среднее содержание свинца в термальных рассолах, отобранных на устьях скважин (без учета отложившегося в скважинах самородного свинца), составляет 10 мг/л (по данным опробования 1966 г.). Следует отметить, что содержание металлов в пробах рассолов, отобранных на устьях одних и тех же скважин, значительно колеблется во времени (от десятых долей до многих миллиграммов на литр). Причина подобных колебаний еще окончательно не выяснена, но на основании режимных наблюдений 1966—1968 гг. можно утверждать, что указанные колебания не носят сезонного характера. Намечается некоторая связь между повышением концентраций металлов в рассолах и увеличением сейсмической активности региона, но это требует еще тщательной проверки.

Химический состав металлоносных хлоридных

Компоненты				
	II	III	IV	V
Li	8,50	6,60	7,00	8,50
Rb	1,00	0,20	1,00	0,60
Cs	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K	620	560	620	560
Na	73 430	75 500	79 290	76 430
Mg	3232,5	3456,0	3490,0	3426,0
Ca	22 942	21 898	21 660	17 740
Sr	825	750	745	758
Fe ²⁺	18,3	16,6	24,0	22,0
Fe ³⁺	1,17	3,73	1,16	1,83
Mn	48,0	50,5	43,0	48,5
Ni	<0,3	0,80	0,46	<0,3
Cu	1,67	2,32	1,83	1,99
Zn	3,06	3,60	4,16	5,00
Cd	Не опр.	Не опр.	0,47	1,72
Pb	2,54	<2	<2	<2
As	0,60	0,60	0,70	0,40
Mo	0,030	0,025	Не опр.	0,050
Сумма катионов (в г/л)	101,135	102,251	105,896	99,007
Cl	160 000	162 000	160 000	161 000
Br	499,0	656,5	618,1	649,3
I	20,9	23,8	23,2	23,2
SO ₄ ²⁻	370	247	576	247
HCO ₃ ⁻	17,0	18,3	15,8	15,8

Таблица 2

натриево-кальциевых рассолов (в мг/л)

Водоносный горизонт

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
7,90	7,90	6,42	8,00	7,90	7,50	9,75
0,20	0,70	0,50	0,90	1,00	0,90	0,20
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
400	650	590	580	490	460	390
79 330	82 060	84 670	75 430	76 140	67 080	67 290
2901,0	2621,7	2931,4	2755,0	3080,2	2698,6	3502,9
22 088	18 732	194,10	19 930	19 708	20 200	21 006
814	585	635	598	636	652	865
10,0	22,5	20,0	11,6	11,2	16,7	7,5
1,37	1,06	2,46	1,32	2,85	1,25	1,92
Не опр.	23,0	10,8	42,6	46,5	42,0	38,8
2,30	<0,3	~1,0	0,33	0,33	<0,33	0,3
1,33	1,33	1,33	1,33	1,41	1,67	8,34
4,72	4,15	5,00	4,44	3,06	2,36	2,50
0,80	1,60	1,00	0,60	1,66	4,50	1,00
<2	7,70	2,10	<2	9,20	1,07	3,08
0,40	0,66	0,06	0,50	0,03	0,02	0,03
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,015	Не опр.	Не опр.	Не опр.
105,564	104,720	108,287	99,362	100,139	91,169	93,127
160 000	165 000	164 000	156 000	157 000	146 000	148 000
506,6	622,8	576,8	473,8	526,5	590,4	646,2
24,1	30,5	29,8	30,5	31,7	26,0	25,4
370	370	433	370	309	288	474
32,0	13,7	18,3	31,8	31,9	25,0	34,0

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	Водоносный горизонт										
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
CO ₃ ²⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ PO ₃	265,0	83,0	77,5	92,6	1220,0	75,0	83,0	65,0	84,5	101,0	109,0
H ₂ SiO ₃	Не опр.	Не опр.	1,0	Не опр.	Не опр.	1,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,1
Сумма анионов (в г/л)	161,172 74,8	163,029 76,0	161,312 68,1	162,038 72,3	161,055 113,0	166,113 67,1	165,141 77,0	156,971 81,5	158,033 71,0	147,030 79,5	242,418 87,0
Общая минерализация	262,382	265,356	267,276	261,117	266,732	270,900	273,505	256,415	258,243	238,279	149,291

Аналитик И. Б. Никитина. Редкие щелочи и стронций определены Г. Е. Каленчук.

Глубинным опробованием ряда скважин установлено, что содержание свинца в термальных рассолах на глубине значительно более высокое (табл. 4).

Сопоставление данных по содержанию свинца на глубине и в пробах, отобранных на устье скважины, показывает, что при движении термальных рассолов на поверхность теряется значительная часть свинца, который быстро и в больших количествах накапливается в скважинах. Интенсивное отложение самородного свинца можно наблюдать, например, в скв. Э-111 и Э-116.

Скв. Э-111 вступила в эксплуатацию в июне 1964 г. Глубина забоя 1351 м. Обсадная колонна, опущенная до глубины 1349 м, была перфорирована в интервале 1348—1261 м. Начальный дебит скважины составлял 406 м³/сутки. Через год дебит скважины резко уменьшился (до 200 м³/сутки), а замерами было установлено, что в интервале 1351—1279 м образовалась пробка, заполнившая ³/₄ перфорированного интервала. К июню 1966 г. дебит скважины снизился до 100 м³/сутки, а в сентябре она была поставлена на ремонт. Была раздроблена пробка, проведена промывка и заменена подвесная колонна. В трубах поднятой подвесной колонны был установлен самородный свинец, образующий на их внутренней поверхности корочки толщиной 1—5 мм. Подсчеты показали, что за 2 года в трубах 1000-метровой подвесной колонны отложилось около 1 т свинца.

Еще более значительные количества самородного свинца были вынесены при промывке скважины. В русле ручья протяженностью около 10 м, образовавшемся в процессе промывки, между скважиной и котлованом отложилось более 2,5 т порошкового самородного свинца. Количество свинца, унесенного в котлован, составляет 2—2,5 т. Таким образом, в течение двух лет в этой скважине накопилось около 6 т самородного свинца.

Скв. Э-116, пробуренная до глубины 1457 м, вступила в эксплуатацию в марте 1964 г. Трубы перфорированы в интервале 1450—1371 м. Начальный дебит 435 м³/сутки. В марте 1965 г.

Таблица 3

Содержание рудных компонентов (в мг/л) в водах некоторых скважин
(дата отбора проб 20/IV 1966 г.)

Скважина	Pb	Zn	Cd	Cu	As
У-1	3,60	0,19	0,00	0,90	0,02
Э-75	10,70	5,35	1,00	3,68	0,06
Р-152	3,58	3,83	2,33	0,83	0,40
Г-40	77,0	3,23	—	15,00	0,20

Таблица 4

Содержание Pb и Zn в рассолах в пределах водоносных горизонтов и на устье скважин

Место отбора пробы	Г-37		Э-116		Э-79	
	Pb	Zn	Pb	Zn	Pb	Zn
На устье скважины	3,34	1,07	2,80	3,06	3,34	4,15
В фильтрах	25,0	1,80	27,0	3,6	15,0	4,2
Глубина отбора, м	1450		1380		1250	

Таблица 4 (окончание)

Место отбора пробы	Э-93		Э-78		Э-99		Э-87	
	Pb	Zn	Pb	Zn	Pb	Zn	Pb	Zn
На устье скважины	4,49	—	3,0	4,0	2,5	3,6	1,25	—
В фильтрах	12,0	4,0	12,0	4,0	5,6	3,6	10,0	3,6
Глубина отбора, м	1150		1030		810		550	

было установлено, что в области фильтров образовалась пробка (95 м), и дебит скважины несколько снизился. В январе 1966 г. пробка была зафиксирована в интервале 1450—1250 м. Дебит скважины снизился до 205 м³/сутки. В феврале 1967 г. дебит упал до 145 м³/сутки, и скважина была поставлена на ремонт. С начала эксплуатации до февраля 1967 г. суммарный дебит скважины немного превышал 300 тыс. м³.

В поднятых трубах подвесной колонны были установлены значительные скопления самородного свинца, образующего совместно с песчано-глинистым материалом пробки в области фильтров и натечные коры на внутренней поверхности труб. В общей сложности в трубах поднятой колонны было обнаружено более 6 т самородного свинца. Около 1 т было вынесено при промывке скважины в виде порошкового материала.

Большое количество самородного свинца, также исчисляющееся тоннами, отмечалось при промывках многих других скважин (скв. Э-80 — более 1,5 т, Э-110 — около 1 т, Э-123 — сотни килограммов). Самородный свинец отлагается также в руслах ручьев, берущих начало у скважин, свободно изливающих на берегу водохранилища Алигул. Так, в русле ручья, по которому сбрасываются термальные воды скв. Г-37, было установлено более 1 т тонкокристаллического свинца.

Пробки, образующиеся в области фильтров, состоят из комочков глины и песчинок, сцементированных тонкокристаллическим самородным свинцом.

Под микроскопом видно, что свинцовый цемент характеризуется неоднородным строением. Местами он представлен очень плотными агрегатами мельчайших зернистых частиц, в других участках он порист и сложен пластинчатыми, иногда радиально ориентированными индивидами (рис. 3).

Помимо цементации терригенного материала в участках перфорации самородный свинец отлагается в трубах эксплуатационных колонн и кресто-

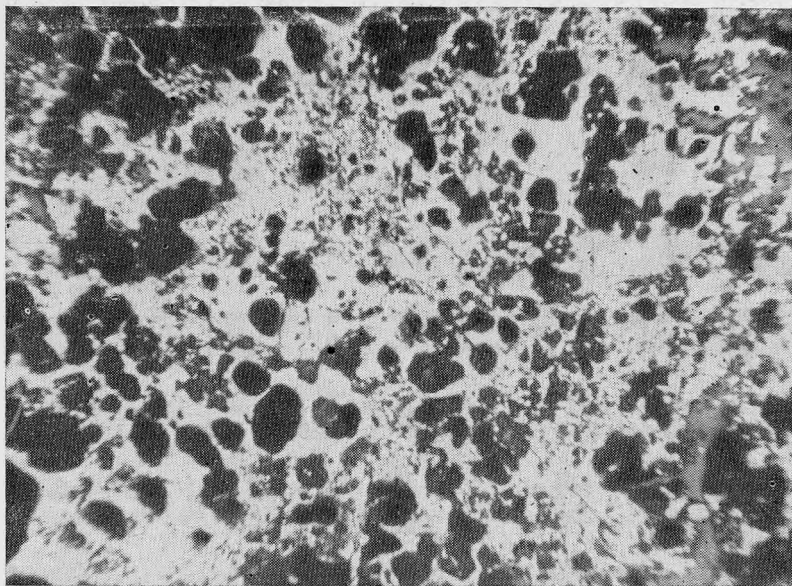


Рис. 3. Строение глинисто-свинцовой пробки под микроскопом. Черное — комочки глинистых пород; белое — самородный свинец. Отраж. свет, увел. 25

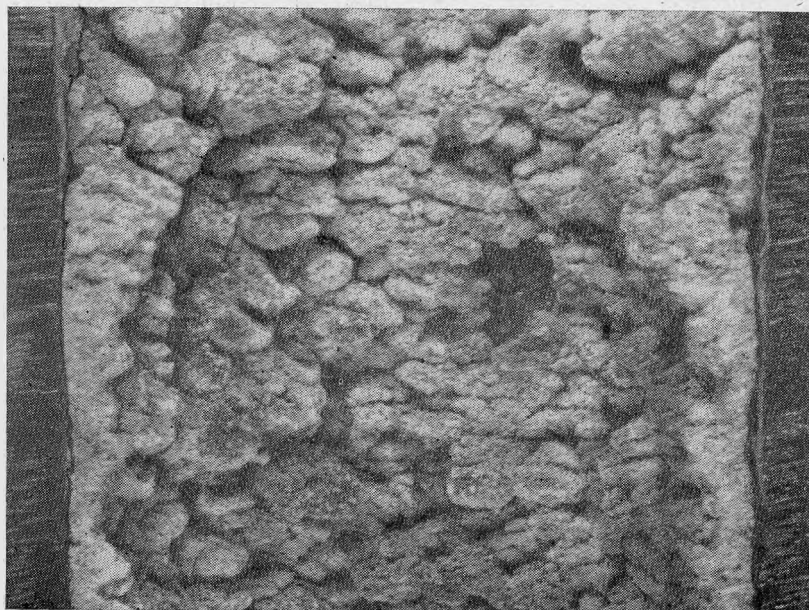


Рис. 4. Почковидные образования самородного свинца в трубах скв. Р-152. Период образования 2,5 года. Увел. 1,5

Межплоскостные расстояния самородного свинца
Fe-излучение, $D=57,3$ мм

hkl	1		2		hkl	1		2	
	I	d	I	d		I	d	I	d
—	1	5,62	—	—	222	4	1,426	5	1,430
—	2	3,57	—	—	400	1	1,367	1	1,366
111	3	3,12	3	3,158	—	1	1,303	—	—
111	7	2,84	9	2,860	331	2	(1,250)	4	1,256
200	1	(2,711)	3	2,738	400	3	1,233	4	1,238
—	1	2,604	—	—	420	2	1,217	4	1,222
200	6	2,465	8	2,480	331	9	1,133	10	1,138
—	1	2,206	—	—	422	1	1,110	2	1,117
—	1	2,073	—	—	420	9	1,104	10	1,108
220	3	1,922	3	1,933	—	1	1,060	—	—
—	1	1,845	—	—	—	3	1,048	—	—
220	7	1,745	9	1,753	—	1	1,025	—	—
311	3	(1,641)	4	1,648	422	10	1,008	10	1,011
222	2	(1,571)	2	1,580	—	5	1,007	—	—
311	8	1,486	10	1,494	—	—	—	—	—

1 — самородный свинец, Челекен (скв. P-152); 2 — свинцовая проволока (данные В. И. Михеева, $a=4,955$).

винах в виде натечных образований. Последние представлены в трубах плотными корами с ровной поверхностью и характерной вертикально ориентированной штриховкой, в крестовинах, как правило, — почковидными агрегатами самородного свинца (рис. 4). Изучение натечных образований самородного свинца под микроскопом показало, что они представляют собой губчатые агрегаты, сложенные дендритовидными скелетными кристалликами (рис. 5). В отдельных случаях в пористой массе свинца наблюдаются редкие округлые включения самородного серебра.

Самородный свинец в естественной среде (в растворе) характеризуется голубовато-серой окраской и довольно сильным металлическим блеском. Изъятый из раствора, на воздухе он тускнеет, покрываясь тонкой пленкой окислов, а в течение 3—4 суток практически полностью окисляется.

Межплоскостные расстояния самородного свинца из скв. P-152 приведены в табл. 5. Параметр элементарной ячейки $a = 4,93$.

Свинец, отлагающийся в трубах подвесных колонн, ассоциирует, как правило, с карбонатами кальция и магния. Примесь их к натечным образованиям самородного свинца незначительна и не превышает 3 вес. %. В очищенном от карбонатов свинце химическим анализом установлены As (0,60%), Cu (0,49%), Ag (0,08%), Sb (0,02%).

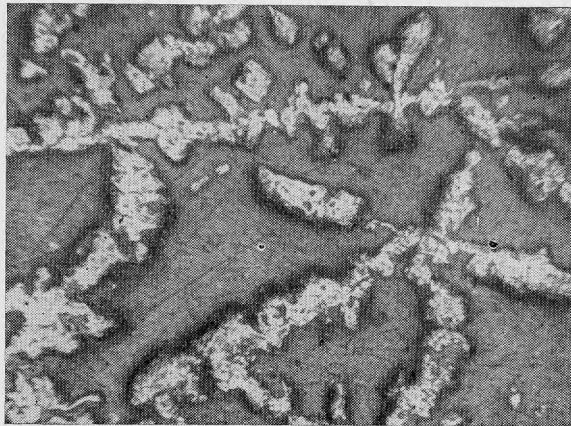


Рис. 5. Скелетные кристаллы самородного свинца. Отраж. свет, увел. 200

Кроме того, полуколичественным спектральным анализом отмечаются Zn (0,0—0, $n\%$), Mo ($\sim 0,1\%$), Sr (0,0 $n\%$), Y (0,03%) и Ga (0,000 $n\%$).

Как уже указывалось, извлеченный из растворов порошковатый свинец на воздухе очень быстро окисляется, образуя глиновидную грязно-бурую массу окислов. Процесс окисления происходит с большим выделением тепла. Так, масса окисляющегося порошковатого свинца 1 кг, извлеченная из раствора, на третьи сутки разогрелась до 78° С. Как правило, выброшенный при промывке скважин свинец практически уже через неделю после отложения не может быть обнаружен визуально, так как образующиеся окислы его по окраске неотличимы от буровато-серой глинистой почвы.

В настоящее время получены некоторые данные о формах миграции свинца в рассолах в условиях поверхности. Методами ионного обмена было установлено, что в рассолах, отобранных на устьях скважин, свинец находится в форме хлоридных отрицательно заряженных комплексов: $PbCl_3^-$ или $PbCl_4^{2-}$ (Бугельский и др., 1968). Исходя из данных Г. К. Хелгесона (1967) по устойчивости хлоридных комплексов свинца при различных температурах и концентрациях хлоридов натрия, для наших условий (высокая концентрация $NaCl$ и температуры 50—80° С) следует считать устойчивым комплекс $PbCl_4^{2-}$.

Так как большая часть свинца выделяется из рассолов при их движении из пласта к поверхности, отлагаясь в скважинах в виде самородного свинца, есть основание предполагать и другие формы нахождения свинца. Комплекс $PbCl_4^{2-}$ является или вторичным, возникающим при распаде других, более сложных комплексов, или остаточным устойчивым комплексом, ассоциирующим на глубине с другими, менее устойчивыми в условиях поверхности комплексами.

Минералы сероводородных вод близповерхностных горизонтов

Образование сульфидов железа в каптажных сооружениях и трубопроводах весьма характерно для большинства скважин, вскрывающих первый водоносный горизонт верхнего отдела красноцветной толщи, а также для многочисленных источников Чокрака.

В весьма значительных количествах сульфиды железа образуются в каптажных сооружениях скв. К-9, У-25, У-1 и др. Наиболее интересной из них является скв. У-1, в каптажном колодце которой происходит интенсивное отложение геля сульфида железа и образование довольно мощных кор пирита. Кроме того, в трубах отходящего от скважины старого трубопровода были обнаружены скопления довольно крупных оолитов пирита. Скв. У-1 расположена в пределах урочища Кызыл-Тепе. Пробурена она в 1903 г. до глубины 311 м и вскрывает первый водоносный горизонт, хлоридные натриево-кальциевые воды которого характеризуются высоким содержанием сероводорода (табл. 6). Скважина вступила в эксплуатацию в 1935 г. С 1903 по 1935 г. вода скважины не использовалась. В 1949 г. для повышения дебита скважины снизили уровень излива на 3,2 м. Оголовок скважины был оборудован в виде квадратного зацементированного бассейна размером 1,70×1,65 м. В начале 1962 г. внутренние стенки бассейна были обшиты досками. При понижении уровня в каптажном бассейне на внутренних стенках его были обнаружены значительные скопления пирита и геля сульфида железа.

Пирит нарастает на доски в виде однородной плотной коры, толщина которой колеблется в пределах 1 см. Поскольку образование пиритовой коры началось после обшивки каптажного бассейна досками, период ее формирования определяется в 4—4,5 года (материал был собран весной 1966 г.). В поперечном сечении кора имеет слабо выраженное шестоватое строение. Последнее обусловлено субпараллельным ростом веретенообразных агрега-

Т а б л и ц а 6

Химический состав воды скв. У-1

Компоненты	Мг/л	Мг-экв/л	%-экв
Na	70 910	3083	70,76
K	510	13,08	0,300
Li	7,6	1,1	0,025
Rb	<0,4	—	—
Cs	<0,12	—	—
Ca	20 200	1009,2	23,17
Mg	3040	250	5,70
Fe ²⁺	4,2	0,15	0,003
Fe ³⁺	≤0,02	—	—
С у м м а катионов	94 671,8	—	99,958
Cl	158 000	4446,75	99,68
Br	672	8,40	0,188
I	25,40	0,20	0,004
SO ₄	149,8	3,12	0,07
HCO ₃	33,5	0,55	0,012
HBO ₃	109,20	—	—
С у м м а анионов	158 880,70	—	99,954
H ₂ S	7,20	—	—
CO ₂ (своб.)	109,00	—	—
As	0,5	—	—
Общая минерализация	253 777,95	—	—

Аналитик И. Б. Никитина

тов тонкокристаллического пирита, обладающего однородной зернистой структурой. Поверхность коры относительно ровная, слегка шероховатая. При увеличении в 20—25 раз выявляется отчетливое микропочковидное ее строение (рис. 6). Результаты валового химического анализа шестоватого пирита приведены в табл. 7, из которой видно, что описываемый пирит содержит повышенное количество мышьяка и незначительную примесь цинка. Присутствие Na₂O, CaO и других компонентов связано с включениями маточного рассола.

Т а б л и ц а 7

Химический состав шестоватого пирита

Компоненты	Вес. %	Мол. колич.	Компоненты	Вес. %	Мол. колич.
Fe	44,97	805	Na ₂ O	0,25	—
As	0,30	—	K ₂ O	0,08	—
Zn	0,03	—	SO ₄	0,29	—
S	51,32	1602	CO ₂	0,23	—
SiO ₂	0,37	—	H ₂ O	1,29	—
CaO	0,04	—	С у м м а	99,17	

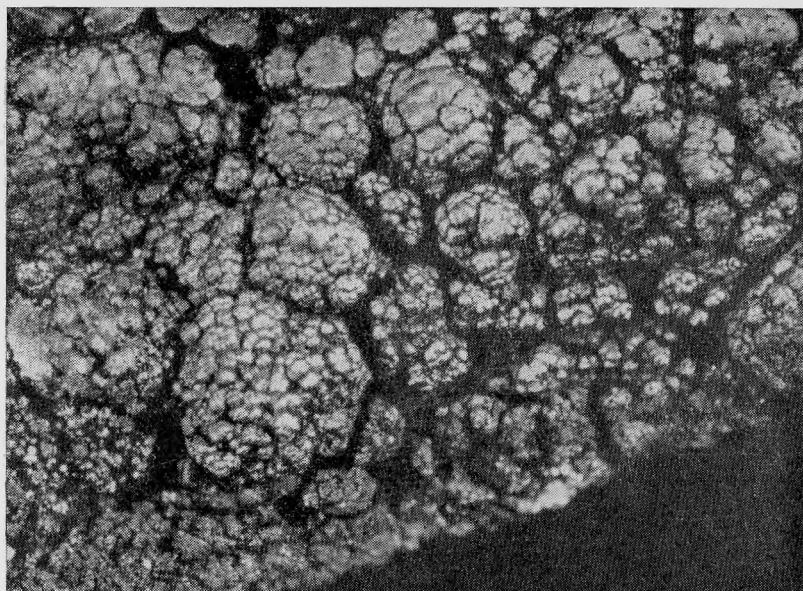


Рис. 6. Микрочковидное строение пиритовой коры. Каптажный колодец скв. У-1. Период образования 4—4,5 года. Увел. 25

На поверхность пиритовой коры нарастают асимметрично-почковидные образования геля сульфида железа (рис. 7). Гель черного цвета, студнеобразной консистенции. Асимметричная форма почек обусловлена влиянием силы тяжести. Скорость отложения геля сульфида железа исключительно велика: слой геля толщиной до 2 см формируется в течение 2—2,5 месяцев. При дальнейшем наращивании слой геля начинает сползать со стенок и, отрываясь от них, опускается на дно каптажного бассейна. Как правило, в нижней части слоя геля уже через месяц после начала его отложения возникают центры раскристаллизации в виде мельчайших (разобщенных) веретенообразных частиц пирита. Извлеченный из рассолов, описываемый гель окисляется в течение 10—12 час.

Изучение под электронным микроскопом геля сульфида железа, возраст которого не превышал 2,5 месяцев, показало, что основная масса частиц представлена глобулями и их агрегатами. Кроме того, отмечаются кристаллические частицы изометричного габитуса. По предварительным данным рентгенометрического изучения, в 2,5-месячном геле сульфидов железа крайне слабо выявляются единичные (основные) линии пирита и канзита. В дальнейшем канзит переходит в мельниковит (грейгит), и еще через несколько месяцев мельниковит переходит в пирит.

Из каптажного бассейна скв. У-1 рассолы направляются по трубопроводу в промежуточный коллектор. При этом они выносят значительные количества мельчайших взвешенных в рассоле частиц геля сульфида железа. Седиментация этих частиц и последующая их раскристаллизация приводят к быстрому зарастанию труб пиритом. Поэтому в процессе эксплуатации скв. У-1 трубопроводы обновлялись в среднем через каждые 3—4 года. В асбоцементных трубах одного из таких старых трубопроводов нами были обнаружены большие скопления оолитов пирита. Оолиты заполняют более трети объема труб. Они хорошо отсортированы по размерам, нижние участки сложены мельчайшими оолитами (0,1—0,5 мм), по направлению к поверхности скоплений размеры их возрастают, и в верхних частях оолиты пирита достигают 0,5—0,7 см. Форма оолитов в большинстве случаев неправильно-сфероидальная, изредка несколько уплощенная. В поперечном



Рис. 7. Асимметрично-почковидные образования геля сульфида железа на поверхности пиритовой коры. Каптажный колодец скв. У-1. Период образования 2,5 месяца. Natur. вел.

разрезе проявляется отчетливая концентрическая зональность, обусловленная периодическим отложением вещества. Каждый отдельный концентр сложен комковатыми скоплениями тонкокристаллического пирита. Для последних характерна крайне высокая пористость, являющаяся, по-видимому, контракционной, т. е. связанной с сокращением объема геля сульфида железа при его дегидратации и уплотнении. Это предположение подтверждается непосредственным наблюдением такого сокращения объема почковидного геля сульфида при его медленном усыхании.

Таким образом, в каптажном бассейне скв. У-1 происходит интенсивное образование пирита, формирование кор которого вызвано раскристаллизацией аморфного сульфида железа в условиях слабовосстановительной обстановки ($Eh=25 мв$), при $pH=5,5$ и температуре $58-60^{\circ} C$. Канзит и мельниковит (грейгит), образующиеся при раскристаллизации аморфного сульфида железа, могут рассматриваться как промежуточные метастабильные фазы.

Минералы, образующиеся при смешении металлоносных хлоридных натриево-кальциевых вод с сероводородными водами

Поступающие из скважин высококонцентрированные хлоридные натриево-кальциевые растворы, содержащие иод и бром, идут по трубам в водохранилища. Группы расположенных в непосредственной близости скважин связаны трубопроводами с промежуточными емкостями (чанами), в которые поступают растворы с четырех, пяти и более скважин. Из них по более мощным трубопроводам растворы направляются в водохранилища завода. Практически во всех емкостях в зависимости от состава поступающих вод отлагаются различные минералы.

Исключительный интерес представляет чан (рис. 8), в который сливаются обогащенные цинком, свинцом и другими металлами воды из скв. Р-152, Г-18, Г-40, Г-13, а также содержащие сероводород растворы скв. У-1. В этом чане нами были обнаружены сфалерит, пирит и галенит (Лебедев, 1967).

Металлоносные хлоридные натриево-кальциевые растворы, поступающие с глубоких водоносных горизонтов, характеризуются высокой температурой (74,5—80° С) и специфическим составом газов, среди которых преобладают азот, водород и углеводороды.

В табл. 8 приведен химический состав растворов, типичных для термальных вод глубоких горизонтов верхнего отдела красноцветной толщи. Растворы, поступающие из скв. У-1, которая вскрывает самый верхний водоносный горизонт, по основному солевому составу практически не отличаются от вод глубоких горизонтов (см. табл. 6), но характеризуются значительным содержанием сероводорода.

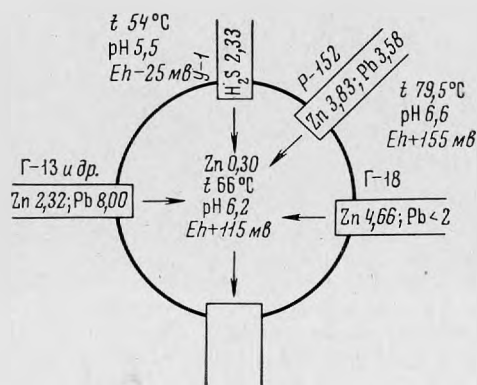


Рис. 8. Схема промежуточной емкости, в которой происходит смешение металлоносных и сероводородных растворов (содержание металлов и сероводорода в мг/л)

Из скв. Р-152, Г-18, Г-13, Г-40 в чан поступают растворы со средним содержанием цинка 3,6 мг/л. В области смешения их с растворами, поступающими из скв. У-1 (см. рис. 8), и происходит интенсивное образование сульфида цинка. Температура в области смешения 66° С, pH=6,2, Eh=+115 мВ. Характерно резкое понижение содержания цинка (до 0,3 мг/л) в растворах, отобранных в области смешения.

Образующийся сфалерит отлагается на стенках чана преимущественно в виде плотных кор с отчетливой микропчюковидной поверхностью, реже — гроздевидных натечных агрегатов. Толщина кор варьирует от 3 мм до 1,5 см. Наиболее толстая кора сфалерита (до 2 см) наблюдалась на доске, погруженной ниже уровня воды в чане и находящейся непосредственно в зоне смешения сероводородных и металлоносных вод. Цвет сфалерита в зависимости от примеси других минеральных фаз изменяется от буровато-серого до бурого. Блеск тусклый. Хорошо растворяется в соляной кислоте. Под микроскопом в отраженном свете — светло-серый. Отражательная способность низкая. Изотропен. Характерны розовато-желтые и желтые внутренние рефлексы. Выявляется ярко выраженное тонкополосчатое колломорфное строение кор (рис. 9). Полосчатость обусловлена чередованием зон различно окрашенного сфалерита с прослойками сфалерита, содержащего обильную вкрапленность пирита и галенита, а также с тончайшими мономинеральными прослойками пирита. Нередко в основании корочек отмечаются скопления мелких оолитов сфалерита (0,05—0,2 мм).

В табл. 9 приведены межплоскостные расстояния для плотного бурого сфалерита. Следует отметить, что в нем не исключена незначительная примесь пирита и линии 15 и 17, возможно, обусловлены ею.

Химический анализ, выполненный Ю. С. Нестеровой и Г. А. Араповой (табл. 10), показывает, что описываемый сфалерит характеризуется исключительно высокими содержаниями кадмия, мышьяка и таллия. Следует отметить, что в анализированном сфалерите присутствовала примесь пирита (до 8—10%).

Т а б л и ц а 8

Химический состав воды скв. Р-152

Компоненты	Мг/л	Мг-экв/л	%-экв
Na	66 640	2897,4	71,07
K	480	12,31	0,30
Li	9,75	1,41	0,034
Rb	0,4	0,0	—
Cs	0,12	0,0	—
Ca	18 938	946,24	23,21
Fe ²⁺	12,00	0,43	—
Fe ³⁺	0,77	0,04	—
As	0,35; 0,7 0,4	—	—
Pb	2,92	—	—
Cu	0,5	—	—
Cd	0,6	—	—
Zn	0,86	—	—
Al	0,08	—	—
Mn	11,25	0,20	—
С у м м а катионов	86 097,59	4076,90	94,614
HCO ₃	52,12	0,92	0,023
Cl	143 500	4042,5	99,57
Br	564	7,020	0,173
I	29,6	0,234	0,006
H ₂ BO ₃	104,2	1,72	0,042
SO ₄	344	7,26	0,18
С у м м а анионов	144 575,92	4059,654	99,994
CO ₂	146	—	—
H ₂ S	—	—	—
H ₂ SiO ₃	14,3	0,18	—
Общая минерализация	230 833,81	8136,734	194,608

Т а б л и ц а 9

Межплоскостные расстояния сфалерита

<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
4	3,45	0,5	1,468
10	3,09	1	1,363
1	2,83	4	1,232
2	2,73	2	1,216
2	2,44	2	1,151
7	2,10	7p	1,098
9	1,894	7	1,045
4	1,790	7	1,034
9	1,618		

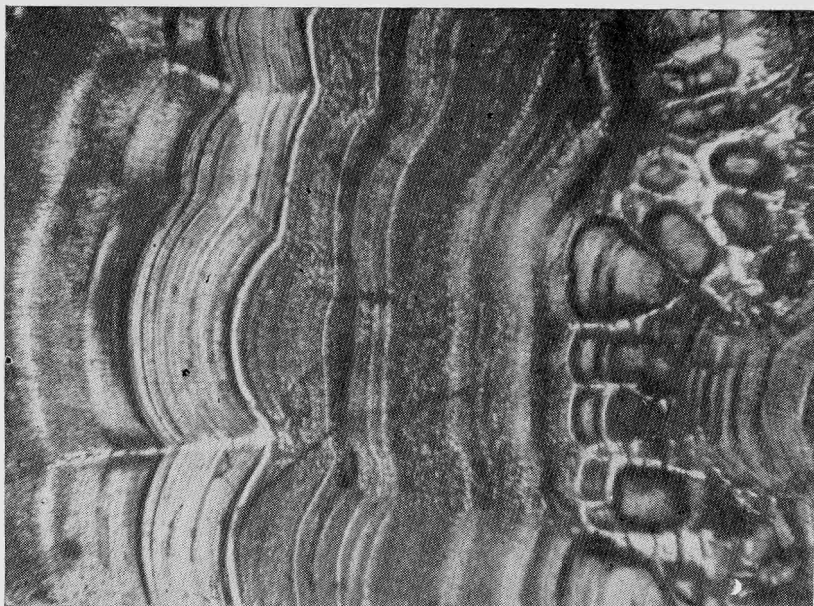


Рис. 9. Тонкополосчатое строение сфалеритовой коры (поперечный разрез).
Отраж. свет, увел. 46

Полуколичественным спектральным анализом в сфалерите помимо цинка установлены: Мп (0, n^- %), Си (0,00 n %), Мо (0,00 n %) и Ga (0,000 n^+ %).

Процесс отложения сфалерита в чане весьма интенсивен. Экспериментально установлено, что за 3 месяца образуется кора сфалерита толщиной 2—2,5 мм. В целом со дна чана извлечено 0,5 т сфалерита. Среди многочисленных образцов натечного сфалерита обнаружены различные предметы, крустифицированные корочками сфалерита (рис. 10). Следует отметить, что значительные количества сульфида цинка в виде тончайшей взвеси выносятся за пределы чана и отлагаются в выводной магистрали. Седиментация коллоидных частиц сульфида цинка в выводной трубе приводит к образованию коры сфалерита толщиной до 10—12 см (рис. 11). Проверка путем вскрытия трубопровода в 10, 100 и 150 м от чана показала, что мощность сфалеритовой коры сохраняется в указанных пределах. Таким образом, выносимый из чана в виде суспензии коллоидный сульфид цинка осаждается в выводной магистральной трубе на участке протяженностью не менее 200 м. Количество накопившегося в ней сфалерита достигает 15—20 т.

В заключение следует отметить, что Челекенские гидротермы выносят значительные количества рудных компонентов. В среднем вынос указанных

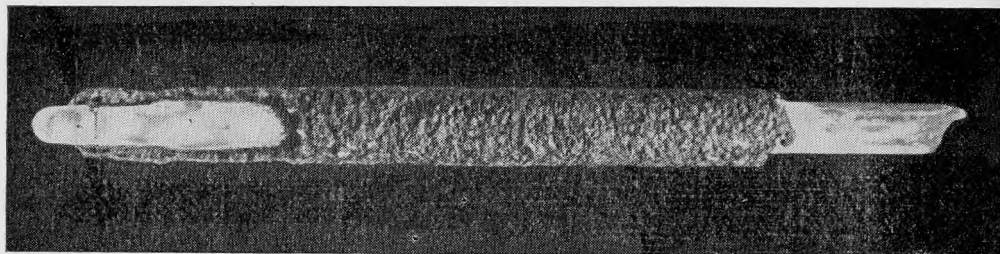


Рис. 10. Сфалерит на обломке градусника. Период образования 2,5 месяца. Натур. вел.

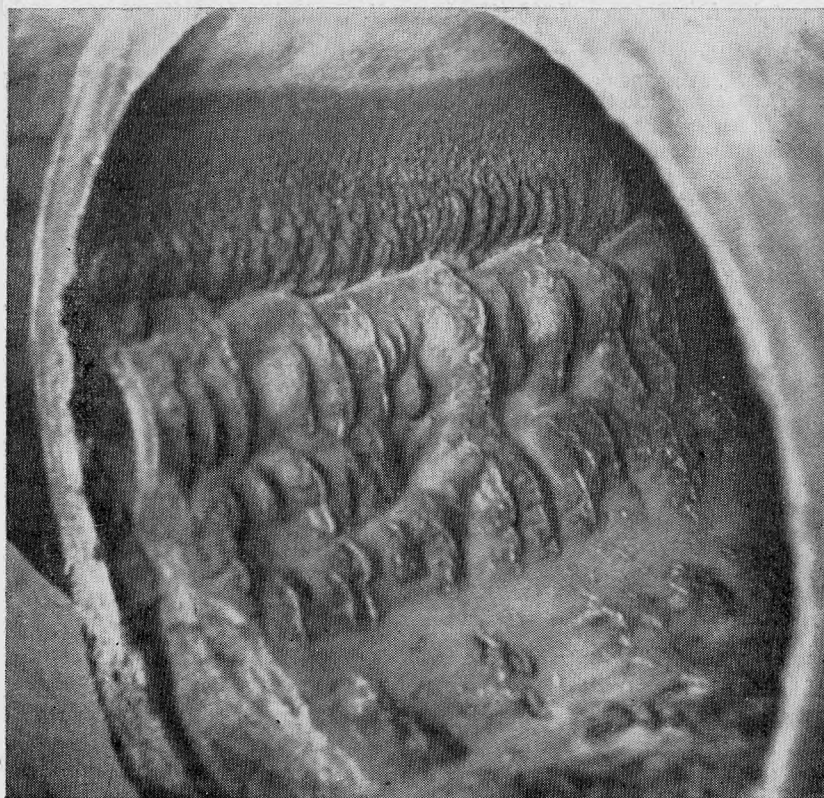


Рис. 11. Сфалерит в магистральных трубах. Уменьш. 5

компонентов за один год составил (в *m*): свинца 300—350, цинка 48—50, меди 24—35, кадмия 18—24, мышьяка 6—8. Таким образом, челекенские термальные рассолы могут рассматриваться как современные рудоносные гидротермы. В результате разгрузки этих гидротерм происходят исключительно мощные современные процессы минерало- и рудообразования, по масштабам сопоставимые с древними рудообразующими процессами.

Т а б л и ц а 10

Валовой химический состав коры плотного бурого сфалерита

Компоненты	Вес. %	Мол. колич.	Компоненты	Вес. %	Мол. колич.
Zn	37,56	575	MgO	0,36	—
Fe	8,82	158	CaO	0,83	—
Pb	1,48	007	Na ₂ O	2,40	—
Cd	2,86	025	K ₂ O	0,24	—
Tl	0,40	002	CO ₂	2,80	—
As	1,07	014	SO ₄	1,46	—
S	29,00	905	H ₂ O±	3,98	—
SiO ₂	6,36	—	С у м м а	99,62	

ЛИТЕРАТУРА

- Бугельский Ю. Ю., Лебедев Л. М., Никитина И. Б., Степашкина В. М.* Некоторые данные о формах миграции свинца и цинка в термальных рассолах Челекена. — Докл. АН СССР, 1968, 184, № 5.
- Вистеллус А. Б., Романова М. А.* Красноцветные отложения полуострова Челекен. Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов А. П.* Минералы о. Челекена. — Изв. АН, 1909, 3, № 3.
- Константинов М. М.* Экзогенные сульфиды свинца и цинка. — В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
- Кравчинский З. Я.* Иодо-бромные воды Челекена. — Изв. АН Туркм. ССР, 1957, № 5.
- Лебедев Л. М.* О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена. — Докл. АН СССР, 1967, 174, № 1.
- Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю.* О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 3.
- Лебедев Л. М., Никитина И. Б.* Особенности химического состава и рудоносность гидротерм Челекена. — Докл. АН СССР, 1968, 183, № 2.
- Порфирьев В. Б.* Иодо-бромные месторождения Туркмении. Изд-во «Сов. Азия», 1933.
- Семенович В. В.* Подземные воды Челекена. — Изв. АН Туркм. ССР, 1957, № 5.
- Семенович В. В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена. — В кн. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». Вып. 5. Л., 1960.
- Смолко Г. О.* Боядаг, Монжуклы и Нефтедаг (иодистые источники Западной Туркмении). — Труды Всес. геолого-развед. объедин., 1932, вып. 175.
- Тагеева Н. В.* Геохимические исследования на о. Челекене. — Труды Ломоносовск. ин-та геохим., кристаллогр. и минералогии, 1934, вып. 4 (геохим.).
- Ферсман А. Е.* На о. Челекен. — Природа, 1929, № 7-8.
- Хелгесон Г. К.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. Изд-во «Мир», 1967.
- Щербаков А. В.* О термометаморфизме глубинных минерализованных вод осадочной толщи. — В кн. «Геотермические исследования использования тепла Земли». Изд-во «Наука», 1966.
- White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K.* Geothermal brine well: mile-reep drill hole may tap ore-bearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. — Sci., 1963, 139, N 3558.

Ю. Л. ОРЛОВ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛМАЗОВ

Алмазы были известны человечеству еще до нашей эры, но их химическая природа на протяжении многих веков оставалась загадкой. Только в XVIII в. было точно установлено, что алмаз представляет собой самородный углерод. В XIX в. были проведены аналитические работы по исследованию состава золы, оставшейся после сжигания алмазов, которыми установлено присутствие в алмазах примеси Fe, Ca, Mg, Ti и Si. Некоторыми исследователями в алмазах обнаружены также водород, кислород и благородные газы. Подробные сведения об этих определениях и химическом составе золы, полученной после сжигания различных кристаллов алмазов, приведены в справочнике Дольтера (Doelter, 1912) и монографии Вильямса (Williams, 1932).

В последние годы с помощью высокочувствительных аналитических методов (эмиссионного, спектроскопического, радиоактивационного и др.), дающих возможность устанавливать ничтожные количества примеси, выяснилось, что в алмазах присутствует значительно больше элементов, чем указывалось ранее. Проведены чрезвычайно интересные работы по изучению изотопного состава углерода в алмазах. Данные о нахождении примесей различных элементов в алмазах и изотопном составе углерода алмазов до сих пор не были обобщены. В настоящей статье на основании литературных и собственных материалов приводятся данные о химическом и изотопном составе алмазов, а также некоторых особенностях различных разновидностей их кристаллов и поликристаллических образований.

**Изотопный состав углерода в кристаллах
и поликристаллических образованиях алмазов**

Первые работы по выяснению изотопного состава углерода в алмазах были выполнены Крейгом (Craig, 1953) и Викманом (Wickman, 1956). В результате анализов алмазов многих зарубежных месторождений ими установлено, что значение отношения C^{12}/C^{13} колеблется от 89,24 до 89,61. Подобные исследования алмазов отечественных месторождений впервые были проведены М. Н. Голубчиной и А. В. Рабиновичем (1958), которые установили, что углерод в алмазах сибирских месторождений несколько «утяжелен» по сравнению с рассеянным углеродом из ультраосновных пород, но абсолютное значение C^{12}/C^{13} , выявленное этими исследователями, невозможно сравнить с данными Крейга и Викмана, так как оно не приведено к международному стандарту.

А. П. Виноградовым и др. (1965) опубликованы результаты исследования изотопного состава углерода в алмазах из кимберлитовой трубки «Мир» и других углеродсодержащих материалов кимберлитов. По их данным, в шести

проанализированных образцах алмазов значение C^{12}/C^{13} колебалось от 89,49 до 89,78.

Из приведенных данных видно, что изотопный состав углерода в алмазах из разных месторождений очень близок и значение C^{12}/C^{13} варьирует в узких пределах. Однако для анализа изотопного состава углерода отбирались обычные прозрачные алмазы, хотя известно, что среди алмазов выделяются различные разновидности (борт, баллас, карбонадо, алмазы с оболочками —

Т а б л и ц а 1

Изотопный состав углерода в различных разновидностях кристаллов
и в поликристаллических образованиях алмазов

№ анализа	Характеристика алмаза	Месторождение	Разновидность *	Изотопный состав углерода	
				C^{12}/C^{13}	δC^{13}
1	Изометричный октаэдр. Бесцветный, прозрачный. На гранях (111) тонкая слоистость. Включений нет. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует. Вес 19,3 мг	Трубка «Ай-хал»	I Обычный алмаз	89,55	—0,62
2	Изометричный октаэдр. Бесцветный, прозрачный. На гранях (111) тонкая слоистость. Включений нет. Фотолюминесценция зеленовато-желтая. Прозрачен для ультрафиолетовых лучей менее 3000 Å. Вес 18,8 мг	Трубка «Мир»	То же	89,47	—0,54
3	Три мелких прозрачных октаэдрических кристалла и два осколка прозрачных кристаллов алмаза	Южная Африка, трубка «Кимберлей»	» »	89,52	—0,59
4	Кристалл кубической формы, изометричный. Слабосероватый, непрозрачный. На неровных поверхностях {100} многочисленные мелкие четырехугольные ямки травления. Близко к поверхности видны многочисленные пылевидные черные включения (графит?). Вес 32,3 мг	Трубка «Ай-хал»	III	89,57	—0,66
5**	Кристалл комбинационной формы октаэдра, ромбодекаэдра и куба. Желтовато-зеленоватый, непрозрачный. Грани сильно изъедены	То же	IV Алмаз с оболочками	89,88	—1,0
6**	То же	» »	То же	89,88	—1,0
7	Борт. Крупнозернистый, без правильного кристаллографического очертания зерен. Черный	Южная Африка	IX Борт	89,57	—0,66
8	Карбонадо	Бразилия	X Карбонадо	91,55	—2,81
9	»	»	»	91,55	—2,80
10	»	»	»	91,56	—2,84
11	»	»	»	91,54	—2,78

Аналитик О. И. Кропотова.

* Римские цифры соответствуют обозначению в статье Ю. Л. Орлова (1965).

** 5 — кристаллическое ядро, 6 — внешняя зона кристалла (оболочка).

coated diamond), отличающиеся по характеру строения и некоторым свойствам. Поэтому важно было выяснить, идентичен ли состав углерода в различных разновидностях алмазов, что имеет большое значение для решения вопроса об их генезисе. С этой целью прежде всего следовало проанализировать карбонадо, которые, судя по резкому отличию их от монокристаллов и других поликристаллических разновидностей алмазов, образуются в специфических условиях, алмазы с внешней оболочкой, нарастающей в позднюю стадию кристаллизации на обычные кристаллы алмазов, а также крупно- и мелкозернистый темный борт. Для анализа этих разновидностей нами было отобрано несколько образцов алмазов, характеристика которых приведена в табл. 1.

Как видно из табл. 1, для обычных прозрачных кристаллов алмазов (ан. 1—3) из трех разных месторождений получены очень близкие значения C^{12}/C^{13} , которые находятся в пределах значений, установленных ранее. В кубическом кристалле алмаза (ан. 4), по строению и форме близкого к алмазам с оболочками, изотопный состав углерода оказался идентичным составу углерода обычных кристаллов. Сделано два анализа кристаллов с желто-зелеными (ан. 5, 6) оболочками. Изотопный состав углерода в ядре и в оболочках оказался тождественным и очень близким к составу углерода обычных кристаллов. Привлекает внимание небольшое отклонение от результатов, полученных для обычных прозрачных кристаллов, — некоторое «облегчение» углерода в этих образцах, но статистического подтверждения эти данные пока не получили, поэтому нет оснований для вывода о каком-либо отклонении изотопного состава этой разновидности алмазов.

Анализ черного крупнозернистого борта из Южно-Африканского месторождения (ан. 7) показал, что значение C^{12}/C^{13} в этой разновидности алмаза не выходит за пределы значений, установленных для монокристаллов. Интересные результаты получены для всех четырех образцов карбонадо. Изотопный состав углерода в них не соответствует составу углерода других разновидностей алмазов. Если в обычных кристаллах алмазов и других его разновидностях отклонение от стандарта (δC^{13}) не превышает $-0,9$, в карбонадо по четырем анализам оно составляет в среднем $-2,8$. Это дает основание думать, что источник углерода для среды, в которой образовывались карбонадо, был иным, чем у всех разновидностей алмазов.

Элементы-примеси в алмазах

К настоящему времени в алмазах в качестве примесей выявлено 25 различных элементов. Рассмотрим каждый из установленных элементов отдельно, указывая способы констатации и содержания.

В о д о р о д. На присутствие водорода в алмазах указывалось уже в самых ранних работах, касающихся химического состава алмазов. Так, по данным Дольтера (Doelter, 1912), Верс (Werth, 1893 г.), проводивший химический анализ алмазов, обнаружил, что водород присутствует в составе газов, полученных при сжигании борта, и содержание его составляет 0,5%. Ривот (Rivot, 1848 г.) выполнил химический анализ трех образцов карбонадо, в которых определил следующие содержания водорода: 2,03, 0,27 и 0,24%. Дольтер также приводит результат анализа антрацитоподобного карбонадо, в котором установлено присутствие 0,5% водорода. Кайзер и Бонд (Kaiser, Bond, 1959) при анализе газов, полученных при сжигании прозрачных кристаллов алмазов, обнаружили в их составе незначительные количества водорода.

Б о р. Бантинг и Валкенбург (Bunting, Van Valkenburg, 1958) обнаружили при эмиссионных анализах присутствие бора в некоторых исследованных ими образцах.

Нами совместно с А. И. Корниловой проанализированы 12 кристаллов алмазов на установке ДФС-8 с использованием безборовых угольных элект-

родов. В пяти кристаллах установлено присутствие бора — от следов до 0,03%.

А з о т впервые выявлен в алмазах Кайзером и Бондом (Kaiser, Bond, 1959), которые методом газовой хроматографии установили, что этот элемент является одной из основных примесей в алмазах и количество его в некоторых образцах достигает 0,23%. Содержание азота в алмазе коррелируется с некоторыми оптическими свойствами. По коэффициентам поглощения линий 1280 см^{-1} в инфракрасном и 3065 \AA в ультрафиолетовом спектрах можно установить концентрацию азота в алмазах. Часть примесного азота находится в парамагнитном состоянии (Smith et al., 1959), что обуславливает проявление ЭПР-спектров в кристаллах алмазов. Основываясь на этих закономерностях, некоторые исследователи провели изучение большого числа алмазов с целью установления концентрации в них азота, выяснения характера вхождения его в пространственную решетку и корреляции содержания N с физическими свойствами. Установлено, что имеются алмазы, не содержащие азота (или содержащие его в очень незначительном количестве). Эти алмазы относятся к типу II. Алмазы с повышенным содержанием N (до 0,24%) относятся к типу I. Выявлено большое влияние примеси азота на характер дефектов пространственной решетки кристаллов и многие физические свойства алмаза.

При исследовании ЭПР-спектров установлено, что наряду с N^{14} в алмазах присутствует незначительное количество N^{15} ; значение N^{14}/N^{15} равно приблизительно 1 : 180.

К и с л о р о д. Присутствие кислорода отмечалось в самых первых анализах алмазов. Так, Дольтер (Doelter, 1912) указывает, что в карбонадо содержание его составляет 1,5%. Сиил (Seal, 1966), проводивший микроэлектронное зондирование включений, находящихся во внешней зоне алмазов с оболочками, обнаружил в них кислород и кремний. Однако установленное им количество кислорода не находилось в стехиометрическом отношении с содержанием кремния. Сиил предположил, что кислород только ассоциирует с включениями, но не входит в их состав. Форма вхождения кислорода в алмаз осталась невыясненной.

Е. В. Соболев и С. В. Ленская (1965) полагают, что некоторые линии в ИК-спектрах могут быть обусловлены присутствием в алмазах кислорода или водорода.

Н а т р и й. Впервые примесь натрия в алмазе была установлена Чеслеем (Chesley, 1942) путем эмиссионного анализа: из 33 проанализированных алмазов следы натрия им обнаружены в 10. Относительно обогащенным этим элементом оказался темно-зеленый алмаз из Сьерра-Леоне, относящийся к разновидности алмазов с оболочками. Бантинг и Валкенбург (Bunting, Van Valkenburg, 1958), исследовавшие прозрачные, ювелирного качества алмазы, также обнаружили при эмиссионном анализе присутствие натрия в трех образцах.

Точные количественные измерения содержания натрия в алмазах были проведены радиоактивационным методом. Результаты этих исследований приведены в ряде работ (Кодочигов и др., 1966, 1967; Орлов и др., 1968). Из 45 кристаллов натрий был установлен в 32. Содержание его колебалось от $4,4 \cdot 10^{-7}$ до $4,2 \cdot 10^{-4}$ %. Сравнение содержания натрия в различных разновидностях кристаллов алмазов показало, что самым богатым натрием является сьерра-леонский алмаз с оболочкой.

В работе, касающейся изучения распределения примесей по объему кристаллов алмазов (Кодочигов и др., 1967), показано, что наибольшая концентрация натрия приурочена к поверхностной зоне кристаллов. Например, в алмазе весом 0,2033 г содержание натрия в поверхностной зоне достигло $3,4 \cdot 10^{-3}$ %, а в остальной части кристалла — лишь немного более $5 \cdot 10^{-8}$ %. Толщина слоя, в котором установлено максимальное содержание натрия, составляла приблизительно 3—4 мк.

Магний является одним из тех элементов, которые устанавливались в алмазах при химическом анализе их золы. Содержание MgO в золе колебалось от следов до 33,60 вес. %. Процентный выход золы и полные результаты ее химического анализа приведены далее (см. табл. 2). Примесь магния почти постоянно фиксируется в алмазах при эмиссионных анализах (Williams, 1932; Chesley, 1942; Raal, 1957; Bunting, Van Valkenburg, 1958; Гневушев, Кравцов, 1960). Из исследованных нами 30 кристаллов алмазов при полуквантовом эмиссионном анализе магний был установлен в 29; содержание его колебалось от следов до 0,001%. Более точное определение содержания магния проведено нейтронно-активационным методом. В исследованных семи кристаллах алмазов среднее содержание Mg составляло $3 \cdot 10^{-3}\%$ (Орлов и др., 1968).

Алюминий. Примесь алюминия впервые установлена в алмазах при химическом анализе их золы. Содержание Al_2O_3 в золе достигало 18,77 вес. %. Этот элемент почти постоянно фиксируется в алмазах при эмиссионных анализах. Чеслей (Chesley, 1942) отметил корреляцию между содержанием Al и Si: в кристаллах, в которых много Al, наблюдается повышенное содержание и Si. Максимальное содержание Al зафиксировано им в двух прозрачных кристаллах светло-желтого и светло-зеленого цвета, а также в одном из проанализированных образцов карбонадо.

Количество Al в алмазах измерено с помощью радиоактивационного анализа. Лайтоулерс (Lightowers, 1962), исследовавший 18 кристаллов алмазов, выявил колебание содержания в них Al от $0,1 \cdot 10^{-8}$ до $20 \cdot 10^{-8}$ г/г. При нейтронно-активационном анализе 45 кристаллов алмазов (Кодочигов и др., 1966) установлено изменение содержания алюминия от $1,3 \cdot 10^{-6}$ до $1,0 \cdot 10^{-2}\%$, причем наибольшее содержание алюминия выявлено в янтарно-желтом кубическом кристалле алмаза из трубки «Кимберлей».

Кремний. Присутствие кремния в алмазах впервые было обнаружено также при химическом анализе золы. Обычно этот элемент преобладает в золе алмазов (количество SiO_2 составляет в некоторых случаях 47,08 вес. %). Он постоянно фиксируется в алмазах при эмиссионных анализах. При полуквантовых эмиссионных анализах установлено содержание его в некоторых кристаллах до 0,03%. Особенно обогащены кремнием внешние зоны кристаллов алмазов с оболочками, в которых имеется большое количество микровключений. Эмиссионным анализом выявлено, что в этих зонах кремния на порядок больше, чем в ядре. Анализируя включения во внешней зоне этой разновидности кристаллов, Сиал (Seal, 1966) установил, что главным элементом в них является кремний. Очевидно, высокое содержание кремния в этих кристаллах обусловлено включениями, а не повышенной концентрацией его в самом алмазе.

Фосфор указывается Вильямсом (Williams, 1932) среди элементов-примесей, установленных в борте при эмиссионном анализе. Кроме того, он приводит химический анализ золы борта (фразезита), в которой определено 0,25 вес. % P_2O_5 . В одном кристалле из африканского месторождения при проведении эмиссионных анализов нами также зафиксирована примесь фосфора.

Скандий установлен в алмазах при радиоактивационном анализе. Он обнаружен в 14 из 38 исследованных алмазов. Содержание его колебалось от $5,4 \cdot 10^{-8}$ до $5,2 \cdot 10^{-6}\%$ (Кодочигов и др., 1966). Все алмазы, в которых обнаружен скандий, были представлены обычными разновидностями их кристаллов.

Кальций. Впервые примесь кальция была обнаружена в золе, полученной после сжигания борта и кристаллов с оболочками (Hintze, 1904; Doelter, 1912; Williams, 1932; см. табл. 2). Кальций часто фиксируется при эмиссионных анализах кристаллов алмазов. Относительно высокое содержание его устанавливается в некоторых алмазах с оболочками. Возможно, это объясняется вхождением кальция в состав включений, находящихся в

большом количестве в верхней зоне этих алмазов; присутствие Са в этих включениях было установлено Сиилом (Seal, 1966).

Т и т а н в незначительном количестве впервые установлен в золе (Doelter, 1912). Более поздние данные см. табл. 2. Фиксировался он при эмиссионных анализах. В некоторых алмазах содержание Тi составляло 0,001—0,005%. Представление о частоте обнаружения титана в алмазах могут дать следующие цифры: из 33 проанализированных Чеслеем кристаллов (Chesley, 1942) титан был установлен в восьми; из 25 кристаллов, исследованных Раалом (Raal, 1957), титан зафиксирован в девяти; нами проанализировано 30 алмазов, из них титан обнаружен в 20.

В двух кристаллах алмазов нами измерено содержание титана радиоактивационным методом (Орлов и др., 1968). Один из них имел форму куба и янтарно-желтый цвет (разновидность II, месторождение Кимберлей). Содержание титана в нем составляло $(5,0 \pm 0,5) \cdot 10^{-4}\%$. Второй кристалл представлял собой шпинелевый двойник октаэдров, бесцветный внутри, но интенсивно пигментированный с поверхности зелеными пятнами. Содержание титана в нем оказалось равным $(1,84 \pm 0,3) \cdot 10^{-9}\%$.

Х р о м впервые был установлен в алмазах с помощью спектрального эмиссионного анализа. Из 33 исследованных Чеслеем алмазов он был обнаружен в шести; Раал зафиксировал следы хрома только в одном из 25 кристаллов. Однако, как устанавливается более чувствительным радиоактивационным анализом, хром присутствует в алмазах значительно чаще. Так, из 38 исследованных нейтронно-активационным методом алмазов хром обнаружен в 29. Содержание его колеблется от $8,00 \cdot 10^{-6}$ до $9,67 \cdot 10^{-2}\%$ (Кодочигин и др., 1966).

М а р г а н е ц установлен в алмазах радиоактивационным методом. Из 45 исследованных алмазов он зафиксирован в 44. Содержание Mn колебалось от $2,5 \cdot 10^{-7}$ до $2,5 \cdot 10^{-4}\%$ (Кодочигов и др., 1966; Орлов и др., 1968). Можно считать, что этот элемент является постоянной примесью в алмазах.

Ж е л е з о. Наличие железа в алмазах впервые установлено при анализе их золы (Williams, 1932; см. табл. 2). При этом, если не учитывать приводимый Вильямсом результат анализа так называемого магнитного борта (стюарита), т. е. обычного зернистого агрегата алмаза, в котором находится включение магнетита, то можно отметить, что наиболее высокое содержание Fe установлено им в алмазах с оболочками. Железо часто выявляется в алмазах при эмиссионных анализах. Чеслей (Chesley, 1942) отмечал тенденцию Fe проявляться в окрашенных кристаллах. Анализируя различно окрашенные кристаллы алмазов из якутских месторождений, М. А. Гневушев и Я. М. Кравцов (1960) сделали вывод, что в повышенном количестве Fe встречается в желтых алмазах. При проведении нами эмиссионного анализа установлено, что в оболочках зональных кристаллов железа значительно больше, чем в кристаллическом ядре.

К о б а л ь т обнаружен в алмазах при радиоактивационных исследованиях. Он установлен в восьми из 38 кристаллов. Содержание его колебалось от $3,1 \cdot 10^{-6}$ до $7,7 \cdot 10^{-5}\%$ (Кодочигов и др., 1966).

М е д ь. Следы меди почти постоянно устанавливаются в алмазах при эмиссионных анализах. В некоторых случаях, как показывают полуквантитативные анализы, содержание ее достигает тысячных долей процента. Наиболее точные результаты получены при проведении радиоактивационного анализа. Из 45 кристаллов алмазов медь была обнаружена в 17. Содержание ее в этих кристаллах колебалось от $5,56 \cdot 10^{-6}$ до $7,25 \cdot 10^{-4}\%$ (Кодочигов и др., 1966; Орлов и др., 1968).

С т р о н ц и й, б а р и й, ц и р к о н и й. Впервые стронций и барий обнаружены в алмазах при эмиссионных анализах борта (Williams, 1932). Чеслей (Chesley, 1942) зафиксировал стронций в 12 из 33 кристаллов, причем максимальное содержание его выявлено в одном из алмазов с темно-зеленой

оболочкой (Сьерра-Леоне) и в прозрачном светло-зеленом алмазе (Бразилия).

Барий обнаружен Чеслеем в 20 из 33 кристаллов: относительно высокое содержание бария установлено им в девяти кристаллах. Следует отметить, что после этого присутствие бария в алмазах не отмечалось другими исследователями, проводившими спектральные анализы. Для проверки данных Чеслея нами совместно с А. И. Корниловой был проведен эмиссионный анализ на спектрографе ДФС-8. В результате этих исследований барий был установлен в семи из 12 образцов. Содержание его в кристаллах достигало 0,005% и в одном из образцов карбонадо — 0,01%. Кроме этого, в 15 из 30 кристаллов алмаза нами выявлено присутствие циркония.

Р е д к и е з е м л и. Радиоактивационным анализом в двух кристаллах алмазов обнаружен La. В слабо-желтоватом с округлыми ребрами октаэдре из кимберлитовой трубки «Айхал» содержание лантана достигало $(3,00 \pm 0,15) \cdot 10^{-4}\%$. В кристалле из африканского месторождения, имевшем комбинационную форму куба и октаэдра, непрозрачном, с темно-зеленой оболочкой, примесь лантана составляла $(1,4 \pm 0,01) \cdot 10^{-4}\%$ (Кодочигов и др., 1966; Орлов и др., 1968). Кроме лантана в алмазах был зафиксирован лютеций, содержание которого не превышало $2 \cdot 10^{-8}\%$.

П л а т и н а, з о л о т о, с е р е б р о и с в и н е ц. Следы платины, серебра и свинца установлены в алмазах при эмиссионных анализах. Платина была зафиксирована Чеслеем в двух кристаллах (Chesley, 1942). Примесь серебра и свинца также обнаружена Чеслеем. Из 33 проанализированных им алмазов присутствие свинца выявлено только в одном, а следы серебра — в девяти кристаллах.

Золото установлено в алмазах радиоактивационным методом. В одном из бразильских алмазов, представлявшем собой треугольной формы шпинелевый двойник, прозрачный, бесцветный, но с сильно пигментированной зелеными пятнами поверхностью, примесь золота составляла $(8,2 \pm 0,5) \cdot 10^{-7}\%$ (Орлов и др., 1968). В якутском алмазе из кимберлитовой трубки «Мир» (прозрачный бесцветный октаэдр с полицентрическим характером развития граней) золото было зафиксировано в количестве $(6,95 \pm 0,70) \cdot 10^{-8}\%$. В двух уральских алмазах, имевших форму додекаэдров, содержание его составляло $(5,4 \pm 0,25) \cdot 10^{-7}$ и $(7,2 \pm 0,1) \cdot 10^{-9}\%$ (Кодочигов и др., 1966).

Заключение

К настоящему времени имеются указания на присутствие в алмазах в виде примесей следующих элементов: H, B, N, O, Na, Mg, Al, P, Ca, Sc, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Cu, Sr, Ba, Zr, La, Lu, Pt, Au, Ag и Pb. Каковы же отличия химического состава алмазов различных разновидностей и алмазов из разных месторождений?

Первое время исследовался химический состав золы, оставшейся после сжигания различных алмазов, и был сделан ряд анализов, результаты которых приведены Дольтером (Doelter, 1912), Вильямсом (Williams, 1932). После сжигания обычных прозрачных кристаллов алмазов оставалось ничтожное количество золы (0,02—0,05%), которое трудно было анализировать. Количество золы после сжигания различных поликристаллических сростков алмазов составляет несколько процентов от их исходного веса, и о химическом составе таких алмазов имеется больше данных.

А. Ф. Вильямс проанализировал различные выделенные им разновидности борта («дробеобразный борт» — баллас, «стюартит» — обычный темный борт с примесью магнетита, «градиноподобный борт» — алмазы с оболочкой, «фразезит» — карбонадоподобное образование). Им установлено, что при сжигании дробеобразного борта остается незначительное количество золы, тогда как в градиноподобном борте выход ее составлял 1—3,5%, в фразезите 4,5—6,5%, в стюартите 3—19,5%. Содержания окислов раз-

Выход золы после сжигания алмазов и ее химический состав (по данным Вильямса, 1932)

Разновидность	Выход золы, вес. %	Химический состав золы, вес. %							Примечания
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	P ₂ O ₅	
Магнитный борт	3,77; 4,05; 9,44; 10,47; 10,60	31,47	23,46	18,77	Следы	1,95	22,39	—	Обычный борт с примесью магнетита
Стюартит	2,32; 2,36; 3,02; 8,37; 8,70; 10,67; 19,3	47,08	16,50	13,90	0,34	5,94	16,24	—	
Градиноподобный борт	1,03; 1,27; 1,33; 1,52; 1,60; 2,20; 2,32; 2,36; 3,59; 3,80	38,69 46,82	11,49 —	11,77 13,33	0,30 —	7,27 6,60	29,51 33,60	—	По описанию тождествен coated diamonds — алмазу с оболочкой
Фрамезит	4,51; 4,74; 5,56; 5,88; 5,91; 6,45	45,51	11,70	6,31	0,44	9,43	26,30	0,25	Близок к карбонадо
Шот-борт (дробеобразный борт)	Незначительное количество	40,0	26,6	—	—	13,3	21,6	—	Баллас

Аналитик Джон Перри.

личных элементов, установленных в золе, приведены в табл. 2. Эти данные, безусловно, интересны, но следует иметь в виду, что поликристаллические сростки, как правило, содержат включения других минералов, а в борте встречаются даже включения кусочков породы. Поэтому в данном случае трудно сказать, все ли элементы, обнаруженные в золе зернистых агрегатов алмаза, находятся в них в виде примеси; весьма возможно, что основное количество их связано с включениями. Это особенно хорошо видно на примере стюартита, в котором высокое содержание золы и Fe₂O₃ объясняется присутствием включений магнетита. В связи с наличием включений трудно делать какие-либо выводы об относительном обогащении примесями поликристаллических разновидностей алмазов по сравнению с их монокристаллами.

Касаясь сравнения различно окрашенных монокристаллов алмазов, можно отметить следующее: при анализе содержаний примесей, установленных эмиссионным анализом, Чеслей (Chesley, 1942) заметил, что такие элементы, как Fe и Ti, обнаруживаются чаще всего в окрашенных алмазах. Судя по описанию анализированных им кристаллов, эти окрашенные алмазы представляли собой определенную разновидность, называемую в настоящее время алмазами с оболочкой. Эмиссионным анализом нами отчетливо выявлено на нескольких кристаллах алмазов этой разновидности, что ядро их, представляющее собой обычный прозрачный кристалл алмаза, содержит меньше примесей некоторых элементов, чем оболочка. В оболочке значительно выше содержание Fe, сравнительно больше Si, Mg, а также Ca, и, как показывает рентгеноабсорбционный анализ, в ней находится примесь одного из тяжелых элементов — Ti или Zr (Kamija, Lang, 1965). Однако эта особенность, возможно, обусловлена присутствием в оболочке большого количества микроскопических включений, в которых при электронном микрозондировании установлены Si, Ca, K (точно включения пока еще не идентифицированы, и химический состав их не установлен полностью). Это обстоятельство не-

обходимо иметь в виду, так как если сравнивать результаты эмиссионных анализов обычных кристаллов и алмазов с оболочками, то последние, окрашенные в желтый, желто-зеленый и другие цвета, будут всегда более обогащены примесями.

М. А. Гневушев и Я. М. Кравцов (1960) отмечали, что количество примеси Fe и Ti в окрашенных алмазах повышено по сравнению с бесцветными алмазами. Они сделали вывод, что эти элементы обуславливают окрашивание алмазов в желтый цвет. Исследованиями последних лет упомянутый вывод о природе окраски алмазов не подтверждается. Более обоснованной является точка зрения, что желтая окраска связана с примесью азота, замещающего атомы углерода в решетке алмаза. Однако вывод этих авторов относительно обогащенности окрашенных алмазов примесями подтверждается данными нейтронно-активационного анализа.

Радиоактивными анализами кристаллов алмазов (Орлов и др., 1968), позволяющими с большой точностью определить количество примеси, было выявлено, что максимальное содержание примесей некоторых элементов находится в интенсивно окрашенном в янтарно-желтый цвет кубическом кристалле. В нем зафиксировано самое высокое содержание Al $(1,05 \pm \pm 0,05) \cdot 10^{-2}\%$ и Cr $(2,7 \pm 0,15) \cdot 10^{-4}\%$, присутствие Ti, Mn и сравнительно большое количество Na. Таким образом, по концентрации примесей эта разновидность алмазов как будто выделяется среди других монокристаллов, но статистически это пока не подтверждено. Каких-либо особенностей в содержании элементов-примесей в алмазах из отдельных месторождений не обнаружено, хотя было исследовано 45 кристаллов алмазов из месторождений Советского Союза, Африки и Бразилии (Кодочигов и др., 1966; Орлов и др., 1968). Полученные данные позволяют сделать вывод, что многие элементы присутствуют в виде примесей в алмазах всех месторождений постоянно, но значительной концентрации в каких-либо типах кристаллов не образуют.

Интересные результаты были получены при исследовании распределения примесей по объему кристаллов алмазов (Кодочигов и др., 1967). Алмазы облучались для возбуждения активности у элементов-примесей, и сначала измерялось их содержание во всем объеме кристалла. Затем алмазы подвергались травлению в расплаве селитры. При этом из корродированной («растворенной») части алмаза примеси с наведенной активностью переходили в расплав, что давало возможность изучить количество примесей в растворенной верхней части алмаза и замерить их содержание в оставшейся части кристалла. Некоторые кристаллы травились последовательно 3—4 раза. Этими исследованиями было установлено, что концентрация замерявшихся элементов-примесей (Na, Cu, Cr, Mn и La) резко падает от верхних зон к центру кристалла.

В связи с тем, что природные алмазы являются исключительно дефицитным материалом и многие интересные кристаллы часто недоступны для исследования, в настоящее время еще слабо изучена корреляция между свойствами алмазов и элементами-примесями, входящими в их структуру. Между тем в ряде работ показано влияние на полупроводниковые, оптические и другие свойства алмазов элементов-примесей (N, B, Al).

Характер вхождения в решетку других элементов, находящихся в алмазе, и влияние их на физические свойства еще остаются неясными. Можно надеяться, что детальные взаимосвязанные исследования физических свойств алмазов, особенностей строения их кристаллов и химического состава в ближайшем будущем позволят выяснить эти вопросы.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Кропотова О. И., Устинов В. И.* Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным C^{12}/C^{13} . — *Геохимия*, 1965, № 6.
- Гневущев М. А., Кривоцв Я. М.* О составе примесей в уральских и якутских алмазах. — *Докл. АН СССР*, 1960, 130, № 6.
- Голубчина М. Н., Рабинович А. В.* Изотопный состав углерода алмазов и связанных с ними пород. — *Информ. сб. ВСЕГЕИ*, 1958, № 5.
- Кодочигов П. Н., Глазунов М. П., Меднис И. В., Спицын В. И.* Определение примесей в естественных алмазах активационным методом. — В кн. «Нейтронно-активационный анализ». Рига, изд-во «Зинатне», 1966.
- Кодочигов П. Н., Орлов Ю. Л., Спицын В. И.* Зональное распределение примесей в кристаллах алмаза. — *Докл. АН СССР*, 1967, 172, № 1.
- Орлов Ю. Л.* Разновидности кристаллов и поликристаллических сростков алмаза. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 16. Изд-во «Наука», 1965.
- Орлов Ю. Л., Кодочигов П. Н., Глазунов М. П. и др.* Радиоактивационное определение примесей в алмазах. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 18. Изд-во «Наука», 1968.
- Соболев Е. В., Ленская С. В.* О проявлении «газовых» примесей в спектрах природных алмазов. — *Геол. и геофиз.*, 1965, № 2.
- Bunting E. N., Van Valkenburg A.* Some properties of diamond. — *Amer. Min.*, 1958, 43, № 1—2.
- Chesley F. G.* Investigation of the minor elements in diamond. — *Amer. Min.*, 1942, 27, № 1.
- Craig H.* The geochemistry of the stable carbon isotopes. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1953, 3, № 2/3.
- Doelter C.* Handbuch der Mineralchemie. 1912.
- Hintze C.* Handbuch der Mineralogie. Leipzig, 1904.
- Kaiser W., Bond W. L.* Nitrogen, a major impurity in common type I diamond. — *Phys. Rev.*, 1959, 115, № 4.
- Kamija Y., Lang A. R.* On the structure of coated diamonds. — *Phil. Mag.*, 1965, 11, N 110.
- Lightowers E. C.* Determination of submicrogram quantities of aluminum in natural diamonds by neutron activation analysis. — *Analyt. Chem.*, 1962, 34, № 11.
- Raal F. A.* A spectrographic study of the minor elements content of diamond. — *Amer. Min.*, 1957, № 5—6.
- Seal M.* Nature of Diamond Coat. — *Phil. Mag.*, 1966, 13, № 123.
- Smith W. V., Sorokin P. P., Gelles I. L., Lasher G. J.* Electron-spin Resonance of Nitrogen Centers in Diamond. — *Phys. Rev.*, 1959, 115, № 6.
- Wickman F. E.* The cycle of carbon and the stable carbon isotopes. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1956, 9, № 3.
- Williams A. F.* The Genesis of the Diamond. London, 1932.

Е. Г. ПРОЩЕНКО, А. Я. ВОЛЖЕНКОВА, А. В. БЫКОВА,
Г. К. КРИВОКОНЕВА, Л. И. РЫБАКОВА

ПЕРВАЯ НАХОДКА РОУЛАНДИТА В СССР

Роуландит принадлежит к числу исключительно редких и недостаточно изученных метамиктных силикатов иттрия. Он установлен Хидденом в 1891 г. (Hidden, 1891) в альбитизированных участках гранитных пегматитов Барингер Хилл, США (Hidden, 1905; Hess, 1908; Landes, 1932). До последнего времени это была единственная находка минерала, по которой в последующие годы уточняли его состав и физические свойства (Hidden, Hillebrand, 1893; Frondel, 1961). Несмотря на то что исследовался минерал из одной коллекции, данные о его формуле и свойствах весьма противоречивы (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Характеристика роуландита из Барингер Хилл

Состав и свойства	Hidden, Hillebrand (1893)	Frondel (1961)
Формула	$Y_4Fe [Si_2O_7]_2 F_2$	$(Y, Fe, Ce)_3 [SiO_4]_2 (F, OH)$
Уд. вес	4,513	4,39
Показатель преломления	1,725	1,704

Е. Г. Прощенко обнаружен роуландит на Кольском п-ове в постмагматических жильных образованиях, генетически связанных со щелочными эгирин-арфведсонитовыми гранитами.

В отличие от первой находки его в пегматитах (Hidden, 1891), роуландит установлен в минерализованной зоне дробления среди палеозойских биотит-микроклиновых гранитов. Указанная зона имеет существенно кварц-альбит-цирконовый состав с разнообразными редкоземельными минералами. Четко выраженное полосчатое строение таких зон отличается последовательной сменой минерализации и характера выделений жильных минералов. В направлении от лежачего к висячему боку прослеживаются: а) кварц-альбит-цирконовая подзона; б) подзона сильно дробленого охристого кварца с гнездами ураноторита, ферриторита, иттриалита, гадолинита, роуландита; в) подзона жильного сливного кварца с таленитом; г) подзона кварц-альбитового состава с фергусонитом и торитом; д) подзона кварц-альбитового состава с редкоземельным пирохлором; е) подзона альбит-малаконового состава.

Акцессорные редкоземельные минералы в зоне и в подзонах распределяются неравномерно, образуя редкие гнезда или мелкую вкрапленность. Обнаруженный минерал первоначально определен А. Я. Волженковой как

зеленый иттриалит, но последующее изучение свойств и состава позволило отождествить его с роуландитом (Hidden, Hillebrand, 1893). Исследовался также образец эталонного роуландита из Барингер Хилл (шт. Техас, США), любезно присланный профессором К. Фронделом. Замеренные нами удельный вес и показатель преломления минерала соответствуют приведенным Хидденом и Хиллебрандтом (Hidden, Hillebrand, 1893).

Роуландит встречен в ассоциации с таленитом, абукумалитом, иттриалитом и гадолинитом. Он образует выделения неправильной формы с размером зерен до 4 мм. Цвет минерала голубовато-зеленый. Макроскопически он едва отличается от гадолинита, который имеет оливковый оттенок. Нередко зерна роуландита обладают пятнистой бурой окраской, явно приуроченной к микротрещинам. Для изучения отбирались две разновидности минерала: голубовато-зеленая и зеленовато-бурая, которые, как будет показано далее, вполне тождественны. Трудность заключалась в разделении роуландита и гадолинита, но благодаря тому, что последний оказался кристаллическим, удалось достаточно чисто выделить роуландит под бинокляром в этиленгликоле. Контроль чистоты осуществлялся под бинокляром в скрещенных николях.

Блеск роуландита стеклянный, сильный, излом раковистый, спайность отсутствует. Минерал изотропный, метамиктный. Измеренные физические свойства приведены в табл. 2.

Физические свойства роуландита

Т а б л и ц а 2

Свойства	СССР, Кольский п-ов		США, Барингер Хилл
	I. Голубовато-зеленый	II. Зеленовато-бурый	III. Голубовато-зеленый
Уд. вес (d)			
экспериментальный	4,56	4,54	4,54
вычисленный	4,58	4,56	4,54
Показатель преломления (N)			
экспериментальный	1,726	1,726	1,726
вычисленный	1,720	1,722	1,728
Микротвердость (H) экспериментальная (в $кГ/мм^2$)	—	616	612

Как видно из табл. 2, расхождения экспериментальных и теоретических значений d и N трех образцов роуландитов незначительны. Для проверки экспериментальных значений N и d была использована известная зависимость Дейла и Гладстоуна между этими величинами и удельной энергией светопреломления вещества (K): $N-1 = dK$ (Ларсен, Берман, 1965). Опустив громоздкие вычисления значений K для всех трех образцов, заметим, что удельные энергии светопреломления K окислов редких земель для наших анализов брались согласно индивидуальному составу TR, а для американского анализа — согласно группировке TR в табл. 3.

Химические анализы двух роуландитов СССР и эталонного из США (см. табл. 3) близки. Выявляются различия в содержаниях FeO и Y_2O_3 , и намечается обратная зависимость между ними. В нашем роуландите больше MnO; в буроватых разновидностях определено 1,10% H_2O . По составу TR (табл. 4) обе изученные разновидности едва различимы. На общем фоне комплексного состава резко выделяются повышенные концентрации Y, Dy, Ce. Для сравнения с образцом из США состав TR был пересчитан на абсолютные содержания и сгруппирован по тому же принципу, что и у Хиддена (см. табл. 3). Содержания групп La_2O_3 , Y_2O_3 , Ce_2O_3 оказались аналогичными.

Т а б л и ц а 3

Химический состав роуландита *

Оксиды	СССР						США		
	I. Голубовато-зеленый			II. Зеленовато-бурый			III. Голубовато-зеленый		
	вес. %	атомн. коллич.	коллич. атомов на 9 катионов	вес. %	атомн. коллич.	коллич. атомов на 9 катионов	вес. %	атомн. коллич.	коллич. атомов на 9 катионов
SiO ₂	27,86	463	4,09	26,80	446	4,04	26,04	433	3,91
TiO ₂	0,51	006	—	0,60	007	—	0,39	—	—
ThO ₂	1,43	005	0,04	1,37	005	0,05	0,59	002	0,01
Ce ₂ O ₃	6,80	042	0,37	5,55	037	0,35	5,06	030	0,27
La ₂ O ₃	9,10	050	0,44	7,51	043	0,40	9,34	055	0,50
Y ₂ O ₃	41,24	310	2,75	45,60	329	2,99	47,70	358	3,24
B ₂ O ₃	Не обн.	—	—	0,10	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	» »	—	—	Не обн.	—	—	0,09	011	—
FeO	7,70	107	0,95	6,30	087	0,80	4,39	061	0,55
CaO	0,96	017	0,15	0,75	013	0,12	0,50	008	0,08
MnO	1,70	023	0,21	2,00	028	0,25	0,67	009	0,08
MgO	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—	1,62	040	0,36
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,28	009	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,34	007	—
H ₂ O-	—	—	—	—	—	—	0,24	026	—
H ₂ O+	Не обн.	—	—	1,10	122	0,55	—	—	—
F	3,81	200	1,77	3,87	203	1,85	3,87	203	1,84
P ₂ O ₅	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	101,11			101,55			101,12		
O=F ₂	1,42			1,63			1,63		
С у м м а	99,69			99,92			99,49		

Аналитик А. В. Быкова; W. F. Hillebrand, 1893]

* Пересчет на Ce₂O₃, La₂O₃, Y₂O₃ проведен на основании расшифровки TR₂O₃ рентгеноспектральным методом.

Т а б л и ц а 4

Состав TR в роуландите (при TR=100%)

Разновидность	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
I. Голубовато-зеленый	3,7	12,0	1,3	5,4	4,2	0,4	5,0	1,7	11,0	2,8	5,5	0,7	1,8	1,1	(43,4)*
II. Зеленовато-бурый	3,1	10,6	1,2	4,7	3,5	0,3	3,8	1,5	11,0	3,1	7,3	1,0	4,3	1,2	(43,4)*

* Дано по разности.

Как показано в табл. 1, один и тот же анализ роуландита выражен разными формулами. Применяв общеизвестные принципы пересчета анализов и группировки атомов, мы попытались привести все три анализа к одной из указанных формул (табл. 5). Очевидно, что формула Y₄Fe[Si₂O₇]₂F₂ более соответствует реальным атомным соотношениям. Поэтому она была принята в качестве основы расчета.

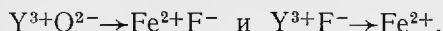
Атомные отношения в роуландите, сгруппированные по Хиддену и Фронделу

Образец	Hidden, Hillebrand (1893)	Frondel (1961)
	$Y_4Fe [Si_2O_7]_2 F_2$ (расчет на $5=Y+Fe$)	$(Y, Fe, Ce)_3 [SiO_4]_2 F$ (расчет на $3=Y+Fe$)
I. СССР	$(TR, Th, Ca)_{3,82} (Fe, Mn)_{1,18} [Si_{2,08}O_{7,1}]_2 F_{1,8}$	$(TR, Fe, Ca \dots)_3 [Si_{1,25}O_{4,3}]_2 F_{1,08}$
II. СССР	$(TR, Th, Ca)_{3,94} (Fe, Mn)_{1,06} [Si_{2,04}O_{7,1}]_2 F_{1,86}$	$(TR, Fe, Ca \dots)_3 \times$ $\times (Si_{1,23}O_{4,26})_2 F_{1,12}$
III. США	$(TR, Th, Ca)_{4,02} (Fe, Mn, Mg)_{0,98} \times$ $\times [Si_{1,91}O_{6,88}]_2 F_{1,79}$	$(TR, Fe, Ca \dots)_3 \times$ $\times [Si_{1,15}O_{4,12}]_2 F_{1,08}$

При вычислении коэффициентов за исходную расчетную величину была принята общая сумма катионов, равная 9 (см. табл. 3). Ниже приведены пересчитанные формулы роуландитов:

- I. $(Y, Dy, Ce, Th, Ca)_{3,75} (Fe, Mn)_{1,16} [Si_{4,09}O_{14,04}] F_{1,77}$;
 II. $(Y, Dy, Ce, Th, Ca)_{3,91} (Fe, Mn)_{1,05} [Si_{4,04}O_{14,01}] F_{1,85} \cdot 0,55 H_2O$;
 III. $(Y, Dy, Ce, Th, Ca)_{4,10} (Fe, Mn, Mg)_{0,99} [Si_{3,91}O_{14,03}] F_{1,84}$.

Такой расчет приводит к наиболее удовлетворительному балансу валентностей. Во всех анализах фиксируются недостаток F (от 0,16 до 0,23) и дефицит одной из катионных групп. При этом наблюдается явная взаимосвязь между группами TR и Fe, заключающаяся в постоянном сохранении их суммарного значения, близкого к 5 ($3,75+1,16=4,91$; $3,91+1,05=4,96$; $4,10+0,99=5,09$), что позволяет объединить обе группы. Тогда типовая формула роуландита примет вид: $(Y_4Fe)_3 [Si_2O_7]_2 F_2$. Предполагается изоморфизм между Y^{+3} и Fe^{+2} по схемам:



Последняя подтверждается фактическими данными (рис. 1) о прямой обратной зависимости между YF и Fe.

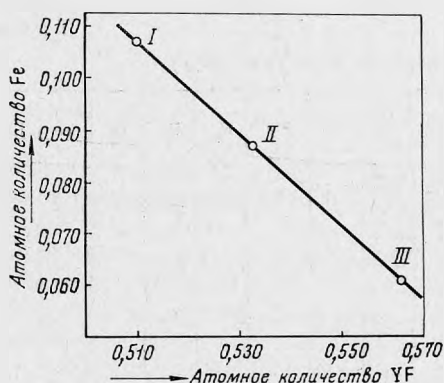


Рис. 1. Обратная зависимость между Fe и YF в роуландите

Термический анализ выполнен для кольского образца (рис. 2). Отчетливо фиксируется экзотермический эффект при $850^\circ C$, связанный с переходом роуландита в кристаллическое состояние. Значительно слабее выражен экзотермический эффект при $1000^\circ C$. По-видимому, последний характеризует удаление фтора из минерала. Дифференциальная кривая иттриалита отличается широким экзотермическим эффектом в области $100-300^\circ C$ и

Т а б л и ц а 6

Межплоскостные расстояния продуктов прокаливания роуландита с Кольского п-ова (II), из Барингер Хилл (III) и иттриалита (IV)

800°C				900—1000°C				1050°C				1000°C	
II		III		II		III		II		III		IV	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	—	—	6	6,68	—	—	9	6,62	10	6,65	10	6,63
—	—	—	—	21	5,50	—	—	10	5,76	10	5,87	10	5,77
—	—	—	—	6	5,23	—	—	—	—	—	—	—	—
21	4,94	33	4,89	5	4,89	50	4,91	—	—	12	4,94	—	—
—	—	—	—	12ш	4,41	16 ^o	4,34	17	4,34	30	4,33	24	4,35
—	—	—	—	16	4,18	14	4,23	10	4,195	22	4,18	12	4,20
11 ^k	4,04	—	—	8	4,05	6 ^k	4,02	5 ^k	4,07	—	—	—	—
11	3,822	—	—	8	3,860	16	3,908	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	27	3,785	12 ^x	3,795	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	12	3,643	—	—	—	—
14	3,613	25	3,591	16	3,618	46 ^{rx}	3,603	—	—	—	—	—	—
26	3,536	40	3,512	21	3,508	37	3,528	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	5	3,449	—	—	9	3,45
—	—	—	—	—	—	—	—	6	3,383	—	—	—	—
—	—	—	—	21	3,326	—	—	—	—	—	—	—	—
8	3,313	7	3,285	22 ⁱ	3,311	30 ^{ri}	3,306	48	3,317	43	3,306	32	3,32
—	—	—	—	22	3,265	18 ^x	3,250	3	3,274	—	—	—	—
—	—	—	—	21	3,157	—	—	11	3,126	—	—	—	—
—	—	—	—	100	3,098	50 ^x	3,093	—	—	—	—	—	—
100	3,070	100	3,055	—	—	100	3,065	5 ^o	3,062	15 ^o	3,064	—	—
—	—	—	—	35 ⁱ	3,016	35 ⁱ	3,005	100	3,013	100	3,001	100	3,01
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2,963	—	—
15	2,909	23	2,900	20 ⁱ	2,906	50 ^{ri}	2,903	42	2,909	58	2,902	43	2,91
10	2,853	7	2,832	16 ⁱ	2,864	15 ^{ri}	2,858	20	2,865	22	2,849	24	2,86
48	2,789	29ш	2,793	56 ^{xi}	2,816	41 ^{ri}	2,788	24	2,800	42	2,785	28	2,81
—	—	—	—	19	2,750	—	—	5	2,763	—	—	9	2,76
22	2,728	—	—	16	2,719	—	—	19	2,718	42	2,699	20	2,72
21	2,703	13	2,710	—	—	20ш	2,702	13	2,692	—	—	—	—
17 ^o	2,643	—	—	—	—	10 ^o	2,660	6	2,649	—	—	4	2,65
—	—	—	—	—	—	22ш	2,620	—	—	—	—	—	—
17	2,614	17	2,605	8	2,609	—	—	5	2,603	7	2,597	—	—
—	—	—	—	7	2,561	—	—	10	2,555	23	2,531	8	2,56
21	2,536	26	2,521	8	2,518	38	2,536	—	—	—	—	—	—
14	2,464	25	2,440	13	2,413	30	2,452	—	—	10	2,439	—	—
—	—	—	—	11	2,338	—	—	6	2,369	13	2,314	5	2,36
—	—	—	—	5	2,300	15	2,296	4	2,283	—	—	—	—
—	—	—	—	6	2,268	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	44	2,238	19 ^x	2,242	4	2,235	—	—	6	2,22
—	—	—	—	9	2,205	—	—	14	2,214	15	2,202	13	2,19
—	—	—	—	19	2,178	13 ^x	2,187	14	2,195	10	2,182	—	—
—	—	18	2,116	22	2,128	15	2,148	10	2,144	10	2,134	10	2,15
9ш	2,130	12	2,100	22	2,106	15	2,128	18	2,109	13	2,105	14	2,11
28ш	2,084	25	2,078	7	2,083	30	2,095	9	2,070	—	—	—	—
—	—	15	2,065	6	2,063	27	2,075	9	2,059	—	—	5	2,07
9	2,027	4	2,030	7	2,033	6	2,050	5	2,027	—	—	—	—
—	—	—	—	11	1,982	10	1,995	—	—	—	—	—	—
9	1,961	14	1,952	6	1,966	10	1,965	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	1,934
19	1,920	18	1,908	8	1,919	25	1,915	5	1,908	12	1,909	5	1,923

Таблица 6 (окончание)

800°C				900—1000°C				1050°C				1000°C	
II		III		II -		III		II		III		IV	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	—	—	8	1,894	—	—	5	1,892	—	—	5	1,890
10°	1,870	—	—	14	1,875	15°	1,862	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	6	1,861	—	—	8	1,866	10	1,864	6	1,860
—	—	—	—	10	1,845	—	—	8	1,844	7	1,841	—	—
—	—	—	—	11	1,823	10x	1,823	—	—	—	—	—	—
21	1,813	24	1,799	11	1,803	28	1,805	28	1,813	18	1,805	22	1,814
—	—	—	—	6	1,790	—	—	7	1,786	13	1,783	—	—
18	1,771	16	1,757	6	1,774	27	1,763	8	1,771	—	—	9	1,776
—	—	—	—	—	—	—	—	7	1,757	20	1,755	4	1,757
—	—	—	—	10	1,732	—	—	7	1,731	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22	1,723	4	1,721
19	1,728	21	1,712	18	1,712	40ш	1,722	7	1,721	—	—	—	—
—	—	—	—	7	1,689	—	—	8	1,697	—	—	4	1,699
9	1,682	6	1,678	14	1,673	6	1,680	6	1,685	—	—	—	—
—	—	—	—	8	1,664	—	—	6	1,660	—	—	—	—
—	—	6	1,628	10	1,636	13	1,640	6	1,643	7	1,640	5	1,638
—	—	—	—	6	1,621	13	1,622	10	1,625	7	1,625	8	1,627
—	—	—	—	5	1,606	7°	1,601	10	1,604	—	—	8	1,606
—	—	—	—	—	—	—	—	10	1,597	13	1,597	8	1,599
—	—	—	—	6	1,584	8	1,585	4	1,577	—	—	—	—
—	—	—	—	10	1,570	8	1,565	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	6	1,553	10	1,556	2	1,548	—	—	4	1,555
9	1,538	—	—	5	1,528	11	1,538	4	1,534	—	—	—	—
—	—	—	—	5	1,515	11	1,520	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	5	1,507	8	1,499	5	1,507	8	1,505	4	1,508
—	—	—	—	—	—	—	—	5	1,491	—	—	—	—
6	1,476	—	—	6	1,478	6	1,475	6	1,465	—	—	—	—
14	1,460	—	—	10	1,455	14	1,456	—	—	13	1,456	6	1,457
12	1,427	—	—	4	1,434	7	1,422	—	—	—	—	—	—
11	1,394	—	—	10	1,414	10	1,393	—	—	—	—	—	—

Еще 18 ли-
ний до зна-
чения $d=$
 $=1,061$

Еще 4 ли-
нии до зна-
чения $d=$
 $=1,262$

П р и м е ч а н и е. Съемка проводилась в камере РКУ-114,6 мм на Fe-излучении. Пленки промерялись линейкой с ценой деления 0,2 мм. Интенсивность оценивалась при помощи марок почернения с шагом $\sqrt[4]{2}$ и нормировались по 100-балльной шкале. Буквами *k*, *o*, *r*, *x*, *i* обозначены линии, соответствующие сильным отражениям примесных фаз: *k* — кристобалит; *o* — окись иттрия; *r* — «роуландит»; *x* — фаза; *i* — иттриалит.

четким экзотермическим пиком при 940° С. Тем самым подчеркивается индивидуальность кривой нагревания роуландита.

После отжига при 800° С минерал остается прозрачным, но изменяет окраску до красно-коричневой и становится неоднородным. На многих зернах появляются выделения кремового цвета с жирным блеском и выделения серовато-белого цвета. Рентгенометрически установлено, что кремовое вещество обладает структурой абукумалита, а серовато-белое представляет собой окись иттрия. Обе фазы наблюдаются во всем интервале прокаливания вплоть до 1050° С. После 920° С роуландит становится непрозрачным, темно-коричневым. Под микроскопом красно-бурые зерна анизотропны. Пока-

затели преломления повышаются: $N_g \approx 1,830$, $N_p \approx 1,823$. В естественном состоянии роуландит рентгеноаморфен.

Постепенное и одновременное нагревание в муфельной печи техасского и кольского роуландитов (при 800, 900, 920, 950°С в течение 5 час и при 1000, 1050°С в течение 1 час) позволяет провести сравнение продуктов прокаливания. Четкие дебаеграммы появляются при 800°С (табл. 6). При этой температуре оба роуландита обнаруживают одинаковую кристаллическую структуру. Полученные рентгенограммы индивидуализированы и не отождествляются с рентгенограммами других известных минералов, что приводит нас к мысли о принадлежности этой фазы к роуландиту. Однако



Рис. 2. Дифференциальные кривые нагревания роуландита (верхняя) и иттриалита (нижняя)

пока нет доказательств того, что эту структуру минерал имел и до метамиктизации, поэтому название фазы «роуландит» берется в кавычки.

При дальнейшем прокаливании минерал претерпевает фазовые превращения. В интервале температур 900—1000°С продукты прокаливания обоих роуландитов существенно различаются по количественному соотношению вновь появляющихся кристаллических фаз. Если в кольском роуландите основной является не расшифрованная пока x -фаза, то в техасском образце главной остается фаза, появившаяся при 800°С, а x -фаза наблюдается в качестве примеси. В обоих образцах присутствуют высокотемпературная фа-

Т а б л и ц а 7

Фазовые превращения роуландита *

Состояние (температура, °С)	Кристаллическая фаза роуландита	
	СССР	США
Исходное	Метамиктный	Метамиктный
800	«Роуландит» Окись иттрия Кристобалит	«Роуландит»
900—1000	x Высокотемпературный иттриалит Окись иттрия Кристобалит	«Роуландит» x Высокотемпературный иттриалит Окись иттрия Кристобалит
1050	Высокотемпературный иттриалит Окись иттрия Кристобалит	Высокотемпературный иттриалит Окись иттрия Кристобалит

* Кроме указанных фаз в продуктах прокаливания роуландита постоянно наблюдаются выделения абукумалита.

за иттриалита¹, а также окись иттрия и кристобалит. Полученная нами дебаеграмма техасского роуландита, прокаленного при 900° С, идентична дебаеграмме, полученной Фронделом (Frondel, 1961) на том же материале, но прокаленном в токе азота.

После прокаливания свыше 1000° С оба образца дают идентичные дифракционные картины, которые полностью соответствуют дифракционной картине иттриалита, прокаленного при 1000° С. Примесь составляют две фазы: окись иттрия и кристобалит. Переход роуландита в высокотемпературную фазу иттриалита, очевидно, возможен при удалении фтора из структуры роуландита, что согласуется с кривой нагревания.

Таким образом, фазовым анализом установлено, что продукт прокаливания роуландита представляет собой многофазное вещество. Фазовые превращения показаны в табл. 7.

Выводы

1. Описанный образец роуландита с Кольского п-ова является второй находкой этого редкого минерала. Он установлен в кварц-альбитовых постмагматических жильных образованиях, генетически связанных со щелочными эгирин-арфведсонитовыми гранитами, в ассоциации с цирконом, абукумалитом, ферриторитом, фергусонитом, иттриалитом, таленитом, гадолинитом, пироксолом.

Известный до сих пор роуландит из гранитных пегматитов Барингер Хилл (США) также приурочен к участкам интенсивной альбитизации и характеризуется той же ассоциацией минералов.

2. Установленный нами на Кольском п-ове роуландит по составу, физическим и оптическим свойствам, а также по геологическим условиям нахождения и минеральным ассоциациям аналогичен роуландиту из Барингер Хилл.

3. Рентгенометрические исследования показывают, что кольский и техасский образцы представляют один минеральный вид.

4. Различия фазовых превращений в процессе прокаливания образцов, по-видимому, следует связывать с некоторым отклонением состава кольского роуландита.

Образец кольского роуландита передан в Минералогический музей Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов и в Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана АН СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Изд-во «Недра», 1965.
- Frondel C. Two yttrium minerals: spencite and rowlandite. — *Canad. Min.*, 1961, 6, pt 5.
- Hess F. L. Minerals of the rare-earth metals at Baringer-Hill, Llano County, Texas. — *Geol. Surv. Bull.*, 1908, № 340.
- Hidden W. E. Preliminary Notice of a New Yttrium Silicate. — *Amer. J. Sci.*, 1891, 42.
- Hidden W. E. Some results of late research in Llano County, Texas. — *Amer. J. Sci.*, 4-th ser., 1905, 19.
- Hidden W. E., Hillebrand W. F. Description of Rowlandite. — *Amer. J. Sci.*, 1893, 46.
- Landes K. The Baringer Hill, Texas, pegmatite. — *Amer. Min.*, 1932, 17, № 8.

¹ Высокотемпературной фазой иттриалита мы называем фазу, образующуюся после прокаливания природного иттриалита при 1000—1100° С.

М. С. САХАРОВА, В. Г. ДЕМИДОВ

**О СООТНОШЕНИИ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА
НА ДАРАСУНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ**

Золото и серебро являются геохимически родственными элементами, их совместное накопление происходит в эндогенных месторождениях различного типа. Количественные соотношения этих металлов могут привлекаться для выяснения геохимической обстановки в период рудообразования.

Из показателей, характеризующих соотношения золота и серебра в золоторудных месторождениях, чаще всего используют коэффициент корреляции этих металлов и пробу золота. В качестве индикатора геохимических условий рудоотложения привлекается величина серебряно-золотого отношения (Щербина, 1956; Бадалов, Касымов, 1961; Fitzgerald et al., 1967). Средняя величина серебряно-золотого отношения в земной коре в соответствии с кларками этих элементов (Виноградов, 1956) равна 20. Однако диапазон изменения рассматриваемого отношения и его причины исследованы мало.

Нами на примере Дарасунского золоторудного месторождения изучены соотношения серебра и золота в самородном золоте, в важнейших минералах-концентраторах этих элементов, в рудах и измененных породах, а также показаны закономерности изменения этого показателя в вертикальном разрезе рудных жил.

Дарасунское месторождение располагается в пределах золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья. Основные черты его геологического строения и минералогии неоднократно освещались в литературе (Тимофеевский, 1962; Сахарова, 1966, 1968). Оно относится к гидротермальному типу, представлено серией кварц-сульфидных жил, характеризуется сложным полиминеральным составом со значительным развитием сульфидов и сульфосолей (40—60%).

Золото в рудах месторождения самородное. Его основная масса приурочена к сульфидам, среди которых важнейшими носителями Au являются пирит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, пирротин и некоторые другие минералы. Кристаллизация золота завершила отложения основного количества минералов месторождения. Более сложными формами нахождения характеризуется серебро. Оно образует в рудах собственно серебряные минералы — гессит и β -матильдит (Сахарова, 1969₂), входит в состав самородного золота, а также присутствует в виде изоморфной примеси в галениите, блеклой руде, халькопирите, минералах висмута (козалиит, эмплектит, виттихенит, айкинит) и некоторых других.

Серебряно-золотое отношение в самородном золоте. При характеристике самородного золота обычно рассматриваются данные о его среднем химическом составе, выраженном его пробой. Содержание серебра в золоте рассматривается как показатель температурного режима при рудообразовании. Проведенное нами изучение состава золота Дарасунского месторождения

показало, что состав выделений золота может широко варьировать даже в пределах одного шлифа, и, таким образом, золото, отлагавшееся из одного и того же раствора при близких температурах, может иметь различный химический состав.

Состав золота исследовался нами с помощью рентгеновского микроанализатора (Сахарова, 1969₁). Данные исследований выявили зависимость состава золота от химической природы вмещающего минерала. Кроме того, в ряде случаев было обнаружено изменение состава краевых зон золота, обычно выражавшееся в снижении концентрации золота в среднем на 1—2%. Ширина подобных зон достигает 10—12 мк. Для расчета Ag/Au использовались анализы, соответствовавшие основной (центральной) части зерен. Изменения состава краевых зон не оказывали заметного влияния на полученные величины Ag/Au. Рассчитанные значения серебряно-золотого отношения в самородном золоте приведены в табл. 1. Эти отношения подтверждают,

Т а б л и ц а 1

Отношение серебра к золоту в самородном золоте, включенном в разные минералы

Минерал	Число анализов	Пределы колебаний	Средняя величина	Минерал	Число анализов	Пределы колебаний	Средняя величина
Кварц	3	0,10—0,11	0,10	Халькопирит	4	0,14—0,26	0,21
Пирит	3	0,07—0,18	0,12	Галенит	2	0,20—0,28	0,24
Арсенопирит	4	0,10—0,16	0,13	Козалит	7	0,15—0,42	0,24
Пирротин	3	0,16—0,22	0,18	Тетрадимит	4	0,18—0,54	0,25
				Гессит	1	—	0,47

что состав золота закономерно изменяется в зависимости от состава вмещающего минерала. Наиболее низкие значения серебряно-золотого показателя установлены для золота, приуроченного к кварцу, пириту и арсенопириту. Заметное возрастание величины Ag/Au отмечается для золота, развитого в халькопирите и висмутовых минералах (козалит, тетрадимит), максимальной концентрацией серебра отличается золото, приуроченное к гесситу.

Таким образом, возрастание величины Ag/Au характерно для выделений золота, приуроченных к серебряным и серебряносодержащим минералам, что, видимо, связано с извлечением из этих минералов серебра в процессе кристаллизации самородного золота.

Серебряно-золотое отношение в сульфидных минералах. Для изучения соотношений золота и серебра в сульфидных минералах, являющихся концентраторами этих элементов, использовались данные спектрохимического определения золота (Сахарова, 1968). Серебро в этих образцах анализировалось химически и частично количественно-спектральным методом. Значение Ag/Au рассчитывалось как среднеарифметическое из величин Ag/Au, полученных для отдельных образцов данного минерала. Величины серебряно-золотого отношения в сульфидных минералах приведены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Отношение серебра к золоту в сульфидных минералах

Минерал	Число анализов	Пределы колебаний	Средняя величина	Минерал	Число анализов	Пределы колебаний	Средняя величина
Арсенопирит	25	0,11—1,34	0,48	Халькопирит	22	2,8—3,6	20,5
Пирротин	19	0,20—0,70	0,50	Блеклая руда	27	100—700	426
Пирит	22	0,7—3,5	1,64	Галенит	14	180—2000	1230

Серебряно-золотое отношение в минералах месторождения изменяется от 0,48 до 1230. Наиболее низким значением характеризуются арсенопирит и пирротин, т. е. минералы, являющиеся важными носителями золота, но не концентрирующие серебро. Несколько более высокие величины Ag/Au установлены для пирита. Этот минерал является одним из важнейших носителей золота на месторождении и наряду с этим постоянно содержит повышенные количества серебра. Таким образом, минералы-концентраторы золота отличаются малыми величинами серебряно-золотого отношения.

Для халькопирита величина Ag/Au возрастает, приближаясь к среднему значению серебряно-золотого отношения в земной коре. По содержанию золота халькопирит на месторождении относится к числу важных концентраторов этого металла. Вместе с тем для него характерно отчетливо повышенное содержание Ag , видимо, изоморфно входящего в состав минерала, возрастающее при отсутствии других концентраторов этого элемента.

Наиболее высокими значениями серебряно-золотого отношения отличаются серебросодержащие минералы — галенит и блеклая руда.

В сульфидах (см. табл. 2) и во включениях самородного золота в них (см. табл. 1) величины Ag/Au оказались взаимосвязанными. При локализации золота в минералах с низким значением серебряно-золотого отношения (пирит, арсенопирит, пирротин) само золото также характеризуется малыми значениями Ag/Au . Для минералов с высоким серебряно-золотым отношением (галенит, блеклая руда) этот показатель возрастает и для выделений золота.

Серебряно-золотое отношение в рудах. Закономерности изменения соотношений серебра и золота в рудах месторождения изучались на примере важнейших жил в их вертикальном разрезе. За величину Ag/Au принималось отношение среднеарифметических значений серебра и золота на горизонте, рассчитанных по данным рудничного опробования. Значения серебряно-золотых отношений в рудах месторождения приведены в табл. 3. Из табл. 3 видно, что руды месторождения характеризуются низким значе-

Т а б л и ц а 3

Отношение серебра к золоту в рудах

Жила	Глубина от поверхности	Минеральный состав руд	Число проб	Пределы колебания	Среднее	Среднее по жиле
Западного участка (электрические и другие)	Малая	Пирит, арсенопирит	319	0,5—2,6	1,4	1,0
	Средняя	Пирротин, халькопирит, пирит, арсенопирит	817	0,3—0,6	0,5	
	Большая	То же	340	0,7—2,0	1,2	
Ново-Кузнецовская	Малая	Пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит	310	1,9—2,2	2,0	2,2
	Средняя	Сфалерит, блеклая руда, бурнонит	550	2,1—3,2	2,8	
	Большая	Пирит, арсенопирит, сфалерит	271	2,0—2,3	2,2	
Медведевская	Малая	Халькопирит, блеклая руда, арсенопирит, пирит	100	0,8—1,3	1,0	1,5
	Средняя	То же	277	0,6—0,9	0,8	
	Большая	» »	145	1,2—3,5	2,3	
№ 4	Малая	Пирит, арсенопирит, блеклая руда, бурнонит, сфалерит	310	1,2—1,4	1,3	1,8
	Средняя	То же	750	1,1—1,9	1,6	
	Большая	» »	300	2,0—2,7	2,4	

Среднее значение Ag/Au по месторождению 1,5.

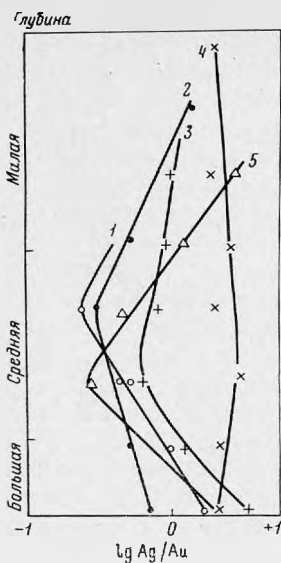


Рис. 1. Изменение серебряно-золотого отношения руд в вертикальном разрезе жил

1 — 5-я электрическая; 2 — 2-я электрическая; 3 — Медведевская; 4 — Ново-Кузнецовская; 5 — Сближенная

нием рассматриваемого отношения (в среднем 1,5, что на порядок ниже среднего отношения этих металлов в земной коре).

Особенностью серебряно-золотого показателя для руд месторождения является его закономерное изменение в пространстве. Так, в вертикальном разрезе рудных жил с увеличением глубины от поверхности величина Ag/Au уменьшается, достигая минимальных значений на средних глубинах рудных жил. При этом рудные жилы на указанных глубинах отличаются максимальной концентрацией золота, наиболее сложным полиминеральным составом и являются наиболее продуктивными.

Изменение с глубиной значения Ag/Au наглядно иллюстрируется рис. 1, на котором видно, что полученные кривые однотипны для различных рудных жил месторождения. Положение зоны с наиболее низкими значениями Ag/Au связано с геологоструктурными особенностями жил и различиями их минерального состава. Пониженные значения серебряно-золотого показателя свидетельствуют об обогащении руд золотом и могут считаться благоприятным признаком при оценке золотоносности руд.

При дальнейшем увеличении глубины величина серебряно-золотого отношения возрастает. На наибольших глубинах в рудах снижаются концентрации и золота, и серебра. Но содержание золота уменьшается более резко. При сопоставлении величин серебряно-золотых отношений в жилах различного состава (см. табл. 3) видно, что низкими значениями характеризуются руды пирротин-халькопиритового состава (средние и большие глубины жил Западного участка). Наибольшие величины установлены для руд слож-

Т а б л и ц а 4

Отношение серебра к золоту в золотоносных березитах

Жила	Глубина от поверхности	Число проб	Пределы колебаний	Среднее	Среднее по жиле
Западного участка (электрические и другие)	Малая	74	3,8—6,3	4,8	4,4
	Средняя	667	1,7—5,0	3,3	
	Большая	358	3,0—6,5	5,0	
Ново-Кузнецовская Центрального участка	Малая	310	2,5—4,0	3,3	3,6
	Средняя	500	2,5—4,5	3,2	
	Большая	123	3,0—6,0	4,4	
Медведевская Центрального участка	Малая	150	3,4—4,7	4,0	3,2
	Средняя	277	1,5—3,0	2,2	
	Большая	145	2,8—4,1	3,5	
№ 4 Восточного участка	Малая	300	3,5—4,0	3,8	4,1
	Средняя	750	3,0—4,5	3,9	
	Большая	300	4,5—5,0	4,8	

Среднее значение Ag/Au по месторождению 4,0 (по глубинам: малая—4,2; средняя—3,3; большая—4,6).

ного полиметаллического состава, включающих наряду с пиритом и арсенопиритом галенит, блеклые руды, бурнонит и другие серебросодержащие минералы (жила Ново-Кузнецовская). Промежуточные величины характерны для рудных тел, сложенных пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, блеклой рудой и другими сульфосолевыми минералами (жилы Медведевская и № 4).

Таким образом, величина серебряно-золотого отношения варьирует в зависимости от минерального состава руд и положения их в вертикальном разрезе рудных жил.

Серебряно-золотое отношение в золотоносных березитах. Рудные жилы Дарасунского месторождения сопровождаются зонами измененных березитизированных пород, вытягивающимися параллельно залыбанам рудных жил. Минеральный состав измененных пород несколько варьирует в зависимости от состава исходных пород, оставаясь в целом сходным в различных жилах и близким по типу к березитам. Главную роль в измененных породах играют кварц, серицит, железистый карбонат и пирит. Золотоносность зон березитизации низкая и связана с интенсивностью проявления в рудном теле продуктивной стадии минерализации, которая следует за процессом березитизации. Основным концентратором золота в зонах березитизированных пород является пирит.

Серебряно-золотые отношения в березитизированных породах для важнейших рудных жил месторождения приведены в табл. 4.

Характерно, что величины Ag/Au в измененных породах более высокие, чем в рудных телах. Так, в измененных породах средняя величина Ag/Au составляет 4,0, т. е. в 2,6 раза больше, чем в рудных жилах. По отдельным участкам и глубинам в измененных породах Ag/Au в 1,5—6 раз превышает среднее значение для рудных жил. Выявленная особенность, видимо, связана с более высокой миграционной способностью серебра, обусловленной большей устойчивостью комплексных ионов серебра (по сравнению с комплексами золота) при возрастании pH растворов во время их просачивания во вмещающие березитизированные породы. Увеличение Ag/Au в измененных околожильных породах отмечается также для Балейского месторождения (Китаев и др., 1968). Направленность изменения с глубиной серебряно-золотого отношения в вертикальном разрезе по отдельным жилам и всему месторождению аналогична (рис. 2; табл. 4). С глубиной величина Ag/Au уменьшается, достигая минимальных значений на средних глубинах, в измененных породах на больших глубинах она возрастает.

Выводы

1. Величина серебряно-золотого отношения в самородном золоте Дарасунского месторождения варьирует: она снижается в выделениях золота, приуроченных к сульфидам железа, и возрастает в золоте, находящемся в серебросодержащих минералах, что, видимо, связано с извлечением серебра из вмещающих его минералов при кристаллизации золота.

2. Серебряно-золотое отношение в минералах-концентраторах золота (арсенопирит, пирит, пирротин) снижается на порядок и более по сравнению со средним отношением этих металлов в земной коре. В минералах-

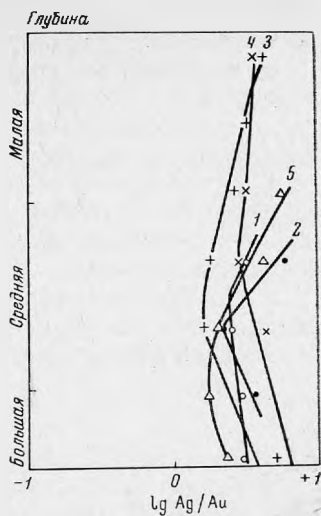


Рис. 2. Изменение серебряно-золотого отношения в золотоносных березитах в вертикальном разрезе жил. Условные обозначения те же, что на рис. 1

концентраторах серебра (галенит, блеклая руда) это отношение возрастает по сравнению со средним в 20—60 раз.

3. Величина серебряно-золотого орошения в рудах Дарасунского месторождения в 5—20 раз ниже его среднего значения для земной коры. Наиболее низкими величинами, соответствующими высокой концентрации золота, характеризуются руды пирротин-халькопиритового состава.

4. В вертикальном разрезе рудных жил серебряно-золотое отношение изменяется с глубиной, достигая минимума на средних глубинах рудных жил — в зоне максимальной продуктивности руд — и вновь возрастая на больших глубинах.

5. Серебряно-золотое отношение в измененных березитизированных породах выше, чем в рудных жилах, что обусловлено более высокой миграционной способностью серебра.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т., Касымов А. К.* К геохимии золота и серебра в рудных месторождениях Алмалыка (Узб.ССР). — Узб. геол. журнал, 1961, № 95.
- Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1.
- Китаев Н. А., Саранулова В. Н., Каратаева И. Я.* Золото-серебряное отношение в первичных ореолах Балейского рудного поля. — В кн. «Геология и разведка полезных ископаемых Забайкалья». Чита, 1968.
- Сахарова М. С.* Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд. — Геол. рудн. месторожд., 1966, № 3.
- Сахарова М. С.* Минералогия золота Дарасунского месторождения. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 11.
- Сахарова М. С.* Изучение состава самородного золота методом рентгеноспектрального микроанализа. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2.
- Сахарова М. С.* О находке β-матильдита в Восточном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1969, 187, № 2.
- Тимофеевский Д. М.* Особенности геологического строения и структура Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье) — Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 43.
- Шербина В. В.* О геохимическом значении количественных отношений Ag/Au. — Геохимия, 1956, № 3.
- Fitzgerald A. C., Graham R. J., Gross W. H., Ruclide I. C.* The applikation and significance of gold-silver rations at Val d'Or, Quebec. — Econ. Geol., 1967, 62, № 4.

О. Л. СВЕШНИКОВА, Ю. С. БОРОДАЕВ

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ФРЕЙЕСЛЕБЕНИТА

Фрейеслебенит — редкий и малоизученный сульфoантимонид Рb и Ag. До сих пор по существу не выяснен окончательно состав этого минерала. В литературе в настоящее время в качестве возможных приводятся две формулы фрейеслебенита: $Ag_3Pb_3Sb_5S_{12}$ и $AgPbSbS_3$ (табл. 1). Вследствие необычности истории фрейеслебенита для решения вопроса о его составе необходимо не только использовать новые аналитические данные, но и критически пересмотреть старые.

Таблица 1

Теоретический состав фрейеслебенита и диафорита
(в вес.%)

Минерал и его формула	Ag	Pb	Sb	S
Фрейеслебенит, $AgPbSbS_3$	20,23	38,87	22,84	18,06
Фрейеслебенит, $Ag_3Pb_3Sb_5S_{12}$	25,03	28,85	28,26	17,86
Диафорит, $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$	23,78	30,48	26,87	18,87

Фрейеслебенит известен с 1720 г. Первое достоверное упоминание об этом минерале под названием «mine d'antimoine grise tenant argent» имеется у Роме де Лилля (Rome de l'Isle, 1773, по Wöhler, 1838). Затем под разными названиями минерал неоднократно описывался рядом исследователей, и только в 1845 г. Хайдингер назвал его фрейеслебенитом.

При выделении фрейеслебенита в качестве нового минерального вида первые исследователи основывались на совокупности внешних признаков минерала и на морфологии его кристаллов. Первый химический анализ был выполнен лишь в 1838 г. Первоначально сингонию минерала из Фрейберга определяли как ромбическую (Hintze, 1904), однако позднее Брук и Миллер (Brooke, Miller, 1852, по Hintze, 1904) показали, что минерал следует считать моноклинным.

Цефарович (Zepharovich, 1871) в результате тщательного измерения большого количества кристаллов из месторождений Фрейберг, Бройнсдорф, Пришибрам и Иендельэнсина установил, что ранее к фрейеслебениту относили два различных минеральных вида, один из которых является ромбическим, а другой моноклинным. За последним Цефарович сохранил название фрейеслебенита, а ромбическую разность назвал диафоритом (по-гречески «диафора» означает «различие»). Выявленные Цефаровичем различия в морфологии кристаллов фрейеслебенита и диафорита невелики и, как полагал автор, могут быть обнаружены лишь при весьма точных гониометрических измерениях, материал для которых достаточно редок.

Ко времени появления работы Цефаровича (1871) для фрейеслебенита было опубликовано шесть химических анализов (табл. 2). Количество же эмпирических формул в результате различного толкования анализов отдельными исследователями было значительно больше. Цефарович не подверг критическому пересмотру опубликованные химические анализы фрейеслебенита. Из пяти известных ему анализов (ан. 6 Цефарович в своей работе не приводит), он три оставил за фрейеслебенитом (см. табл. 2, ан. 1, 4, 5), а два отнес к диафориту (см. табл. 2, ан. 3, 7) на том основании, что первые три анализа были выполнены на материале из месторождений Фрейберг и Иендельэнсина, в которых он установил фрейеслебенит, а два последних — на материале из Пршибрама, где им был определен диафорит. Основываясь на старых анализах, Цефарович пришел к выводу, что различия в химических составах фрейеслебенита и диафорита ничтожны и, следовательно, их можно рассматривать в качестве диморфных разностей соединения, состав которого он выразил как $Ag_4Pb_3Sb_4S_{11}$.

Врба (Vrba, 1878) опубликовал новые химические анализы фрейеслебенита из Иендельэнсины (см. табл. 2, ан. 2) и диафорита из Пршибрама. Близость этих анализов явилась еще одним доказательством в пользу существования диморфизма между фрейеслебенитом и диафоритом. Заметим, однако, что Врба не приводит данных, на основании которых были диагностированы минералы.

Идея о диморфности фрейеслебенита и диафорита прочно вошла в литературу. Лишь Пэлачем и др. (Palache et al., 1938) было предпринято исследование специально с целью выяснения характера связи между фрейеслебенитом и диафоритом. Авторы впервые выполнили рентгеновское изучение минералов, сопровождавшееся детальными гониометрическими измерениями кристаллов и включавшее обсуждение их химизма на основе старых анализов с учетом полученных структурных данных. В результате исследования авторы пришли к выводу, что различия в химическом составе фрейеслебенита и диафорита вполне реальны, хотя и невелики, и, по-видимому, опровергают предполагавшийся ранее диморфизм. Однако для окончательного решения вопроса автору недоставало новых химических анализов, выполненных на всесторонне изученном материале. Отвергнув формулу Цефаровича ($Ag_4Pb_3Sb_4S_{11}$) как несогласующуюся со структурными данными минералов, Пэлач впервые предложил для выражения состава фрейеслебенита и диафорита разные формулы, выведенные с учетом размеров элементарных ячеек минералов: $Ag_5Pb_3Sb_5S_{12}$ для фрейеслебенита и $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$ для диафорита.

При выводе формулы диафорита Пэлач использовал два анализа минерала из Пршибрама (Kenngott, 1865; Vrba, 1878), первый из которых (см. табл. 2, ан. 7) был описан Кенготом как анализ фрейеслебенита, но затем отнесен Цефаровичем к диафориту. Так этот анализ в дальнейшем и рассматривается во всех сводках и справочниках (Hintze, 1904; Doelter, 1926; Дэна, 1951; Минералы, 1960).

Анализ, взятый Пэлачем у Ройса (см. табл. 2) для вывода формулы фрейеслебенита, также был первоначально опубликован автором как анализ фрейеслебенита из Пршибрама. Но Цефарович, располагавший кристаллами Ройса, показал, что они, с одной стороны, недостаточно совершенны и трудны для измерения, а с другой, согласно его определениям, являются диафоритом, а не фрейеслебенитом. После работ Цефаровича этот анализ вошел в справочную литературу как анализ диафорита (Hintze, 1904; Doelter, 1926). Пэлач же использует его для вывода формулы фрейеслебенита. Из всех анализов, опубликованных в свое время как анализы фрейеслебенита, выбор Пэлача пал именно на этот анализ потому, что удельный вес минерала из Пршибрама (6,23) ближе всего соответствовал удельному весу фрейеслебенита из Иендельэнсины (6,20). Диагностика последнего не вы-

зывает сомнения, поскольку на нем автором были выполнены гониометрические и рентгеновские определения.

Вслед за Пэлачем, со ссылкой на его работу, этот химический анализ использует для вывода формулы фрейеслебениита также и Хельнер (Hellner, 1957). Он отмечает нестрогость вывода формулы Пэлачем, который при ее расчете использует не все количество серы. Ссылаясь на данные того же анализа, Хельнер предлагает для фрейеслебениита иную формулу — $AgPbSbS_3$, которую он считает идеализированной. Такую формулу должен иметь фрейеслебениит согласно расшифрованной им структуре. Однако прямой расчет привлеченного им химического анализа к этой формуле не приводит. И Хельнеру пришлось для получения в формуле целых коэффициентов, требуемых кристаллохимической структурой минерала, прибегнуть к слишком большому округлению реальных коэффициентов, следующих из данных химического анализа.

После Пэлача и Хельнера использованный ими для вывода формулы фрейеслебениита химический анализ, по данным Цефаровича соответствующий диафориту, опять стал фигурировать в литературе как анализ фрейеслебениита (Дэна и др., 1951). Учитывая неясность вопроса, авторы справочника «Минералы» (1960) поместили этот анализ дважды: и в разделе фрейеслебениита, и при описании диафорита.

Нам кажется, что отнесение Цефаровичем минерала из Пршибрама к диафориту на основании гониометрических измерений является обоснованным. Что же касается отождествления Пэлачем этого минерала с фрейеслебениитом из Иендельэнсины по равенству их удельных весов, то оно, видимо, не может считаться однозначным. Тем более, что, согласно литературным данным, как для фрейеслебениита, так и для диафорита характерен большой и практически одинаковый разброс значений удельного веса (см. табл. 2).

Столь запутанная история одного из химических анализов «фрейеслебениита» является прямым следствием того, что после опубликования в 1871 г. работы Цефаровича никем из исследователей не был осуществлен пересмотр опубликованных химических анализов фрейеслебениита. Среди них вполне естественно могли быть и анализы диафорита, а также анализы смесей этих минералов, которые, как показали наши исследования, нередко встречаются вместе.

Т а б л и ц а 2

Результаты химических анализов фрейеслебениита (в вес.%)

№ анали- за	Месторож- дение	Ag	Cu	Fe	Pb	Zn	Sb	S	Сум- ма	Уд. вес.	Литера- турный источник
1	Фрейберг, ГДР	23,76	—	—	30,08	—	27,05	18,71	99,00	6,194*	Wöhler, 1838
2	Иендельэн- сина, Ис- пания	23,31	0,13	—	31,38	—	25,64	18,90	99,36	6,035— 6,051	Vrba, 1878
3	Пршибрам, ЧССР	23,08	—	0,63	30,77	—	27,11	18,41	100,00	6,23	Reuss, 1860
4	Иендельэн- сина, Ис- пания	22,45	—	—	31,90	—	26,83	17,60	98,78	5,7	Escosura, 1855
5	Фрейберг, ГДР	22,18	1,22	0,11	30,00	—	27,72	18,77	100,00	6,194*	Wöhler, 1838
6	Хуанчаак, Мексика	21,40	—	1,0	29,10	0,8	26,70	27,10	100,10		Domejko, 1859
7	Пршибрам, ЧССР	23,44	0,73	0,67	28,67	—	26,43	20,18	100,12		Kenngott, 1865

* Средний для обр. 1 и 5.

Поэтому прежде всего нами был выполнен критический анализ старых материалов о составе фрейеслебениита. В табл. 2 приведены все опубликованные химические анализы фрейеслебениита. В табл. 1 дан теоретический состав этого минерала для обоих вариантов формул $Ag_5Pb_3Sb_5S_{12}$ и $AgPbSbS_3$. Здесь же для сравнения помещен и теоретический состав диафорита — $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$. Из приведенных данных видно, что различные варианты теоретического состава фрейеслебениита сильно различаются по содержанию Pb, Ag и Sb; диафорит же занимает промежуточное положение.

Сопоставление табл. 1 и 2 показывает, что существующие химические анализы фрейеслебениита по содержанию всех компонентов заметно отличаются как от того, так и от другого теоретического состава фрейеслебениита и стоят ближе к теоретическому составу диафорита.

В табл. 3 приведены результаты выполненного нами пересчета химических анализов фрейеслебениита на обе существующие его формулы, а также на формулу диафорита. Как видно, ни один из анализов не приводит к формулам фрейеслебениита. Напротив, ан. 1, 2, 3 и 5 дают формулу диафорита;

Т а б л и ц а 3

Пересчет химических анализов фрейеслебениита на формулы

№ анализ	Атомн. колич.						
	Ag	Cu	Fe	Pb	Zn	Sb	S
1	0,2202			0,1452		0,2222	0,5834
2	0,2161	0,0020		0,1514		0,2106	0,5894
3	0,2149		0,0113	0,1485		0,1308	0,5741
4	0,2081			0,1539		0,2204	0,5488
5	0,2056	0,0192	0,0019	0,1449		0,2277	0,5863
6	0,1984		0,0179	0,1404	0,0124	0,2192	0,6580

Т а б л и ц а 3 (окончание)

№ анализа	Пересчет анализа на формулу		
	фрейеслебениита		диафорита $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$
	$Ag_5Pb_3Sb_5S_{12}$	$AgPbSbS_3$	
1	$Ag_{4,4}Pb_{3,0}Sb_{4,6}S_{12}$	$Ag_{1,1}Pb_{0,7}Sb_{1,1}S_3$	$Ag_{3,0}Pb_{2,0}Sb_{3,0}S_8$
2	$Ag_{4,4}Pb_{3,1}Sb_{4,3}S_{12}$	$Ag_{1,1}Pb_{0,8}Sb_{1,1}S_3$	$Ag_{3,0}Pb_{2,0}Sb_{2,6}S_8$
3	$Ag_{4,7}Pb_{3,1}Sb_{4,7}S_{12}$	$Ag_{1,2}Pb_{0,8}Sb_{1,2}S_3$	$Ag_{3,1}Pb_{2,0}Sb_{3,0}S_8$
4	$Ag_{4,6}Pb_{3,4}Sb_{4,8}S_{12}$	$Ag_{1,1}Pb_{0,8}Sb_{1,2}S_3$	$Ag_{3,0}Pb_{2,2}Sb_{3,2}S_8$
5	$Ag_{4,7}Pb_{3,0}Sb_{4,7}S_{12}$	$Ag_{1,2}Pb_{0,7}Sb_{1,2}S_3$	$Ag_{3,1}Pb_{2,0}Sb_{3,1}S_8$
6	$Ag_{3,9}Pb_{2,8}Sb_{4,0}S_{12}$	$Ag_{1,0}Pb_{0,7}Sb_{1,0}S_3$	$Ag_{1,4}Pb_{1,9}Sb_{2,7}S_8$

П р и м е ч а н и е. Номера анализов соответствуют ан. 1—6 табл. 2.

ан. 4 и 6 не пересчитываются удовлетворительно ни на одну из приведенных формул. Последнее может быть обусловлено либо неточностью анализов, либо возможностью присутствия в анализируемом материале смеси фрейеслебениита и диафорита.

Таким образом, критический пересмотр химических анализов, приписываемых фрейеслебенииту, показал, что ни один из них, даже анализ, на основе которого были выведены обе существующие ныне формулы минерала, не соответствует фрейеслебенииту. В этом нет ничего удивительного, если иметь в виду сложную историю изучения рассматриваемого минерала, тесно переплетающуюся с историей исследования диафорита.

Новые данные о составе фрейеслебениита получены нами с помощью рент-

геноспектрального метода, позволяющего изучать минерал в точке, что исключает вероятность попадания примесей других минералов. Работа выполнена на микросонде JXA-5 фирмы JEOL в лаборатории рудной микроскопии кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ. Один из образцов (табл. 4, ан. 6) для контроля проанализирован также на микросонде MS-46 (Самеса) в рентгеноспектральной лаборатории физического факультета МГУ под руководством Г. Н. Ронами.

Условия анализа на JXA-5: ускоряющее напряжение 25 кВ, диаметр зонда около 1 мк, угол выхода излучения 40°; аналитические линии: AgL_{α_1} , PbM_{α} , SbL_{α_1} , SK_{α} ; эталоны — металлические Ag и Sb, галенит (для Pb) и пирротин (для S). Расчет концентраций проводился методом гипотетического состава и последовательных приближений с введением поправок на обратное рассеяние электронов и поглощение фотонов (Батырев, Рыдник, 1970).

Т а б л и ц а 4

Состав фрейслебенита по данным микросонда *

№ анали-за	№ образца	Месторождение	Ad	Pb	Sb	S	Сум-ма	Пересчет анализа на формулу
1	17325	Фрейберг, ГДР	20,8 0,1928	41,1 0,1983	23,4 0,1930	17,1 0,5333	102,4	$Ag_{1,0}Pb_{1,0}Sb_{1,0}S_{2,8}$
2	9582	Бройнсдорф	20,8 0,1928	41,6 0,2007	23,3 0,1914	16,4 0,5151	102,1	$Ag_{1,0}Pb_{1,0}Sb_{1,0}S_{2,8}$
3	47784	Иендельэн-сина, Испания	20,4 0,1890	40,5 0,1954	24,0 0,1972	16,9 0,5271	101,8	$Ag_{1,0}Pb_{1,0}Sb_{1,0}S_{2,8}$
4	27889	То же	20,3 0,1882	40,6 0,1959	23,4 0,1922	17,3 0,5396	101,6	$Ag_{1,0}Pb_{1,0}Sb_{1,0}S_{2,9}$
5	47782	» »	20,1 0,1863	40,2 0,1940	23,9 0,1963	17,0 0,5302	101,2	$Ag_{1,0}Pb_{1,0}Sb_{1,0}S_{2,7}$
6	27889	» »	20,0 0,1854	39,0 0,1882	22,4 0,1840	17,0 0,5301	99,4	$Ag_{1,0}Pb_{1,0}Sb_{1,0}S_{2,9}$

* В первой строке указаны вес. %, во второй — атомные отношения.

П р и м е ч а н и е. Обр. 9582 — из Национального музея в Праге (ЧССР), остальные — из Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР.

Всего проанализировано шесть образцов фрейслебенита из месторождений Иендельэнсина, Фрейберг и Бройнсдорф. Исследуемые минералы предварительно диагностировались методом порошкограмм. Результаты анализов на микросонде и пересчет их на формулу приведены в табл. 4, из которой видно, что все анализы близки друг другу, а пересчет их приводит к формуле $AgPbSbS_3$. Сопоставление табл. 1, 2 и 4 показывает, что полученные на микросонде данные о составе фрейслебенита значительно отличаются от опубликованных химических анализов минерала и в то же время хорошо согласуются с теоретическим составом фрейслебенита — $AgPbSbS_3$.

Полученные с помощью рентгеноспектрального микроанализа данные впервые отражают реальный состав фрейслебенита и экспериментально показывают правильность идеализированной формулы Хельнера. Они свидетельствуют также о значительных различиях в составе фрейслебенита и диафорита, что опровергает предположение о существовании между ними диморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Батырев В. А., Рыдник В. И. О количественном рентгеноспектральном микроанализе многокомпонентных систем. — Завод. лаборатория, 1970, № 6.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. Т. 1, пт 1. ИЛ, 1951.
- Минералы. Справочник. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, 1926, 4, Abt. 1.
- Escosura M. Sur le schilfglaserz de Hiendelaencina (Espagne). — Ann. Min., 1855, 8.
- Hellner E. Über komplex zusammengesetzte sulfidische Erze. II. Zur Structur des Freieslebenits $AgPbSbS_3$. — Zeit. Krist., 1957, 109, Ht. 4—6.
- Hintze C. Handbuch der Mineralogie, 1904, 1, Abt. 1.
- Palache C., Richmond W. E., Winchell A. N. Crystallographic studies sulphosalts: baumhauerite, menegenite, jordanite, diaphorite, freieslebenite. — Amer. Min., 1938, 23, № 11.
- Vrba C. Mineralogische Notizen (3. Analysen des Diaphorit von Pribram und Freieslebenite von Hiendelaencina). — Zeit. Krist., 1878, 2, Ht. 2.
- Wöhler A. Gött. Gel. Anzeigen, 1838, 3, St. 152.
- Zepharovich V. Über Diaphorite und Freieslebenite. — Ber. Akad. Wiss. Wien, 1871, 63, № 1.

Н. Н. СМОЛЬЯНИНОВА, В. М. СЕНДЕРОВА

ФЕРРИТУНГСТИТ ИЗ АКЧАТАУ (КАЗАХСТАН)

В статье приводится описание одного из вторичных вольфрамовых минералов — ферритунгстита, обнаруженного в зоне окисления Акчатау в Казахстане. Этот минерал вообще мало изучен; он сравнительно редок, встречается в небольших количествах в порошковатых или мелкокристаллических выделениях в смеси с другими минералами, поэтому его трудно получить в чистом виде.

Ферритунгстит впервые описан Шаллером (Schaller, 1911) на материале из рудника Германия (район Дир Грейг, США). Как оказалось впоследствии, им была изучена смесь этого минерала с ярозитом (Richter et al., 1957). Поэтому химические анализы не отвечали истинному составу ферритунгстита, а оптические и кристаллографические свойства ярозита ошибочно были приписаны ферритунгститу. Долгое время состав ферритунгстита характеризовался формулой, выведенной Шаллером, — $\text{Fe}_2(\text{WO}_4)(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Более детально ферритунгстит был изучен Рихтером (Richter et al., 1957) на образцах из штата Невада (США). Ферритунгстит встречен там в виде кристаллов дипирамидальной формы диаметром до 0,025 мм, образован по шеелиту. Рихтер пришел к заключению, что минерал имеет тетрагональную сингонию: $a_0=10,28$, $c_0=7,28$ Å (из расчета дебаеграммы). Химический состав ферритунгстита выражен им формулой $\text{Ca}_2\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{WO}_4)_7 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$.

В очень обстоятельной работе Ван-Тасселя (Van Tassel, 1961) указано, что ферритунгстит из Меймака (Франция) и из некоторых месторождений Центральной Африки в кристаллах размером от 25 Å до 0,2 мм образовался по вольфрамиту. В отличие от Рихтера Ван-Тасселем установлена для ферритунгстита (путем монокристалльной съемки) кубическая сингония $a_0=10,22-10,31$ Å; проведено приблизительное измерение кристаллов и получен угол, соответствующий углу между октаэдрическими гранями $\alpha(111): \alpha(\bar{1}\bar{1}\bar{1})=70^\circ$; кроме того, на пластинчатых кристаллах им обнаружены двойники по шпинелевому закону. Минералу приписана формула $(\text{Fe},\text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 2\text{WO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Интересна также работа Бюрноля и др. (Burgol et al., 1964), которые описали ферритунгстит из Бертрана (Верхняя Вьенна, Франция) и привели для него два новых химических анализа.

В Советском Союзе ферритунгстит встречается, очевидно, в зоне окисления многих вольфрамовых месторождений, но, к сожалению, имеются лишь краткие указания на его находки (Полянин, Пеньков, 1962); в лучшем случае диагностика его подтверждена дебаеграммой (Ермилова, 1964).

На Акчатау ферритунгстит впервые был найден Ю. П. Ивановым. Один образец с небольшим количеством ферритунгстита он передал нам в 1956 г. для изучения. Тогда же была получена дебаеграмма, выполнены отдельные

химические определения и измерено несколько кристалликов на гониометре.

Однако материала было недостаточно, и дополнительные исследования минерала были проведены только после того, как удалось обнаружить ферритунгстит в более значительном количестве.

На Акчатау ферритунгстит встречен в эндоконтакте среднезернистых аляскитовых гранитов с песчано-сланцевой толщей. Находится он преимущественно в кварцевых жилах, реже в кварцевых и слюдяно-кварцевых грейзенах; приурочен к наиболее крупным выделениям вольфрамита. Первичные минералы кроме кварца и вольфрамита представлены молибденитом, пиритом, флюоритом, топазом и мусковитом; из вторичных минералов вместе с ферритунгститом встречаются меймакит, ферримолибдит, ярозит, гипергенный шеелит. Зона окисления на этом участке месторождения развита до глубины 25—30 м.

На Акчатау ферритунгстит образовался непосредственно по вольфрамиту вместе с меймакитом, но без гидроокислов железа и марганца. Такое изменение вольфрамита могло произойти, согласно С. С. Смирнову (1955), в условиях кислой среды, когда вольфрам выщелачивался медленнее, чем железо и марганец, а перейдя в раствор, вновь тут же осаждался в виде вторичных вольфрамовых минералов. Существование кислых растворов в зоне окисления Акчатау (обусловленных присутствием в первичных рудах значительного количества пирита) подтверждается также тем, что в тесной ассоциации с ферритунгститом и меймакитом находятся ферримолибдит и ярозит, которые, как известно, могли образоваться и быть устойчивыми только в кислой среде. В меньшем масштабе на Акчатау проявился иной тип изменения вольфрамита — с выносом вольфрама и накоплением на месте гидроокислов железа и марганца. По С. С. Смирнову (1955), такое изменение вольфрамита связано с более щелочными условиями среды, которые на Акчатау создавались, по-видимому, локально и в более позднее время. В результате происходила более широкая миграция вольфрама. Частично он рассеивался, частично снова концентрировался в виде примесей в других минералах (например, псиломеланы на Акчатау содержат до 3% WO_3) и в виде более позднего по сравнению с ферритунгститом гипергенного шеелита (Смольянинова, 1969), который находится в пустотках кварца вне связи с вольфрамитом или на ферритунгстите.

Ферритунгстит встречается главным образом в виде мелких (рис. 1), тускло-зеленоватых, иногда буроватых прозрачных, со стекляннным блеском октаэдрических кристалликов, собранных в небольшие агрегаты, пронизывающих измененный вольфрамит или слагающих тонкие корочки, которые выстилают пустотки в вольфрамите. Кроме того, ферритунгстит встречается в натечных почковидных корочках коричневатого-желтого цвета толщиной до 1 мм (рис. 2). Имеется также порошокватый желтовато-оранжевый ферритунгстит, тонкие налеты которого наблюдаются на плоскостях спайности вольфрамита; иногда порошокватый ферритунгстит образует частичные псевдоморфозы по вольфрамиту (рис. 3). Две из упомянутых морфологических разновидностей ферритунгстита (кристаллики и натечные корочки) проанализированы химически. Тождественность третьей (порошокватой) разновидности доказана рентгеновским путем. Твердость минерала около 4. Удельный вес, определенный В. С. Амелиной методом гидростатического взвешивания, 5,04—5,09; по-видимому, он занижен вследствие примеси меймакита. Вычисленный удельный вес 5,49. Кристаллы акчатауского ферритунгстита большей частью очень мелкие, но некоторые из них достигают 0,5 мм. В результате измерения шести кристаллов на двукружном гониометре Гольдшмидта получены средние значения для полярных координат граней октаэдра $o(111)$: $\varphi=44^\circ40'$ и $\rho=54^\circ53'$, т. е., по гониометрическим данным, минерал следует считать принадлежащим к кубической сингонии.

Рис. 1. Форма кристаллов
ферритунгстита. Увел. 85

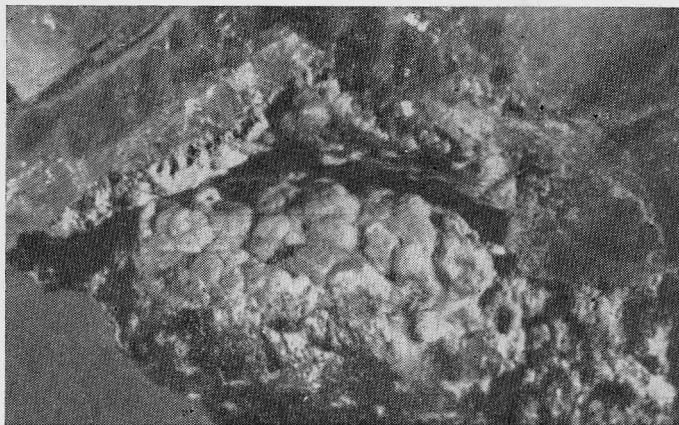


Рис. 2. Корочка натечного ферритунгстита. Увел. 20



Рис. 3. Кристалл вольфрамитa, частично замещенный
ферритунгситом. Без анализатора. Увел. 48

Межплоскостные расстояния ферритунгстита

<i>hkl</i>	Из Акчатау						Из штата Невада, США (Richter et al., 1951)	Из Меймака, Франция (Van Tassel, 1961)		Из Руанды, Центральная Африка (Van Tassel, 1961)		
	в кри- сталлах		натечный		порошковатый			<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	
	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å						
111	3	5,92	7	5,87	10	5,97	10	5,95	Оч. сильн.	5,84	Оч. сильн.	5,87
			1	3,87	—	—	—	—	—	—	—	—
311	6	3,10	10	3,09	9ш	3,10	9	3,10	Оч. сильн.	3,09	Оч. сильн.	3,10
222	7	2,98	10	2,94	10ш	2,97	10	2,966	»	2,95	»	2,94
400	4	2,59	1	2,55	7ш	2,56	6	2,572	Средн.	2,56	Средн.	2,55
331	2	2,37	4	2,35	4ш	2,36	3	2,361	Слаб.	2,35	Слаб.	2,34
511	5	1,988	7	1,976	6	1,979	5	1,979	Средн.	1,98	Средн.	1,97
440	10	1,822	10	1,815	9дв	1,832	8	1,819	Сильн.	1,82	Сильн.	1,81
						1,812						
531	5	1,747	7	1,736	7ш	1,736	5	1,738	Средн.	1,74	Средн.	1,72
	3	1,720β	2	1,717β	3	1,709β	—	—	—	—	—	—
					8ш	1,564						
622	10	1,558	10	1,550		1,548	7	1,550	Сильн.	1,545	Сильн.	1,539
444	5	1,492	4	1,483	5	1,483	3	1,485	Слаб.	1,489	Слаб.	1,476
711, 551	7	1,457	7	1,438	5	1,440	4	1,441	Средн.	1,442	Средн.	1,431
731	8	1,348	7	1,337	6	1,339	4	1,341	»	1,341	»	1,330
800	2	1,294	3	1,284	4	1,287	2	1,286	—	—	Слаб.	1,276
662	9	1,188	8	1,183	8	1,183	5	1,180	Средн.	1,184	Средн.	1,176
840	9	1,156	7	1,150	6	1,150	4	1,150	Сильн.	1,154	Сильн.	1,144
911	6	1,136	6	1,130	6	1,130	2	1,129	»	1,132	»	1,122
931	7	1,086	6	1,079	6	1,078	2	1,079	»	1,083	»	1,071
844	7	1,055	8	1,049	8	1,049	3	1,051	»	1,054	»	1,044
933	4	1,039	6	1,034	7	1,034	2	1,035	»	1,038	»	1,026

В табл. 1 приведены результаты расчета дебаеграмм трех разностей акчатауского ферритунгстита (кристаллы, натечный, порошковатый). Кубическая сингония акчатауского ферритунгстита подтверждена Н. И. Органовой вычислением на основе индирования этих дебаеграмм: для ферритунгстита в кристаллах $a_0 = 10,33 \text{ \AA}$, для натечного $a_0 = 10,30 \text{ \AA}$. Кроме того, З. В. Пудовкиной была проведена монокристалльная съемка ферритунгстита в камере РКОП на Си-излучении и показано, что в основе его структуры лежит гранцентрированная решетка Бравэ, $a_0 = 10,26 \pm 0,04 \text{ \AA}$. Идентичность дебаеграмм кубического ферритунгстита из Акчатау, Франции и Центральной Африки с ферритунгститом из штата Невада (см. табл. 1) свидетельствует о том, что Рихтер (Richter et al., 1957) ошибочно проиндировал дебаеграмму ферритунгстита из штата Невада, исходя из его тетрагональной сингонии.

Кристаллики ферритунгстита из Акчатау оптически аномально анизотропны, $n = 2,11$; натечный ферритунгстит отчетливо изотропен с n , близким к 2,09 (показатели преломления определены в сплавах селена и серы). Рихтер (Richter et al., 1957) дает значение показателей преломления для ферритунгстита в пределах 2,09—2,15, Ван-Тассель (Van Tassel, 1961)—2,00—2,15, Бюрноль и др. (Burlpol et al., 1964) — 2,1.

Как было сказано выше, первый химический анализ ферритунгстита, произведенный Шаллером (Schaller, 1911), относился к смеси этого минерала

с ярозитом. Без примеси ярозита ферритунгстит был проанализирован только в 1957 г. Рихтером. Но и этот химический анализ выполнен не из совсем чистого минерала, о чем прежде всего говорит наличие большой примеси SiO_2 (6,56%) в виде кварца. Вызывает сомнение также большое количество CaO (6,03%) — ферритунгстит образовался по шеелиту, поэтому примесь последнего в анализируемой пробе вполне возможна. Что касается FeO (6,51%), то и сам Рихтер считал весьма странным наличие его в ферритунгстите. Поэтому он высказывал некоторые сомнения относительно правильности выведенной им формулы $\text{Ca}_2\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{WO}_4)_7 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, тем более, что вычисленный исходя из этой формулы удельный вес (4,75) отличается от реально определенного (5,2), а количество молекул в элементарной ячейке ($Z=1$) не соответствует ни тетрагональной (по Рихтеру), ни кубической, (по Ван-Тасселю и нашим данным) сингонии. Ван-Тассель (Van Tassel, 1961), который вывел для ферритунгстита формулу $(\text{Fe},\text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 2\text{WO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, считает сомнительным, чтобы при таком составе ферритунгстита, очень близком к составу антуанита ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{WO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), эти минералы могли так сильно отличаться по структуре (антуанит моноклинный или триклинный). Учитывая также, что в анализируемом им образце была неизбежна примесь антуанита и ферберита (FeO не определялось), Ван-Тассель вполне справедливо отмечает, что химический состав ферритунгстита должен быть проверен. Бюрноль и др. (Burnol et al., 1964) приводят два анализа ферритунгстита из Бертрана (Франция), но они считают их недостаточно точными для суждения о составе минерала.

Таким образом, точно установленной формулы для ферритунгстита до сих пор нет. Это объясняется не столько переменным составом минерала, сколько присутствием в анализируемых образцах трудно отделимых примесей, прежде всего других вольфрамовых минералов. Наши данные, к сожалению, также не внесли полной определенности в вопрос о составе минерала. Рассчитывая химические анализы акчатауского ферритунгстита (исключив при этом примесь шеелита¹ для всех образцов и вольфрамита для обр. 1), мы пришли к следующим соотношениям окислов (табл. 2): $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3,5\text{WO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (обр. 1), $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{WO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (обр. 2) и $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \times 5\text{WO}_3 \cdot 6,5\text{H}_2\text{O}$ (обр. 3). Ни одна из этих формул не удовлетворяет единственно возможному для гранецентрированной решетки кубической сингонии количеству молекул в элементарной ячейке (кратному четырем). Для этих формул $Z=3$ и 2, поэтому от них пришлось отказаться и причину неувязки искать в возможной примеси еще какого-то минерала. Испытания на растворимость ферритунгстита в NH_4OH и HCl натолкнули на мысль, что такой примесью могли быть тунгстит (H_2WO_4), гидротунгстит ($\text{H}_2\text{WO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) или меймакит (почти аморфный $\text{H}_2\text{WO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), которые, как известно, легко растворяются в NH_4OH и не растворяются в HCl . Ферритунгстит в NH_4OH не растворяется, в HCl он растворяется с большим трудом. Чтобы освободиться от примеси указанных минералов, был проведен еще один анализ ферритунгстита (обр. 4) с первоначальной обработкой навески NH_4OH (табл. 3).

Наличие в аммиачной вытяжке некоторого количества WO_3 убеждает в правильности сделанного допущения. Можно думать, что минерал, растворимый в NH_4OH , принадлежит меймакиту, так как на дебаеграмме натечного ферритунгстита (обр. 3), где этой примеси должно быть значительно больше (судя по большему количеству WO_3 и H_2O), имеется линия меймакита 3,87, которая у этого минерала, как почти рентгеноаморфного, единственная вообще (Van Tassel, 1961). Если бы это был гидротунгстит или тунгстит, то линии их на дебаеграмме обр. 3 выявились бы отчетливо. К сожалению, в ходе анализа обр. 4 не были разделены полуторные окислы (все пересчитано на Fe_2O_3). В связи с тем, что в других образцах всегда содержится

¹ Спектральный анализ отдельно отобранных кристалликов ферритунгстита показал в нем лишь следы Ca .

Результаты химических анализов ферритунгстита

Компоненты	Из Акчатау												Из штата Невада, США (Richter et al., 1957), навеска 0,500 г	Из Руанды, Центральной Африка (Van Tas-sel, 1961), навеска 0,005 г	Из Бертрана, Франция (Burnol et al., 1964)	
	обр. 1, кристаллики (навеска 0,0404 г)				обр. 2, кристаллики (навеска 0,0970 г)				обр. 3, натечный (навеска 0,0834 г)							
	вес. %	мол. коллч.	мол. коллч. без шеелита и вольфра-мита	отношение мол. коллч.	вес. %	мол. коллч.	мол. коллч. без шеелита	отношение мол. коллч.	вес. %	мол. коллч.	мол. коллч. без шеелита	отношение мол. коллч.	вес. %			
CaO	2,13	0,0379	—	—	1,24	0,0221	—	—	0,72	0,0128	—	—	6,03	0,5	2,2	1,4
FeO	0,42	0,006	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,51	Не опр.	—	—
Fe ₂ O ₃	10,32	0,0646	0,0840	1	8,60	0,0538	0,0806	1	8,10	0,0507	0,0641	1	7,33	13,3**	9,3	12
Al ₂ O ₃	1,98	0,0194			2,74	0,0268			1,37	0,0134			—	5,5	4,6	
WO ₃	78,50	0,3384	0,2945	3,5	81,13	0,3497	0,3276	4,06	82,25	0,3545	0,3417	5,33	72,61	73,5	75,5	78
H ₂ O ⁻	6,60	0,366	0,3666	4,36	0,72	0,0400	0,0400	0,49	2,88	0,1599	0,1599	2,49	7,52	7,8	8,3	8,3
H ₂ O ⁺					5,46	0,3033	0,3033	3,76	4,80	0,2666	0,2666	4,15				
С у м м а	99,95				99,89				100,12				100,00*	100,6	100,7***	99,7****
Аналитик	В. М. Сендерова												Рихтер	Ван-Тас-сель	Барбеле	Жиро
Уд. вес.	5,08				5,08				5,04				5,20	4,42	—	—

* Анализ пересчитан за вычетом 6,56% SiO₂.** Все железо вычислено как Fe₂O₃.*** В том числе 0,8% SiO₂.

**** Анализ проведен микрозондом, значение для воды взято из предыдущего анализа.

Результаты химического анализа ферритунгстита с первоначальной обработкой NH_4OH (обр. 4, кристаллики), навеска 0,1026 г

Аммиачная вытяжка			Анализ остатка				
компо- ненты	вес. %	мол. колич.	компо- ненты	вес. %	мол. колич.	мол. колич. без шселита	соотно- шенне мол. колич.
WO_3	2,73	0,0117	WO_3	75,24	0,3244	0,2888	3,3
			R_2O_3	13,86	0,0867	0,0867	1
			CaO	2,00	0,0356	—	

Примечание. Из отдельной навески: H_2O^- 1,00; H_2O^+ 5,00.
Уд. вес 5,09.

около 2% Al_2O_3 , можно предполагать, что и здесь присутствует примерно столько же Al_2O_3 . Тогда молекулярное количество суммы $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ будет несколько больше, соответственно и коэффициент при WO_3 будет меньше (ближе к 3). Учитывая примесь меймакита также и в других образцах (1, 2 и 3), можно заключить, что все анализы вполне удовлетворительно будут отвечать формуле ферритунгстита $\text{Fe}_2(\text{WO}_4)_3 \cdot 2-3\text{H}_2\text{O}$.

Число молекул в элементарной ячейке из этой формулы ($a_0 = 10,30 \text{ \AA}$, экспериментальный уд. вес 5,09) равно 3,7, т. е. с некоторым приближением его можно принять за 4. Небольшое отклонение, по-видимому, объясняется тем, что могла быть допущена ошибка при определении удельного веса, так как использовались очень маленькие навески, а вещество было тонкокристаллическим и порошковатым. Кроме того, могла сказаться примесь меймакита, который имеет меньший удельный вес (4,02). Вычисленный удельный вес ферритунгстита при $Z=4$ составляет 5,49.

Спектроскопически в ферритунгстите установлены следующие элементы (в %):

Mo	0,00n—0,0n	Si	0, n
Cu	0,000n	Be	0,000n
Mg	0,00n—0,0n	Sc	0,000n
Mn	0,000n—0,0n		

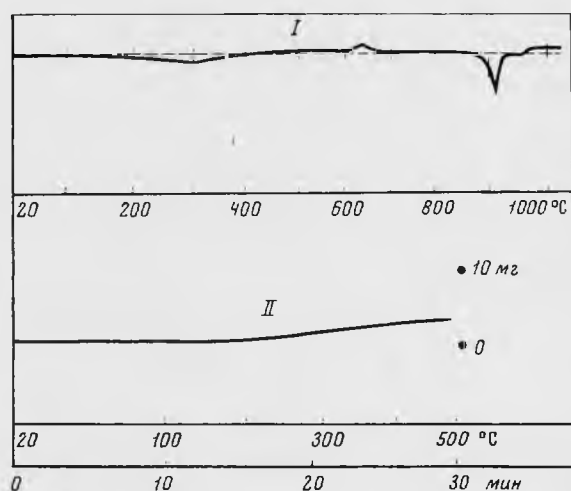


Рис. 4. Дифференциальная кривая нагревания (I) и кривая потери веса (II) ферритунгстита. Навеска 47,8 мг, потеря веса 3,0 мг \approx 6,27%

На дифференциальной кривой нагревания ферритунгстита отчетливо проявлены два эндотермических прогиба с максимумами при 300 и 920° С и один экзотермический подъем при 650° С (рис. 4, I). Первый эндотермический прогиб связан с потерей воды. Природа двух других термических эффектов не выяснена, так как дебаеграммы продуктов, полученных при нагревании ферритунгстита до 800 и 1050° С, не удалось сравнить ни с какими известными образованиями. Прямое определение воды дало следующие результаты:

Температура, °С	Количество выделившейся H ₂ O, %
106	0,54
130	Без изменения
200	0,96
300	3,18
400—450	1,92
<hr/>	
В с е г о	6,60

Кривая потери веса (см. рис. 4, II) подтверждает, что вся вода выделяется в интервале 200—500° С. Интересно, что после нагревания ферритунгстита до 500° С структура его не нарушается (на дебаеграмме никаких изменений нет).

Инфракрасный спектр поглощения (аналитик Е. С. Рудницкая) кристаллического ферритунгстита показал отчетливую полосу при 1645 см⁻¹, соответствующую H₂O; полоса, соответствующая гидроксилу, отсутствует; основная полоса 770 см⁻¹, подобно полосе шеелита у 800 см⁻¹, отвечает, очевидно, валентным колебаниям W—O в тетраэдрах WO₄.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы. Ферритунгстит является хорошо индивидуализированным минералом, несомненно, постоянного состава. Все несоответствия в приводимых разными авторами формулах объясняются присутствием посторонних примесей. Наиболее близко составу ферритунгстита отвечает, очевидно, формула Fe₂(WO₄)₃·2—3H₂O. Подтверждена кубическая сингония минерала, a₀=10,30 Å. Установлено, что ферритунгстит образовался в достаточно кислой среде вместе с меймакитом, ферримолибдитом и ярозитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. Изд-во «Наука», 1964.
- Поляниц В., Пеньков И. Н. К минералогии кварцевых жил Дальнего гранитного массива. — Вестн. Студ. научн. об-ва Казанск. ун-та, 1962, вып. 2.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955.
- Смолянинова Н. Н. Гипергенный шеелит из Акчатар. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 20. Изд-во «Наука», 1969.
- Burnol L., Laurent J., Pierrot R. La ferritungstite de la Bertrande (Haute-Vienne). — Bull. Soc. Franç. Miner. Crist., 1964, 87, № 3.
- Richter D. H., Reichen L. E., Lemmon D. M. New data on ferritungstite from Nevada. — Amer. Min., 1957, 42, № 1, 2.
- Schaller W. T. Ferritungstite, a new mineral. — Amer. J. Sci., ser. 4, 1911, 32.
- Van Tassel R. Ferritungstite et meymacite de Meymac. France, et d'Afrique Centrale. — Bull. Soc. Belge Geol., 1961, t. 70

Л. И. ШАБЫНИН, О. Г. УНАНОВА

**О ФАССАИТАХ ИЗ СКАРНОВ ВЕЗУВИАНОВОЙ ГОРКИ
И ДРУГИХ УЧАСТКОВ РАЙОНА КЕДАБЕКСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ И О ПРИРОДЕ ЭТИХ СКАРНОВ**

Скарны, о которых пойдет речь, давно привлекают внимание геологов и минералогов своим минеральным составом. Этим скарнам и отдельным их минералам посвящена значительная литература (Когп, 1883; Федоров, 1901, 1903; Успенский, 1910; Чирвинский, 1914; Паффенгольд, 1932; Барсанов, 1949; Махмудов, 1960; Керимов, 1963). При этом почти все перечисленные исследования осуществлялись на материале скарнов, развитых на небольшом участке, носящем название Везувиановая горка.

За исключением Е. С. Федорова, считавшего рассматриваемые скарны магматическими образованиями, исследователи помещали их в группу обычных известковых скарнов, возникших на контакте известняков лузитанского яруса с гранодиоритами. Так как описание местоположения, общей геологии и минерального состава скарнов Везувиановой горки имеется в ряде работ, в частности у Г. П. Барсанова (1949) и Г. И. Керимова (1963), здесь, по данным этих авторов, приводятся лишь необходимые сведения.

Скарны обнажаются в виде небольшого линзообразного тела в восточной части метаморфической толщи Кедабека. Карбонатные породы («юрские известняки») в месторождении почти не сохранились. Известен выход крупнозернистых кальцитовых мраморов площадью около 12 м² вблизи скарнов на Везувиановой горке.

Активными интрузивными породами являются гранодиориты, в эндоконтакте которых имеется зона повышенной основности. Среди скарнов месторождения широко распространены пироксен-гранат-плагиоклазовые породы, в которых везувиан не встречается, а также везувиан-гроссуляровые, везувиан-геленитовые и везувиановые скарны, в которых обычно присутствуют ксантофиллит, кальцит, а также скаполит, волластонит, диопсид и более редкие — битовнит (анортит) и плеонаст. Диопсид местами является основным минералом скарна и замещается гроссуляром и везувианом. Волластонит появляется в скарне вместе с диопсидом. Характерно присутствие в его составе MgO (0,3 вес. %). Высокое содержание магния свойственно и везувиану Кедабека ($\approx 3,5$ вес. %). Среди гранатов имеются довезувиановые и послевезувиановые (последние несколько более железистые). Везувианосодержащие разновидности пород заключены в гранат-пироксеновых инъецированных скарнах, но с востока непосредственно граничат с диоритовым дифференциатом гранодиоритов.

Преобладают трех-четырёхминеральные скарны. Количественный минеральный состав везувианосодержащих разновидностей изменчив: гроссуляр отсутствует лишь иногда, обычно составляя 4—52% объема породы, количества же геленита и везувиана в отдельности достигают 90—95%. Та-

ким образом, содержание Al_2O_3 для большинства охарактеризованных образцов (например, для образца из 45,1% геленита, 6,5% везувиана, 43,1% гроссуляра и 5,3% кальцита) ориентировочно составит не менее 12—15 вес. %.

Все это очень близко напоминает магнезиальноскарновые месторождения с интенсивным известковоскарновым преобразованием скарнов магматической стадии, когда даже породы внешних зон метасоматической колонки (если они были) оказываются нацело замещенными. Преобладание высокоглиноземистых минералов и общее высокое содержание глинозема полностью исключали возможность представления о скарнах как образованиях, возникших на месте чистых известняков (Шабынин, Заревич, 1967).

Совокупность особенностей скарнов Кедабека привела нас к мысли, что они принадлежат к магнезиальноскарновой формации. Чтобы удостовериться в этом, в 1967 г. была предпринята поездка на месторождение, которая полностью подтвердила наше предположение о природе этих скарнов. Были осмотрены два участка: Везувиановая горка и южный склон субширотной долины севернее здания Исполкома. Ниже приводятся новые общие данные о скарнах Кедабека.

В основании Везувиановой горки в колее проходящей здесь дороги обнажаются диориты с ксенолитами шпинель-фассаитовых скарнов. Размеры отдельных ксенолитов около $2,5 \times 1,0$ м, очертания неправильные, границы с диоритом резкие. Хорошо представленная в шлифах экзон зона анортит-фассаитовой околоскарновой породы внешне не выделяется. В массе скарна обильны микроапофизы диорита с частичным пропитыванием массы скарна магматической породой. При этом возникают типичные гибридные магматические породы, состав которых близок к габбро. Подавляющая часть скарнов выглядит совершенно свежей. Замещение известковыми скарнами практически отсутствует, и шпинель хорошо сохранилась. Лишь вдоль границ с интрузивной породой развиваются роговая обманка, частично эпидот и гранат, замещающие пироксен скарна и полевые шпаты магматической породы.

Выше склон Везувиановой горки задернован и покрыт щебенистым делювием, еще выше и южнее на нем имеются точечные выходы диоритов и скарнов, представленных в основном гроссуляр-везувиановой разностью. Однако в нескольких местах появляются мелкие линзочки почти мономинерального геленитового скарна. Эти линзочки выглядят реликтами более крупных масс геленита, замещенных везувиановым и гранатовым скарнами. Замещение в обнажениях выражено очень четко. Рассматриваемые обнажения скарнов располагаются по склону в 2—3 м выше диоритов и явно относятся к области внешнего контакта последних, в котором и находится описанная предшествующими исследователями часть Везувиановой горки. Над геленитовыми «линзочками» в везувиановом с гроссуляром скарне расположены разобщенные гнезда грубокристаллической кальцитовой породы с переменными количествами волластонита и везувиана. Упомянутый Г. П. Барсановым (1949) и Г. И. Керимовым (1963) «мрамор» на Везувиановой горке представлен именно такой грубокристаллической (размер зерен до 1—2 см) кальцитовой породой, в которой мелкозернистый мрамор образует лишь совсем небольшой островок.

В сравнительно лучше обнаженной части скарнового контакта кварцевого диорита (южнее упомянутых «мраморов») интрузивные породы и часть скарнов сильно изменены выветриванием. Поверхность контакта здесь сложная, изрезанная лишь частично вскрытыми апофизами в скарнах экзоконтакта. На отдельных отрезках последнего видно следующее расположение скарновых пород.

В эндоконтакте: интрузивная порода (кварцевый диорит, до габбро-диорита) — пироксен-плаггиоклазовая (реже скаполитовая с обилием сфена) околоскарновая порода — скарн пироксен-гранатовый ± волластонит. Жи-

лы гранатового скарна проходят и в околоскарновую, и в интрузивную породу.

В экзоконтакте зональность не распознается (вследствие выветрелости пород), хотя состав скарна в различных местах меняется. Непосредственно граничащие с эндоскарном породы в основном являются кальцит-пироксен-гранатовыми или везувиановыми, в которых то большую, то меньшую роль играет волластонит. Последний нередко сильно замещен апофиллитом. Четкую границу между существенно гранатовыми скарнами обеих частей контакта в поле провести трудно.

Выше по склону за гранат-везувиановым скарном преобладает делювий с отдельными точечными выходами коренных пород кальцит-ксантофиллит-везувиан-пироксенового состава. В этом скарне кроме фассаита местами сохранились зерна зеленовато-голубой шпинели, замещаемой ксантофиллитом, гроссуляром и везувианом, однако остатки неизмененного шпинель-фассаитового скарна не обнаружены.

Формирование скарнов Везувиановой горки «преимущественно за счет известняков и частично за счет подстилающих вулканогенно-осадочных пород» (Керимов, 1963, стр. 89) не подтверждается. Среди скарнов участка полностью отсутствуют разности, которые хотя бы отдаленно напоминали скарны по вулканогенным породам. Кроме того, элементы залегания пород (почти вертикальное падение) как на горке, так и в пачке роговиков с запада в условиях, по-видимому, малой протяженности в глубину обрывка кровли, слагающего Везувиановую горку (едва ли более 20—25 м), исключают возможность подстилания подвергшейся скарновому замещению карбонатной породы иными породами.

Второй участок распространения скарнов представлен довольно обширным глыбовым отвалом из засыпанного котлована под строительство дома и многочисленными глыбами в каменных заборах, сложенных из материала, выкопанного на примыкающих огородах. Крупные размеры, остроугольность глыб и свежесть в них скарнов не оставляют сомнений в том, что котлован вскрывал коренные породы. По-видимому, прикрытые делювием выходы скарнов занимают значительную часть южного склона холма, у подошвы которого (и, вероятно, языками вверх) расположился интрузив гранодиоритов. О наличии здесь контакта с интрузивом можно заключить по глыбам гранитоидов среди глыб скарна, а также по обилию пересечений скарнов гранитоидными жилами различной мощности (рис. 1).

Как и в обнажении у подножия Везувиановой горки, где наблюдаются аналогичные явления, скарны имеют здесь шпинель-фассаитовый состав и отличаются почти полным отсутствием минералов послемагматических ассоциаций. Из последних отмечены: роговая обманка, гранат, ксантофиллит, скаполит и минералы эпидотовой группы, среди которых имеется красиво окрашенный тулит.

Кроме ксенолитов шпинель-пироксеновых скарнов, в глыбах гранодиоритов встречаются в различной мере резорбированные ксенолиты роговиков. Крупные выходы последних имеются на противоположном борту долины.

Как уже отмечалось, минеральный состав и особенности главных минералов скарнов Везувиановой горки исследованы и описаны в ряде работ. Поэтому мы остановимся лишь на особенностях вещественного состава магнезиальных скарнов и их минералах.

Магнезиальные скарны магматической стадии. Метасоматическая зональность скарновых контактов месторождения не могла быть изучена нами сколько-нибудь полно, особенно во внешних зонах. Препятствовала плохая обнаженность. Однако можно отметить отсутствие пород внешних зон метасоматической колонки в делювии и в имеющихся выходах. Предположительно это можно объяснить небольшими объемами доломитовых тел и очень интенсивной их гранитизацией, при которой внешние зоны колонки оказались нацело вытесненными ее тыловыми зонами (Шабынин, 1961). На Ве-

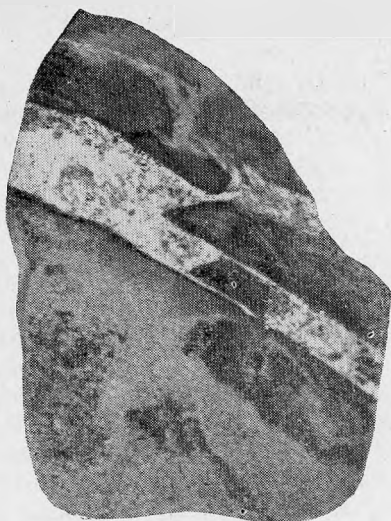


Рис. 1. Жилка кварцевого монзонита в шпинель (темное)-фассаитовом скарне, обр. 153. $\frac{1}{2}$ натур. вел.

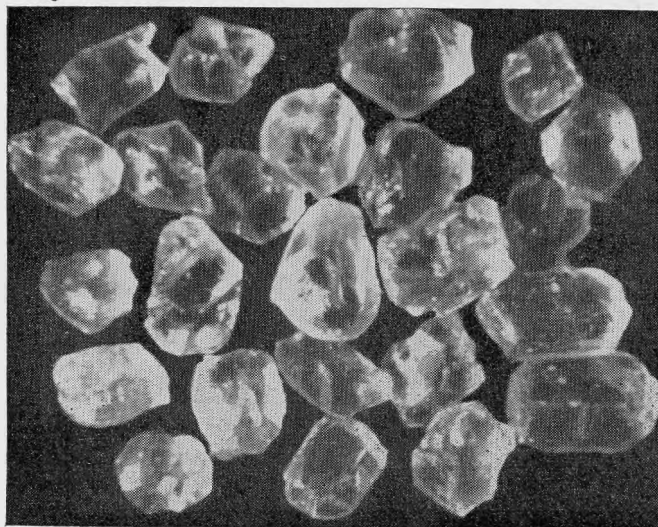


Рис. 2. Зерна фассаита различной формы, освобожденные из шпинельсодержащих скарнов, взятые из трех месторождений. Увел.35

зувиановой горке, кроме того, сказалось очень сильное послемагматическое известковоскарновое преобразование исходных магнезиальных скарнов и раздоломичивание с перекристаллизацией остатков исходных мраморов.

Шпинель-пироксеновые скарны обоих участков внешне совершенно одинаковы. Они неотличимы и от аналогичных скарнов большого числа других магнезиальноскарновых месторождений. Характерно выражены желтовато-зеленая и голубовато-зеленая окраска породы, близкие к изометричным формы зерен пироксена и неравномерность распределения шпинели (плеонаст с $N=1,738-1,472$). На рис. 2 видны зерна пироксена из скарна Кедабека, перемешанные примерно с равными количествами зерен пироксенов из таких же скарнов месторождений Малко Тырново (Болгария) и Таежное (Якутия).

**Химический состав и оптические свойства пироксенов магнезиальноскарновых пород
Кедабекского месторождения**

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	46,20	43,70	47,20	45,00
TiO ₂	0,50	0,55	0,72	0,75
Al ₂ O ₃	10,35	13,95	8,30	12,40
Fe ₂ O ₃	4,02	4,23	3,38	3,85
FeO	0,70	0,92	2,78	1,58
MnO	0,23	0,30	0,17	0,14
MgO	12,81	10,89	11,81	10,80
CaO	25,10	25,30	25,40	25,40
Na ₂ O	0,07	0,05	0,08	0,07
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,03
H ₂ O ⁻	0,30	0,30	0,30	0,30
H ₂ O ⁺	0,20	0,20	0,20	0,20
С у м м а	100,51	100,41	100,36	100,47
Уд. вес	—	—	—	3,32
n_g	1,723	1,727	1,717	1,729
n_p	1,696	1,700	1,687	1,702
$c : Ng$ в град.	43	43	42	44
$2VD$ в град.	59	60 ^{1/2}	59	57
$\rho - v$ в град.	3	3	3	3 ^{1/2}
$m = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100$	15,9	19,2	12,5	20,4
$al = \frac{Al}{Si + Al + Fe + Mg} \times 100$	15,0	22,0	15,8	18,3
Ассоциация	Шпинель ($N = 1,739$)	Шпинель	Анортит	Плагиоклаз, гроссуляр ($N = 1,760$)

Кристаллохимические формулы пироксенов

- 1 (обр. 121). $(Ca_{0,99}Na_{0,01})(Mg_{0,70}Fe_{0,02}^{2+}Fe_{0,11}^{3+}Al_{0,15}Mn_{0,01}Ti_{0,01})[Si_{1,70}Al_{0,30}]O_6$.
- 2 (обр. 138). $Ca_{1,00}(Mg_{0,60}Fe_{0,02}^{2+}Fe_{0,15}^{3+}Al_{0,21}Mn_{0,01}Ti_{0,01})[Si_{1,61}Al_{0,39}]O_6$.
- 3 (обр. 141). $Ca_{1,01}(Mg_{0,66}Fe_{0,09}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Al_{0,13}Ti_{0,02})[Si_{1,76}Al_{0,23}]O_6$.
- 4 (обр. 132). $(Ca_{1,01}Na_{0,01})(Mg_{0,60}Fe_{0,05}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Al_{0,23}Ti_{0,02})[Si_{1,67}Al_{0,31}]O_6$.

Химические анализы выполнены О. Г. Унановой.

В шлифах пироксен из описываемых скарнов обладает сильной дисперсией оптических осей. При этом диспергирует почти только ось *B* (ближайшая к кристаллографической оси *c*). При величине угла оптических осей $2V_D$ 57—60° значение $2V_C - 2V_F$ составляет 2^{1/2}—3° (по замерам в четырех образцах с различных участков). Соответственно $\lambda = 589$ (*D*), 620 (*C*) и 486 мкм (*F*). Величины $c : Ng$ изменяются в пределах 41—43°. Эти особенности пироксена вместе с особенностями его химического состава (см. таблицу, ан. 1 и 2), в частности, высокое содержание глинозема, в том числе Al₂, сильное преобладание Fe₂O₃ над FeO, количество кальция на уровне диопсида, определяют минерал как типичный фассаит (Tilley, 1938; Tröger, 1951; Гинзбург, Сидоренко, 1964). Об этом же вполне определенно сви-

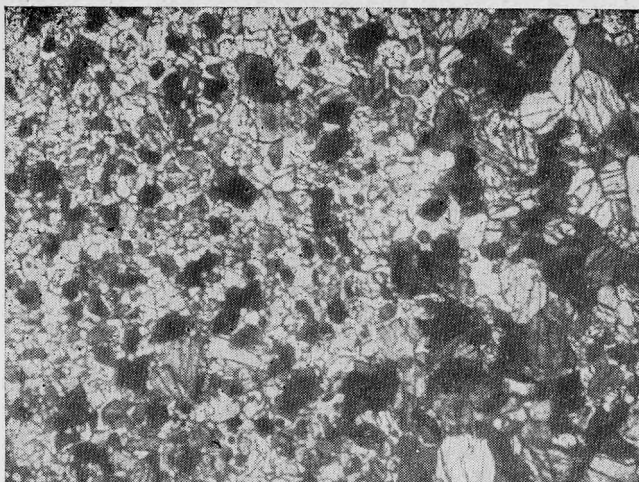


Рис. 3. Развитие анортита (светлое с низким рельефом) из стыков зерен фассаита с их замещением. Все плагиоклазовые выделения принадлежат одному кристаллическому зерну и находятся в одной оптической ориентировке. Аподолмитовая околоскарновая порода на контакте с кварцевым диоритом, сбр. 149. Никели скрещены, увел. 30

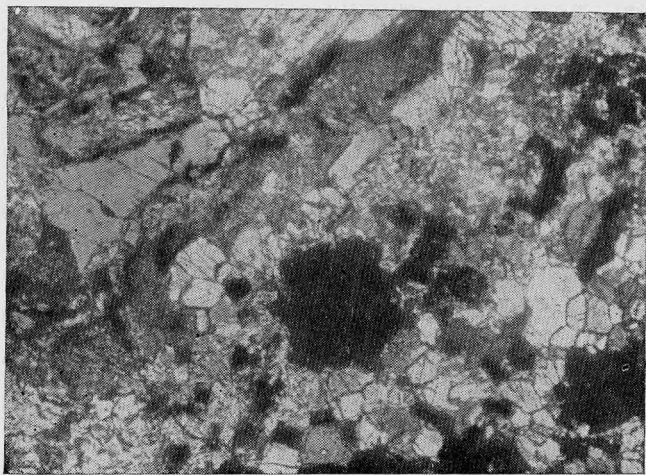


Рис. 4. Друзитовые сростки состава фассаит+анортит в полоске, отделяющей кварцевый диорит (слева сверху) от шпинель-фассаитового скарна. Видно замещение анортитом шпинели (черное) и фассаита, обр. 153. Без анализатора, увел. 30

детельствует и высокое светопреломление анализированных пироксенов при небольшой их общей железистости.

Следует заметить, что оптические свойства пироксенов из известковых скарнов Везувиановой горки из ассоциаций со шпинелью, геленитом, ксантофиллитом, гроссуляром и везувианом различны. Абсолютно преобладающий пироксен, подвергающийся замещению перечисленными послемагматическими минералами, полностью соответствует фассаиту, пироксен же, замещающий гранаты, представлен, по-видимому, глиноземсодержащим салитом (салит-авгитом).

Кроме шпинели, в фассаитовых скарнах месторождения отмечены акцессорный апатит и в некоторых образцах основной плагиоклаз, который замещает шпинель и фассаит (рис. 3, 4) и представлен анортитом. Измерения n_g плагиоклаза в иммерсии для трех образцов показали величину 1,582, а значения угла погасания $c:Ng$ в сечениях, перпендикулярных (001) и (010), колебались в пределах 43—41°. Эти константы соответствуют плагиоклазам с 92—85% анортитовой составляющей. Как правило, анортит в массе скарна появляется лишь вблизи зоны плагиоклаз-пироксеновой околоскарновой породы. Следует подчеркнуть, что ни на том, ни на другом участке в составе шпинель-пироксеновых скарнов не были отмечены флогопит и паргасит. Эта особенность рассматриваемых скарнов указывает, что в процессе их послемагматического преобразования активность щелочей, особенно K_2O , в растворах была низкой.

Плагиоклаз-пироксеновые аподолмитовые околоскарновые породы, слагающие крайнюю тыловую зону метасоматической колонки магнезиальных скарнов магматической стадии (Шабынин и др., 1961), на обоих участках месторождения распространены широко. Они присутствуют во всех наблюдавшихся нами контактах между шпинель-фассаитовым скарном и активной интрузивной породой. Граница околоскарновой части шлифа с интрузивной породой, как правило, резкая, однако с удалением от нее нередко имеется своеобразно выраженный переход. В этих случаях со стороны кварцсодержащей массы может присутствовать друзитового строения пироксен-анортитовая микрополоска, за которой в направлении околоскарновой породы следует зернистая или монокристаллическая (в пределах части шлифа) зонка анортита (с пироксеном). Последняя сменяется столь же узкой зонкой, в которой изометрические зерна пироксена неравномерно замещаются основным плагиоклазом того же состава. В центральных частях обособлений плагиоклаза кое-где видны остатки плеонаста. К этой зонке примыкает уже шпинель-фассаитовая масса скарна.

Роговая обманка чаще всего развивается с замещением пироксена околоскарновой породы и полевых шпатов обеих частей контакта. Характерная деталь, отмеченная в нескольких случаях, — однородность оптической ориентировки зерен плагиоклаза околоскарновой породы и непосредственно граничащих с ними зерен плагиоклазов интрузивной породы. При этом последние соприкасаются с битовнитом и как бы наращивают выступающие концы его зерен. Битовнит здесь всегда отделен от кварца интрузивной породы более кислым плагиоклазом или авгитом.

Развитие плагиоклаза в скарновой массе часто происходит путем образования микрозернистых субграфических агрегатов фассаита и анортита. Контуры таких агрегатов клумбовидные, а размеры каждого из них соответствуют пространству, занимаемому группой зерен пироксена в остальной массе породы. Однако в сростках с плагиоклазом зерна фассаита в 10—15 раз мельче, чем в окружающей массе.

Сопоставление оптических свойств пироксена околоскарновой породы с особенностями его химического состава (см. таблицу, ан. 3 и 4) позволяет считать доказанной принадлежность и данного пироксена к фассаитам. На этом основании и с учетом оптических характеристик пироксенов из аналогичных околоскарновых пород многих других месторождений можно утверждать, что первичные пироксены пород рассматриваемой зоны метасоматической колонки магнезиальных скарнов во всех случаях являются фассаитами. Одной из главных причин данной закономерности может быть следующая. При вступлении трансмагматических растворов в основную среду доломитов валовая активность щелочей в них возрастает вследствие взаимодействия оснований в растворе (Коржинский, 1957, 1958, 1965). Соответственно увеличивается активность кислорода, и в составе возникающего пироксена главное значение приобретает железо в трехвалентной

форме. Именно последнее обуславливает высокое светопреломление фассаита, отличающее его от других клинопироксенов.

Необходимо подчеркнуть, что только исключительная свежесть шпинель-пироксеновых скарнов в ксенолитах обоих участков позволила установить закономерно постоянное присутствие микрозоны околоскарновой породы. Отсутствие послемагматических скарнов на контактах этих пород с интрузивами, характерное для Кедабека, является скорее редкостью, чем правилом. Учитывая это, а также легкость замещения основных плагиоклазов в условиях понижающейся температуры и снижения щелочности растворов, следует, очевидно, полагать, что отсутствие зоны околоскарновой породы в ряде контактов, аналогичных по генетическому типу, является лишь кажущимся и обусловлено позднейшими изменениями контактирующих пород.

В отдельных ксенолитах шпинель-пироксенового скарна небольшого размера отмечается интенсивное пропитывание породы магматическим материалом. При этом контуры ксенолита становятся уже расплывчатыми, а микроструктура породы приобретает гетерогенность. Отдельные участки возникающей гибридной породы имеют еще типичную для околоскарновых пород роговиковую структуру, структура же других обладает всеми признаками кристаллизации породы из расплава, заключавшего остатки зерен пироксена и плагиоклаза околоскарновой породы. Здесь наряду с однородными зернами андезина (An_{40}) встречаются зерна, центральные части которых сложены лабрадором (An_{60}) и более основным плагиоклазом. В таких участках пироксен представлен уже авгитом зеленым в шлифах. Наконец, значительно число участков, в которых порода имеет сравнительно однородную структуру, отличающуюся от габбровой, хотя минеральный состав породы отвечает габбро (авгит, лабрадор, примесь рудных зерен и сфена), иногда появляются зернышки кварца в интерстициях плагиоклаза и редкие зерна калиевого полевого шпата. Однако и в этих случаях зерна плагиоклаза имеют правильные узкие каемки более кислого состава.

Эти данные показывают, что в процессе магматического замещения магнезиальных скарнов Кедабека значительной была роль диффузии (Жариков, 1958, 1960), что и обусловило появление в краевых частях гранодиоритового массива Кедабека диоритовых и даже габброидных фаций. Наряду с этим в некоторых образцах из контактов с аподолмитовыми околоскарновыми породами в составе гранитоидов наблюдалось появление зон повышенной щелочности. При этом иногда кварц- и калишпатсодержащая порода содержит авгит (часто замещенный роговой обманкой), а иногда — соответствует монцониту.

Отмеченные явления в связи со скарнообразованием Г. И. Керимовым (1963) не рассмотрены и в построении выводов об условиях формирования Кедабекского интрузива не использованы. Их роль в наблюдаемом разнообразии интрузивных пород месторождения, в частности на участках развития скарнов, еще только предстоит исследовать.

Выводы

1. В пределах месторождения установлено широкое распространение типичных магнезиальных скарнов и околоскарновых пород магматической стадии. Кристаллический габитус, оптические свойства и химический состав клинопироксена, ассоциирующего в скарнах Кедабека со шпинелью и подвергающегося замещению минералами, богатыми глиноземом и магнием (геленитом, ксантофиллитом, везувияном, гроссуляром и др.), позволяют определить этот пироксен как фассаит. Выяснилось, что к фассаитам относятся также и клинопироксены указанных выше околоскарно-

вых пород, в которых он ассоциирует с основными плагиоклазами состава битовнит-анортит.

2. Совокупность особенностей известковых скарнов Везувиановой горки Кедабека: наличие в их составе перечисленных выше высокоглиноземистых и магнезиальных минералов, геологические взаимоотношения их с типичными магнезиальными (шпинель-фассаитовыми) скарнами и с породами активного интрузива — с полной определенностью указывают на принадлежность этих известковых скарнов к образованиям магнезиально-скарновой формации. Установление такого рода фактов в том или ином скарновом месторождении обычно заставляет пересматривать геологическую историю месторождения с момента становления интрузива. В условиях Кедабека, учитывая казавшуюся хорошей изученность его скарнов, упомянутые новые факты особенно ярко свидетельствуют о более широком распространении среди известных гипабиссальных скарновых месторождений той их части, которая относится к магнезиально-скарновой формации, о необходимости привлечения особенностей минерального парагенезиса скарнов в качестве основного признака при установлении принадлежности последних к известково- или магнезиально-скарновой формации (Шабынин, Заревич, 1967; Sabylin, 1968).

3. Минеральный и химический состав скарнов Кедабека и слагающих их минералов, а также условия их нахождения позволяют утверждать следующее: а) в составе исходных пород на участке Везувиановой горки и на втором участке имелись доломиты; б) кальцитовый состав карбонатной части мраморов вблизи скарновых тел не всегда может служить основанием для ориентировки в фаціальном составе исходных карбонатных пород; в) послемагматическое скарнообразование в Кедабеке происходило в обстановке пониженной щелочности и железистости растворов; г) скарны формировались в условиях геленит-монтичеллитовой фации глубинности, по Д. С. Коржинскому (1940), и попытки Г. И. Керимова (1963) представить эти условия иными, соответствующими условиям «средних глубин», лишены оснований. Отсутствие монтичеллита в составе послемагматических скарнов Кедабека обусловлено, по-видимому, лишь температурными особенностями контакта, а не давлением углекислоты в растворах.

4. В скарновых контактах месторождения ярко выражены изменения в составе активных интрузивных пород в направлении появления фаций повышенной щелочности и особенно — повышенной основности. Это обстоятельство наряду с превосходной сохранностью одной части магнезиальных скарнов и сильной замещенностью известковыми скарнами другой их части создает благоприятные предпосылки для детального изучения на Кедабеке особенностей процессов магматического замещения доломитов, взаимоотношений совмещенных в пространстве магнезиальных и известковых скарнов и их минералогии.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г. П. Везувиан из Кедабекского месторождения в Закавказье (Азерб. ССР). — Труды Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаеграмме. — Труды Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарново-рудных месторождений. — В кн. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.
- Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных пород. — В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГГ. Проблема 14. Проблема гранито-гнейсов». Киев, 1960.
- Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку, 1963.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Труды ИГН АН СССР, петрогр. серия, 1940, вып. 12, № 5.

- Коржинский Д. С.* Режим кислотности-щелочности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С.* Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.
- Коржинский Д. С.* Общие закономерности послемагматических процессов. — Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. II. Прага, 1965.
- Махмудов С. А.* Новые данные по везувиану Кедабекского месторождения. — Тезисы докл. на III Закавказской конфер. молодых научных работников геол. ин-тов АН Азерб. ССР, Арм. ССР, Груз. ССР. Тбилиси, 1960.
- Паффенгольц К. Н.* Кедабек. — Труды Всес. геолого-развед. объедин., 1932, вып. 218.
- Успенский Н. С.* Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. — Изв. Об-ва горн. инж., 1910.
- Федоров Е. С.* Геологические исследования летом 1900 г. — Ежег. по геол. и минер. России, 1901, 6, вып. 6.
- Федоров Е. С.* Кедабекит и виолант. — Изв. Моск. сельскохоз. ин-та, 1903.
- Чирвинский П. Н.* К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. — Изв. Донск. политехнич. ин-та, 1914, 3, вып. 1.
- Шабынин Л. И.* О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. — Геол. рудн. местор., 1961, № 1.
- Шабынин Л. И., Заревич И. П.* Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарново-рудных месторождений. — Геол. рудн. местор., 1967, № 6.
- Шабынин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М.* Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
- Korn O.* Untersuchungen am Vesuvian von Kedabek in Kaukasien. — Zeit. Krist., 1883, 7.
- Tilley C. E.* Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones. — Geol. Mag., 1938, 75.
- Tröger E.* Über den Fassait und die Einteilung der Klinopyroxene. — N. J. Miner., 1951, Hf. 6.
- Sabynin L. I.* Über einige Skarnmineralparagenesen zur Unterscheidung von Kalkexoskarren in Dolomiten und Kalksteinen. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B. Miner. Lagerstätten., 1968, 13, Hf. 4.

М. Е. ЯКОВЛЕВА

**МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОСТЕЙ
ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ЯШМ ЮЖНОГО УРАЛА**

На Южном Урале известен ряд месторождений пестроцветных яшм. Наиболее известно Орское, расположенное на горе Полковник. Это месторождение детально изучено А. Е. Малаховым и К. М. Надеяевым (1940), которые на основании геологических и стратиграфических данных, а также вещественного состава и текстурных особенностей изложили свое мнение о генезисе пестроцветных яшм и причинах разнообразия их окраски. Позднее А. Н. Игумнов (1955, 1960, 1963) изучал текстурные особенности пестроцветных яшм и природу стебельчатого кварца в них. Им также высказана точка зрения на происхождение пестроцветных яшм Орского Урала. Перечисленными исследованиями исчерпывается список опубликованных работ, посвященных вещественному составу и текстуре яшм Урала.

Геологическая обстановка месторождений пестроцветных яшм, по А. Е. Малахову и К. М. Надеяеву (1940), на горе Полковник следующая: в верхах нижнедевонского покрова альбитизированных, хлоритизированных и актинолитизированных, местами сильно расланцованных диабазов и диабазовых порфиритов залегают небольшие линзообразной формы вытянутые в меридиональном направлении тела пестроцветных яшм. Азимуты и углы падения этих тел зависят от формы мелких складок, в которые сматы вмещающие их диабазы и диабазовые порфириты.

Мощность линз яшм в среднем 0,8—1 м, крайние пределы 0,2—3 м, протяженность 5—40 м, глубина залегания до 8—9 м. Контакты яшм с вмещающими породами резкие. Иногда на контакте наблюдается зеленоватая кварц-эпидотовая кайма, резко граничащая с диабазами и постепенно переходящая в пестроцветные яшмы. Ширина каймы достигает 7 см, и в ней перпендикулярно зальбандам развиваются иглы тремолита. Кроме того, упомянутые авторы отмечают единичный случай контактового воздействия диабазов на яшмы в Ворошиловском (Анастасьевском) месторождении. Здесь в висячем боку линзы развита кайма шириной 6—8 см, содержащая прожилки зеленоватого граната.

Что касается минералогии яшм, то, по А. Е. Малахову и К. М. Надеяеву, их основной составной частью является кварц (до 80—90%), к которому в различных количествах примешиваются тонкий глинистый материал, цоизит, хлорит, актинолит, тремолит, гранат, карбонаты, пирит, магнетит, гематит и разновидности водных окислов железа.

В данной статье излагаются результаты исследования яшм, преимущественно окрашенных в розовые и красные тона различной интенсивности, а также белой и черной с горы Полковник, для сопоставления более кратко охарактеризованы яшмы месторождения Западного, расположенного в 1,5 км к западу от горы Полковник, и Анастасьевского, находящегося в 40 км к югу от нее.

Все описанные образцы яшм изучались в очень тонких шлифах в иммерсии, подвергались спектральному анализу и дифрактоскопии, а некоторые — термическому и химическому анализам.

Яшмы горы Полковник

Относительно полно исследован обр. 4222 из коллекции поделочных камней Минералогического музея АН СССР, представляющий собой *светлую серовато-розовую яшму*, состоящую из тонких полосок — розовых, непрозрачных и светло-серых, просвечивающих в тонком сколе. Ширина светло-серых полосок не превышает 1 мм, а розовых — 3 мм. Розовые полоски состоят из менее резко проявленных более узких полосок (рис. 1).

Микроскопическим исследованием установлено, что в составе яшмы главным минералом является кварц, зерна которого изометричные и удлиненные, с зазубренными ограничениями размером в среднем 0,02 мм. Кварц слагает также четко выделяющиеся обособления овальной формы размером до 0,15 мм. Зерна кварца удлинены параллельно полосчатости, которая подчеркивается скоплением в кварце изотропного вещества, непрозрачного при одном никеле и имеющего хлопьевидное строение и белый цвет при косом освещении. В розовых полосках изотропное вещество присутствует в максимальном количестве, однако распределено оно неравномерно (рис. 2). В полосках светло-серого цвета изотропное вещество отмечается сравнительно редко, но полоски, полностью лишенные его, не наблюдались. При большом увеличении видно, что изотропное вещество неоднородно и представляет собой агрегат изометричных зернышек-глобулей размером не более 1—3 мк. Размер скоплений мелких зерен от 0,1 до 0,007 мм. Их строение и форма показаны на рис. 3. По данным дифрактоскопии, описываемое изотропное вещество принадлежит к группе граната.

В яшме присутствуют также очень редкие чешуйки зеленой слюдки размером около 0,01 мм с сильным плеохроизмом и высоким двупреломле-

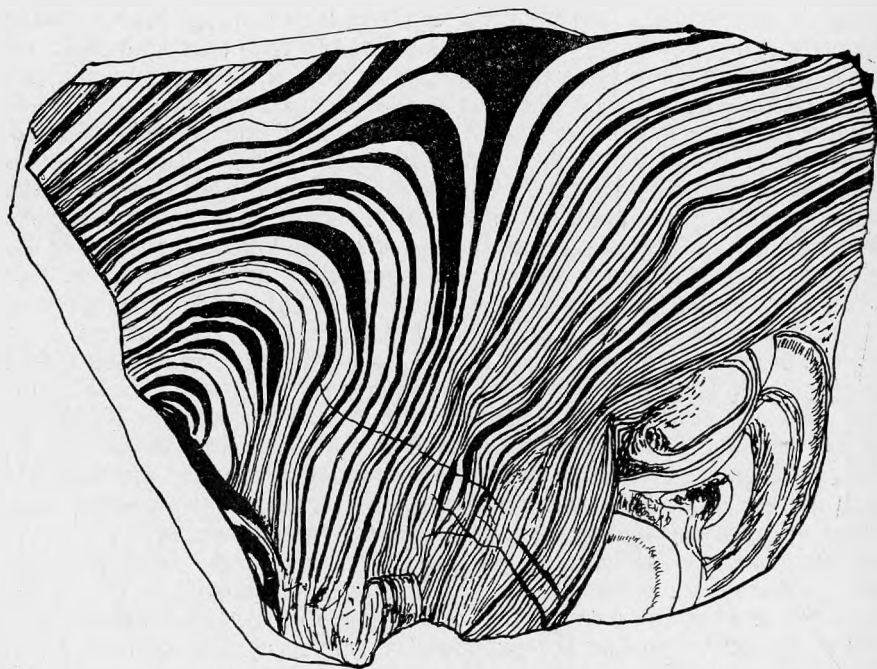


Рис. 1. Зарисовка серовато-розовой полосчатой яшмы, обр. 4222. Черное соответствует светло-серым, а белое — розовым полоскам на образце. Уменьш. 2

Рис. 2. Полосчатая яшма,
обр. 4222. Светло-серое —
кварц, черное — гранат.
Увел. 20, один николь

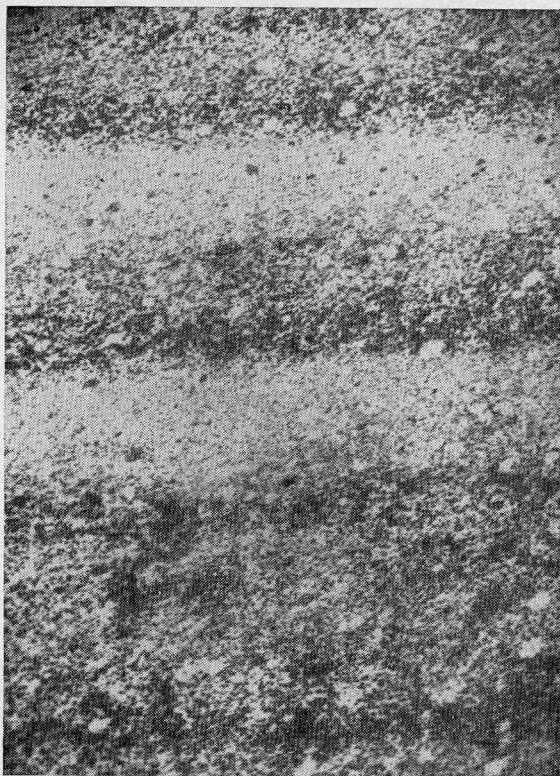
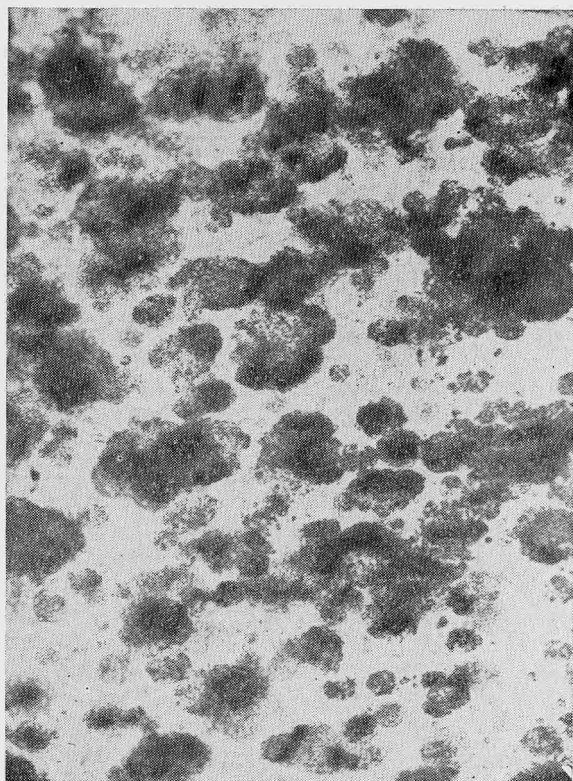


Рис. 3. Формы обособлений
граната (темно-серые пятна)
в яшме, обр. 4222. Увел. 290,
один николь



Химический состав яшм (в вес. %)

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO ₂	95,52	87,86	MgO	0,33	0,49
TiO ₂	Не опр.	0,08	CaO	1,23	4,01
Al ₂ O ₃	1,18	4,12	Na ₂ O	0,04	Не опр.
Fe ₂ O ₃	0,75	1,09	K ₂ O	0,15	»
FeO	0,19	0,44	П. п. п.	0,16	0,61
MnO	0,05	0,98	CO ₂	Не опр.	0,20
			С у м м а	99,60	99,88

1—обр. 4222, розовая пестроцветная яшма; 2—обр. 73133, розовая региональная яшма

нием, редкие кубики пирита и гематит. Последний неразличим под микроскопом и, вероятно, представлен чрезвычайно тонкой пылью, которая пропитывает полосы, обогащенные гранатом, и окрашивает их в розовый цвет.

Химический состав яшмы (обр. 4222) приведен в табл. 1.

Приближенный пересчет его на минеральный состав дал следующее: кварца 94,5%, граната 4%, слюды флогопитового состава 1,5%.

На термограмме образца, нагретого до 1000° С, зафиксировано только модификационное превращение кварца при 575° С. Спектральным анализом в образце обнаружены десятитысячные доли процента Be, Y, Ni и тысячные Pb, Nb, Cr, Zn, Cu. На дифрактограмме, кроме пиков кварца, присутствуют небольшие, но достаточно четкие пики 3,003; 2,698 и 1,604 Å, принадлежащие гранату. Последний имеет $a_0 = 12,0$ Å, $N > 1,790$ и, следовательно, может быть отнесен к андрадиту.

Розовая яшма макроскопически однотонная, в шлифе также обнаруживает тонкополосчатое строение. В отличие от обр. 4222 нет полос, почти лишенных граната, поэтому образец выглядит однотонным. Гранат представлен изометричными зернами размером не более 2—3 мк. Он равномерно рассеян в кварце в пределах полос и редко образует округлые стяжения диаметром 0,03—0,08 мм. Кварц является преобладающим минералом и представлен как тонкозернистым агрегатом изометричных и удлиненных с зазубренными очертаниями зерен размером 0,01—0,045 мм, так и обособлениями округлой формы диаметром до 0,16 мм, почти лишенными граната. В небольшом количестве присутствует актинолит в виде тонких иголок длиной до 0,03 мм. Очень редок кальцит. Гематит микроскопически неразличим, но так как тонкозернистый кварц имеет желтоватый цвет, то, вероятно, гематит в нем образует тончайшую пыль.

Термограммы интенсивно розовой яшмы и обр. 4222 аналогичны. Дифрактограмма же характеризуется значительно более четко проявленными пиками, значения которых (табл. 2) свидетельствуют о том, что гранат, как и в описанной выше разности, может быть отнесен к андрадиту.

Спектральным анализом розовой яшмы в ее составе, кроме преобладающего кремнезема, установлены (в %): Al 1; Ca 1; Na 0,1; Mg 0,03; Ti 0,007; Mn 0,008. Содержание Fe₂O₃, определенное химическим путем, составляет 1,85%.

Белую, или фарфоровидную, яшму также слагают тонкозернистый кварц и гранат. Последний в виде изометрических (не более 2 мк) зернышек распределен в кварце относительно равномерно. На дифрактограмме он

Межплоскостные расстояния граната из однотонной розовой яшмы горы
Полковник. Fe-антикатод, 35 кв, 7 ма, $a_0 = 11,97 \pm 0,01 \text{ \AA}$

hkl	I	d	hkl	I	d
400	6	2,996	611	2	1,944
420	10	2,678	620	1	1,894
332	1	2,554	642	7	1,601
431	2	2,344	800	1	1,497
521	2	2,183	840	1	1,339

представлен пиками 3,001; 2,684 и 1,600 \AA , $a_0 = 11,99 \text{ \AA}$ и, следовательно, также имеет состав андрадита.

Черная яшма с красноватым надцветом имеет более сложный состав, чем описанные разновидности. Основным минералом является кварц в виде изометричных и вытянутых зерен с зазубренными очертаниями размером до 0,01, редко до 0,024 мм. В большом количестве присутствуют тончайшие включения граната, магнетита, гематита, актинолита, слюды. Гранат образует мелкие, редко достигающие 2 мк изометричные зернышки. Он как бы пропитывает всю массу кварца, но распределен неравномерно. Кроме того, местами он развит в виде кучных, резко очерченных скоплений, как в розовой полосчатой яшме (обр. 4222), местами же очертания скоплений очень расплывчаты. Светопреломление граната определить не удалось, и только на основании размера элементарной ячейки $a_0 = 12,0 \text{ \AA}$ он отнесен к андрадиту. Актинолит представлен очень тонкими иглочками длиной до 0,15 мм, довольно равномерно рассеянными в породе. Октаэдри магнетита до 0,006, редко до 0,015 мм рассеяны равномерно, они вызывают черную окраску яшмы. Гематит образует очень тонкочешуйчатый агрегат, редко чешуйки достигают 8 мк. Бесцветная и светло-коричневая слюда встречается сравнительно редко, чешуйки длиной до 0,06 мм. Макроскопически хорошо различаются на черном фоне мелкие желтые зерна и кубики пирита.

На дифрактограмме черной яшмы, кроме пиков кварца, имеются гораздо менее интенсивные, но достаточно четкие пики граната (3,00; 2,698 и 1,605 \AA) и магнетита (2,95 и 2,53 \AA). Термограмма образца, нагретого до 1000° С, отражает только модификационное превращение кварца. Химическим анализом установлены в яшме СаО (1,19%) и MgO (следы).

Красная яшма встречается как однотонная, так и пятнистая, иногда с блестящими красными вкраплениями гематита. Под микроскопом видно, что структура пятнистой яшмы очень неоднородная. В массе кварца, зерна которого имеют неправильные зазубренные очертания и размеры от 0,006 до 0,3 мм, неравномерно распределен гематит. Последний образует то тонкую пыль, то более крупные выделения (рис. 4). Широко развит также гранат в виде мельчайших скелетных выделений и неправильных зерен. Изотропный; неравномерно рассеян в породе и наиболее четко диагностируется в округлых и эллипсоидных обособлениях, состоящих либо только из граната, либо из граната и кварца, а также из граната, кварца и гематита (рис. 5). Иногда присутствуют единичные октаэдри магнетита. Размер обособлений, сложенных только одним гранатом, чаще в виде агрегата скелетных выделений, — 0,7 мм по длинной оси. Наиболее крупные зерна граната достигают 0,05 мм в диаметре и имеют желтоватую окраску. Их $N = 1,855$, $a_0 = 12,0 \text{ \AA}$. Следовательно, они принадлежат к андрадиту.

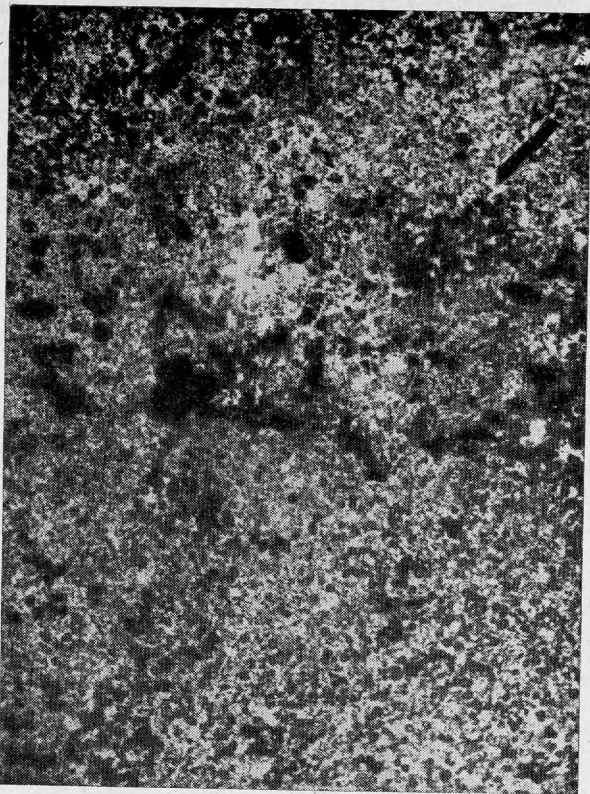


Рис. 4. Красная яшма. Характер распределения гематита. Увел. 20, один николь

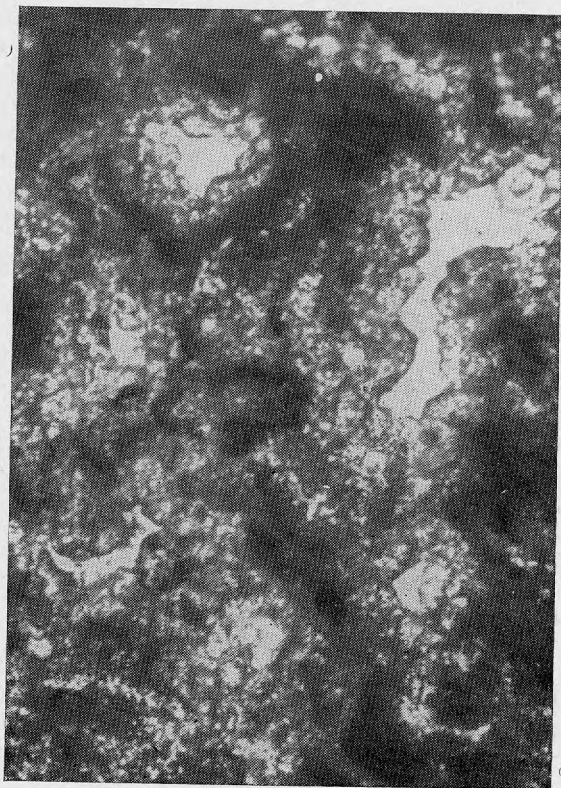


Рис. 5. Красная яшма. Кварц (белое), гранат (серое), гематит (черное). Увел. 290, один николь

Распространены также аналогичные стяжения кварца и гематита, в которых граната мало и он представлен рассеянными зернами в кварце, слагающем сердцевину, и в гематите оболочки. Присутствуют скопления октаэдров магнетита с размером кристаллов до 0,1 мм, скопления чешуек гематита, где отдельные чешуйки достигают 0,03 мм, и пирит.

На дифрактограмме пятнистой красной яшмы, кроме пиков кварца, имеются небольшие, но четко выраженные пики граната (3,008 и 1,607 Å) и гематита (2,509; 2,206; 1,838; 1,693 и 1,481 Å). Термографическим анализом при нагревании до 1000° С зарегистрировано только модификационное превращение кварца.

Фиолетовая полосчатая яшма (обр. 1049 из коллекции поделочного камня Минералогического музея) макроскопически характеризуется тем, что в ней чередуются параллельные полосы темно-красного со свекольным оттенком (не более 1 мм) и розового цвета (около 0,5 мм). Под микроскопом видно, что основными слагающими яшму минералами являются кварц и гематит, подчиненное значение имеют магнетит, слюда и гранат. Кварц развит в виде изометрических и удлиненных с зазубренными очертаниями зерен, преобладающая величина которых около 0,005—0,01 мм. Присутствуют эллипсоидные участки длиной до 0,25 мм более крупнозернистого и почти не запыленного гематитом кварца. Гематит представлен равномерно рассеянными чешуйками размером 1—2, редко до 10 мк и более. Крупные чешуйки идиоморфные. Магнетит образует мелкие зерна — октаэдры размером до 20 мк. Встречается слюда коричневого и зеленого цвета размером до 0,1×0,017 мм с резким плеохроизмом.

Темно-красные полосы состоят из кварца, гематита и подчиненного количества магнетита. В полосках розового цвета вместе с кварцем и гематитом значительно развиты стяжения граната, аналогичные описанным в обр. 4222. Размер стяжений до 0,05 мм, состоят они из зернышек величиной не более 2 мк. Очертания стяжений резкие; они непрозрачные при одном никеле и белые хлопьевидные при косом освещении. Магнетит в розовых полосках встречается значительно реже, чем в темно-красных.

Отличительной особенностью фиолетовой яшмы является флюидалность, косо ориентированная по отношению к полосчатости и выражающаяся в неравномерной пропитанности гематитом. Это свидетельствует о том, что гематитизация протекала после того, как в яшме возникла полосчатость, обусловленная кристаллизацией в одних слоях магнетита с кварцем, а в других — граната с кварцем и небольшой примесью магнетита. Растворы, принесшие гематит, проникали независимо от слоистости.

Спектральным анализом установлено в яшме преобладание Si и Fe, небольшое количество (доли процента) Mg, Ca, Al и Na. На кривой нагревания до 1100° С зарегистрировано только модификационное превращение кварца. На дифрактограмме помимо пиков кварца имеются слабо проявленные пики гематита.

В северной части гряды обнажены региональные яшмы (Малахов, Надеяев, 1940), светлая с желтоватым оттенком разность которых состоит из 81% кварца, 14% граната, 2,5% гиббсита, 2,0% актинолита, 0,5% карбоната. Химический анализ породы приведен в табл. 1. У граната яшмы $a_0 = 12,01 \text{ \AA}$, т. е. по составу он является, вероятно, гидратированной разностью андрадит-гроссуляра.

Яшмы Анастасьевского месторождения

Красная яшма этого месторождения (обр. 70414 из коллекции Минералогического музея) обладает тонкополосчатым строением, обусловленным чередованием изогнутых более широких красных и более узких (около 1 мм) розовых полос. Под микроскопом исследованы только красные полосы.

Они состоят из тонкозернистой массы изометричных и вытянутых с зазубренными очертаниями зерен кварца размером 8—16 *мк*, в которую погружены округлые и овальной формы непрозрачные обособления тонкозернистого граната. Размер стяжений граната 0,03—0,04 *мм*, величина зернышек в них не более 2 *мк*. Яшма рассечена тонкими кварцевыми прожилками, в которых встречаются округлые бесцветные изотропные зерна граната размером около 0,03 *мм*, а также вытянутые стручковидные его выделения длиной до 0,1 *мм*. Кроме равномерно рассеянных округлых стяжений, гранат присутствует в виде полосок шириной около 0,016 *мм*, иногда

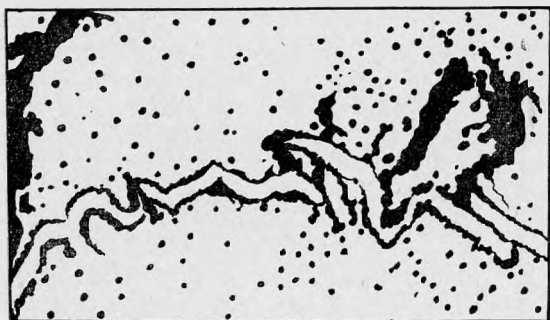


Рис. 6. Зарисовка фестончатых выделений граната в красной полосчатой яшме, обр. 70 414. Увел. 80

изогнутых в виде фестонов. Встречаются двойные полоски с серединой, заполненной кварцем (рис. 6). Эпидот в виде мелких зернышек присутствует в небольшом количестве. Гематит различим только при косом освещении, он образует пылевидные частицы, редко тонкие чешуйки.

Спектральным анализом установлено, что в яшме преобладают Si, Al, Ca и Fe. На дифрактограмме кроме пиков кварца четко проявлены пики граната: 2,996; 2,678 и 1,604 Å, позволившие определить $a_0 = 11,98 \text{ \AA}$ и на этом основании отнести его к андрадиту. На термограмме отражено только модификационное превращение кварца. Таким образом, по составу и структуре описанный образец аналогичен яшме с горы Полковник.

Яшма *лилового* цвета, но с менее резко выраженной полосчатостью, чем у описанного образца, была подвергнута частичному химическому анализу. В ней установлены (в вес. %): Al_2O_3 2,72; Fe_2O_3 6,35; FeO 0,25; MnO 0,16; CaO 8,93. Эти данные свидетельствуют о том, что яшма состоит из 70% кварца, 25—28% граната и 2,5% гематита.

Яшмы Западного месторождения

Яшмы этого месторождения обладают особенностями, отличающими их от яшм горы Полковник и месторождения Анастасьевское. Они требуют специального изучения, поэтому в данной статье приводится только краткая характеристика тех разновидностей, в составе которых присутствует гранат.

Яшмы *розовая* и *красная* различных оттенков бывают однотонные, тонкополосчатые и пятнистые. Они состоят в основном из кварца, образующего изометричные и вытянутые с зазубренными очертаниями зерна размером 0,008—0,1 *мм*. В некоторых разновидностях более крупнозернистый, чем в основной массе, кварц слагает участки округлой и эллипсовидной формы — «глазки» диаметром около 0,6 *мм*. Гранат встречается чаще скоплениями размером до 0,02 *мм* мелких (не более 2 *мк*) зерен, реже идиоморфными кристалликами величиной до 0,016 *мм* с мутной центральной частью и прозрачной оболочкой. Еще реже встречаются разновидности, в которых ксеноморфные мутные зерна граната достигают 0,6 *мм*. Гранат изотропный и анизотропный. При косом освещении шлифа видно, что тонко-

зернистые скопления граната имеют хлопьевидное строение и белый цвет, иногда с темно-красными расплывчатыми пятнами за счет гематита. Характерно, что во всех разностях яшм граната много, и в случаях, когда он очень мелкий и равномерно распределен в породе, создается ложное впечатление, что его не меньше, чем кварца. Светопреломление наиболее крупных зерен граната из пятнистой темно-розовой яшмы 1,862, что отвечает андрадиту. Светопреломление тонкозернистого граната замерить не удалось; размеры же элементарной ячейки последнего, по данным дифрактограммы: $a_0 = 11,96 \text{ \AA}$. Светопреломление тонкозернистого граната из карбонатного прослойка в красной однотонной яшме равно 1,827. Обе величины соответствуют андрадиту. Гематит находится преимущественно в виде тонкой пыли, реже в виде мелких чешуек. В некоторых разностях красной яшмы широко развит актинолит, бесцветные иголки которого размером до $0,4 \times 0,003 \text{ мм}$ заключены в зернах кварца. Встречаются также разности, содержащие коричневую слюду с резко выраженным плеохроизмом; размер чешуек до $0,16 \times 0,016 \text{ мм}$.

На дифрактограммах красной яшмы, кроме кварцевых пиков, хорошо выражены пики граната, значения которых те же, что и для граната из белой яшмы (табл. 3). Кроме того, иногда обнаруживаются пики актинолита (3,129; 2,945 и $1,511 \text{ \AA}$ близкой интенсивности) и гематита.

Таблица 3

Межплоскостные расстояния граната из белой яшмы месторождения Западное

Fe-антикатод, 35 кв, 7 ма, $a_0 = 11,95 \text{ \AA}$

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
400	6	2,990	521	1,5	2,182	800	1	1,494
420	10	2,674	611	2	1,940	840	1	1,337
332	1	2,559	620	0,5	1,887	842	2	1,301
431	2	2,344	642	4	1,596			

Частичный химический анализ одного из образцов розовой яшмы (Яковлева, 1970) показал, что в ней содержится (в вес. %): Al_2O_3 1,80; Fe_2O_3 4,50; FeO 0,30; MnO 0,35; MgO 0,00; CaO 4,87. Пересчет на минеральный состав дает: 82,5% кварца, 15,0% граната, 1,5% гематита, 1% магнетита.

Белая яшма образует полосы шириной около 2 см, чередующиеся с полосами красной яшмы. Белая яшма состоит главным образом из кварца и граната. Ее химический анализ (в вес. %) следующий: CaO 7,19; Al_2O_3 3,57 и Fe_2O_3 5,47. По этим данным, граната — около четвертой части породы. Размер зерен кварца около 0,006 мм, такой же величины стяжения мельчайших (около 1—2 мк) зернышек граната. Подчиненное значение имеют актинолит (3%), образующий тонкие (до 8 мк) длинные иголки, и гидраргиллит (2%), обнаруженный окрашиванием раствором ализарина.

На дифрактограмме белой яшмы хорошо проявлены пики кварца и граната. Межплоскостные расстояния и интенсивности их приведены в табл. 3. Сопоставление величины элементарной ячейки и приведенного выше химического анализа показывает, что гранат состоит из андрадита (74%), гроссуляра (13%) и спессартина (13%).

Заключение

Как видно из изложенного, общим для всех описанных разностей яшм трех различных месторождений является присутствие в их составе граната (Яковлева, 1970). А. Е. Малахов и К. М. Наделяев (1940) также указывают на гранат в яшме, но в виде редких находок. Они отмечают присут-

ствие зеленого граната на Ворошиловском (Анастасьевском) месторождении в крутопадающем висячем боку яшмовой линзы, где он образовался под влиянием контактового воздействия диабазов. Обнаружен гранат в брекчиевидной разности горы Полковник: в полосчатых кусках брекчий и в контурных участках обломков яшмы. Ромбододекаэдры граната наблюдались в каемке игл спикул губок. Интересно также, что в розовых кольцах яшмы с концентрическим рисунком А. Е. Малахов и К. М. Надеяев отмечают хлопьевидное вещество в виде изометричных телец размером 0,01—0,03 мм и более, а белый цвет яшмы они объясняют присутствием глинистого вещества.

Наши исследования минерального состава яшм свидетельствуют о том, что глинистые минералы в них отсутствуют. Хлопьевидное вещество, а также вещество, принимаемое за глинистое, являются не чем иным, как широко развитым гранатом, который наряду с кварцем является главным породообразующим минералом, и количество его в некоторых разностях достигает 25%. Необходимо также подчеркнуть, что состав граната во всех разностях яшм независимо от месторождения характеризуется относительным постоянством и близок андрадиту.

Не касаясь вопроса о происхождении пестроцветных яшм, следует подчеркнуть, что широкое развитие в их составе граната свидетельствует о том, что они претерпели метаморфизм.

Н. В. Соболев (1964) отмечает, что кальциевые гранаты являются обычными минералами различных известково-силикатных пород, связанных своим происхождением с контактово-метаморфическими процессами. Это известково-силикатные роговики, скарноподобные породы, контактовые мраморы. Состав гранатов в этих породах широко колеблется в пределах гроссуляр-андрадитового ряда, в роговиках же чаще наблюдаются гроссуляровые гранаты.

Описываемые яшмы, как уже указывалось, залегают в толще альбитизированных, хлоритизированных и актинолитизированных эффузивов. Гранат в составе эффузивных пород не встречен даже в контакте с яшмой. Термальное воздействие эффузивов на вмещающие породы обычно проявляется слабо, и измененная зона измеряется несколькими сантиметрами (Харкер, 1937). Мощность же содержащих гранат яшмовых тел на горе Полковник достигает 3 м. Согласно приведенным данным, нет оснований связывать развитие граната в яшме с контактово-метаморфическими процессами. Вероятнее всего, региональный метаморфизм, которому подверглась вся эффузивная толща, является причиной, вызвавшей развитие граната в телах яшм. Состав граната, по М. П. Атертону (1967), в основном контролируется химизмом вмещающей породы и не может указывать на степень метаморфизма. Однако присутствие актинолита и эпидота в яшме свидетельствует, по Д. С. Коржинскому (1961, 1963), о том, что метаморфизм близок к среднетемпературному. По данным Б. В. Милль и Д. В. Калинина (1936), Д. В. Калинина и Н. Д. Денискина (1967), синтезировавших гранаты гроссуляр-андрадитового состава, наиболее низкая температурная граница образования андрадита находится около 255—280°С, оптимальные условия гидротермального синтеза лежат в области щелочных и нейтральных растворов, однако он может быть синтезирован и в слабокислой обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

- Атертон М. П. Состав гранатов в региональных метаморфизированных породах. — В кн. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир», 1967.
- Игумнов А. Н. О природе стебельчатого кварца и яшмовидных прослоев в колчеданных месторождениях Среднего и Южного Урала. — Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1955, вып. 26, № 3.
- Игумнов А. Н. О текстурных особенностях пестроцветной яшмы Южного Урала. — Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1960, вып. 35, № 4.

- Игумнов А. Н.* О происхождении пестроцветной яшмы Орского Урала. — В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Т. 2. 1963.
- Калинин Д. В., Денискин Н. Д.* О химических условиях образования гранатовgrossуляр-андрадитового ряда и зависимости их железистости от кислотности-щелочности среды. — Геол. рудн. месторожд., 1967, 9, № 3.
- Коржинский Д. С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Коржинский Д. С.* Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах. — В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Т. 2. 1963.
- Малахов А. Е., Наделяев К. М.* Генетические особенности месторождений орских пестроцветных яшм. — Труды и материалы Свердловск. горного ин-та, 1940, вып. 6.
- Миль Б. В., Калинин Д. В.* О нижней температурной границе образования гранатов в скарном процессе (экспериментальные данные). — Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 167, № 3.
- Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.
- Харкер А.* Метаморфизм. ОНТИ — НКТП, 1937.
- Яковлева М. Е.* Гранатсодержащие пестроцветные яшмы Южного Урала. — Докл. АН СССР, серия геол., 1970, 191, № 5.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

Г. А. АННЕНКОВА, М. Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ,
Г. Ф. ПОЛКОВСКИЙПЕРВАЯ НАХОДКА МЫШЬЯКОВОЙ РАЗНОВИДНОСТИ
ПИРОСТИЛЬПНИТА В СССР

Первые упоминания о пиростильпните и его мышьяковом аналоге — ксантоканите относятся к сороковым годам прошлого столетия и связаны с именем Брейтгаупта. Из более поздних работ можно отметить работы Пиккока (Reasock, 1950), изучавшего эти минералы рентгенометрически на образцах Яхимова, Пршибрама, и Новаки (Nowacki, 1964). В Советском Союзе описываемые минералы не установлены за исключением упоминания о возможном присутствии пиростильпнита в Якутии (Индолев, 1966). Ниже приводятся краткие сведения об условиях нахождения мышьякового пиростильпнита.

Мышьяковый пиростильпнит был обнаружен в одном из гидротермальных месторождений Европейской части Советского Союза. Месторождение приурочено к гранито-гнейсовой толще палеозойского возраста. Рудные тела имеют форму жил и сложены главным образом баритом и анкеритом, к полостям и пустотам которых приурочены сульфидные руды.

Формы выделения сульфидных агрегатов самые разнообразные: сплошные плотнокристаллические массы, почковидные образования зонально-концентрического строения, друзы крупных кристаллов как сульфидных, так и нерудных минералов. Минеральный состав месторождения сложный, из рудных минералов наиболее распространены марказит, пирит, галенит и в меньшей степени минералы никеля: никелин, ульманит, герсдорфит, раммельсбергит, брейтгауптит и др.

Месторождение сформировано в пять стадий. В дорудную стадию кристаллизуются микроклин, серицит, незначительное количество альбита и хлорита. В виде аксессуарного минерала встречается апатит. В следующую кварц-анкеритовую стадию произошло формирование рудных жил богатых никелином. Здесь же в небольшом количестве отмечается пирит. Еще реже встречаются ульманит, брейтгауптит, раммельсбергит, герсдорфит, коринит. Жильный анкерит представлен крупнокристаллическими образованиями зеленой и розовой окраски, на фоне которых отчетливо выделяются почковидные и ветвистые агрегаты сульфидов и сульфосолей никеля. К этой же стадии приурочены образования битума и почковидного коффинита.

Третья анкерит-сульфидная стадия характеризуется образованием пирита и халькопирита среди халцедона и светло-розового анкерита. Здесь же отмечаются единичные находки герсдорфита в сростаниях с коринитом, образующих оолиты и, по-видимому, являющихся в данной стадии переотложенными. Сложным минеральным составом отличается четвертая суль-

фидно-антимонидная стадия, имеющая локальное развитие. Эта стадия характеризуется наибольшим разнообразием сульфидов и сульфосолей сурьмы и мышьяка. К раннему парагенезису относятся бравоит, никелин, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит и галенит. Поздними являются такие минералы, как полидимит, брейтгауптит (единичные находки) и ульманит (более распространенный). Он выделяется в виде отдельных кристаллов кубической формы с ребром куба до 1 см, а также их скоплений, зернистых масс, иногда агрегатов почковидной формы. Возможно, что минералы этой группы образовались в результате переотложения ранних никелевых минералов под воздействием поздних гидротермальных растворов, содержащих сурьму и мышьяк. Косвенным доказательством этого служит их крайне незначительное развитие. К этой же стадии относятся сульфосоли серебра, представляющие собой самостоятельный парагенезис. Сюда входят миаргирит, арамайоит, прустит, пираргирит, пиростильпнит. Из жильных минералов широко развиты анкерит, кальцит и флюорит.

Рудный процесс завершается анкерит-кальцит-баритовой стадией. Из рудных минералов здесь отмечаются в небольшом количестве пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, галенит. К самым поздним образованиям относятся халькозин, метациннабарит, диккит, самородный мышьяк и самородное серебро. Среди жильных минералов встречаются также кварц и флюорит. Жильные минералы образуют в пустотах и полостях прекрасные кристаллы, иногда содержащие в виде включений пириты и марказиты. Большим разнообразием форм выделения и окраски отличается барит.

Среди минералов сульфидно-антимонидной стадии особое внимание привлек редкий минерал серебра — мышьяковая разновидность пиростильпнита, впервые установленный на территории СССР.

Состав и свойства мышьякового пиростильпнита. Минерал был обнаружен в пустотке анкеритовой жилы и представляет собой единственную находку на этом месторождении. Он тесно ассоциирует с пруститом, пираргиритом и другими сульфосолями серебра. Минерал встречается в виде мелких друз, одна из которых достигает 8 мм. Друзы состоят из отдельных кристаллов ромбических очертаний, нарастающих друг на друга и образующих субпараллельные сростки (рис. 1).

В основании друзы наблюдаются в одних случаях зернистые агрегаты, а в других — сростания пластинчатых кристаллов прустита, от которого исследуемый минерал резко отличается окраской и формами выделения. Цвет пиростильпнита карминово-красный, блеск алмазный. Тонкие сколы прозрачны и имеют яркую оранжево-красную окраску, что отличает его от других сульфосолей серебра, ассоциирующих с ним.

Удельный вес, измеренный в лаборатории С. И. Лебедевой микрометодом, равен $5,86 \pm 0,02$ (среднее из трех измерений). Полученный результат отличается от удельного веса пиростильпнита — 5,94 и ксантоконита — 5,54 (Минералы, 1960).

Микроскопическое изучение отдельных зерен этого минерала, запрессованных в шашки, показало, что в отдельных случаях они образуют сростания с пруститом и отличаются от него чуть более высокой отражательной способностью и сероватой окраской. Почти все зерна имеют сложное внутреннее строение, отчетливо видимое при скрещенных николях. Характерно зональное строение, обусловленное чередованием параллельных однотипных широких и узких полос, повторяющих псевдоромбические очертания субпараллельных сростков, наблюдаемых визуальнo (рис. 2). Сами зоны имеют различные свойства: узкие зоны отличаются от широких чуть большей отражательной способностью, слабым двутотражением и отчетливой анизотропией. Подобное зональное строение, по-видимому, можно объяснить либо разно ориентированным ростом одного и того же минерала, либо сростанием двух минералов, близких по структуре, но несколько различного состава.

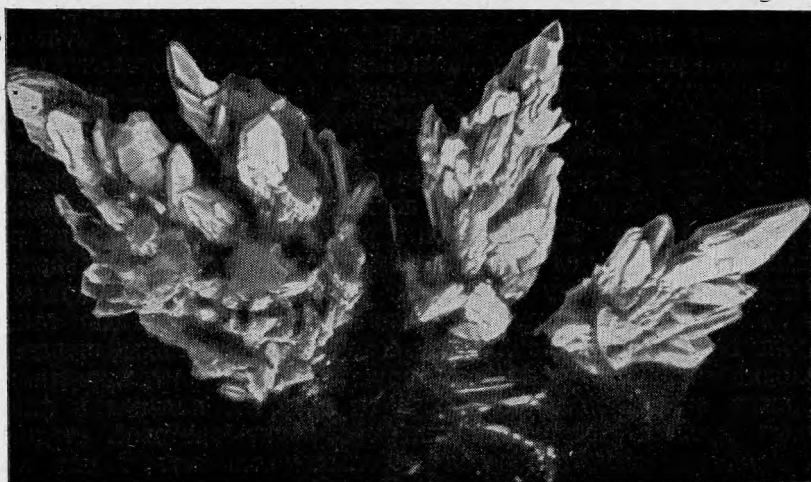


Рис. 1. Формы выделения мышьякового пиростильпнита. Увел. 10

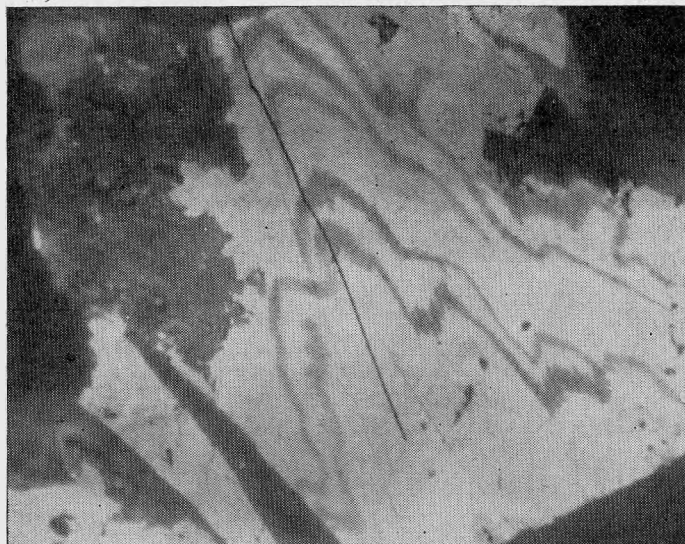


Рис. 2. Зональное строение мышьякового пиростильпнита.
Увел. 165, николи скрещены

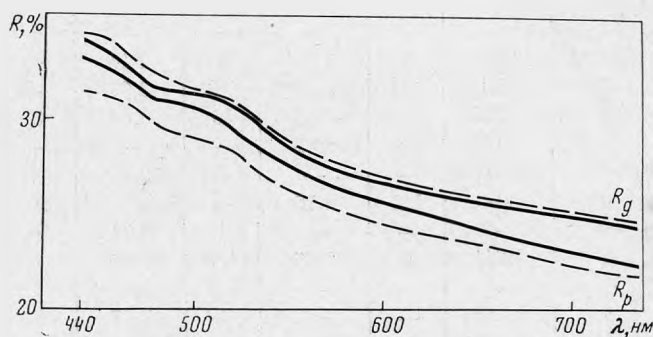
В целом анизотропия минерала слабая, более отчетлива по зонам роста и границам разно ориентированных зерен. В иммерсии анизотропия ярче, цветовые эффекты меняются от серого до белого и голубовато-белого тона. Оранжевые и светло-желтые внутренние рефлексии наблюдаются повсеместно и резко отличаются от ярко-красных, характерных для прустита.

Отражательная способность была измерена Л. Н. Вяльсовым (на установке ПИОР его конструкции) в различных сечениях исследуемого минерала. При этом выявились сечения, близкие к R_g , R_m , R_p . Значения отражательной способности в этих сечениях изменяются от 34,4 (R_g) до 37,7% (R_p) для $\lambda=440$ нм, что позволяет говорить об очень слабом двуотражении минерала. R описываемого минерала близка к R прустита, ассоциирующего с ним (табл. 1, рис. 3).

Значения отражательной способности (в %) мышьякового пиростильпнита и прустита

Длина волны, нм	Мышьяковый пиростильпнит			Прустит		Длина волны, нм	Мышьяковый пиростильпнит			Прустит	
	R_g	R_m	R_p	R_g	R_p		R_g	R_m	R_p	R_g	R_p
440	34,4	33,2	31,7	34,5	31,4	600	26,7	25,7	24,5	27,3	24,7
460	33,0	32,4	31,2	33,8	31,1	620	26,2	25,0	24,0	26,4	24,1
480	31,5	31	29,7	32,3	29,6	640	25,6	24,5	23,7	26,1	23,7
500	31,2	30,6	28,9	31,5	28,9	660	25,4	23,9	23,3	25,9	23,4
520	30,8	29,7	28,4	31,0	28,1	680	25,2	23,5	22,8	25,5	23,2
540	29,1	28,0	26,7	29,4	26,7	700	24,9	23,0	22,3	25,3	22,8
560	28,0	26,9	26,1	28,4	25,8	720	24,7	22,8	22,1	25,0	22,5
580	27,0	26,1	24,8	27,4	25,1	740	24,4	22,6	22,0	24,8	22,4

Рис. 3. Кривые дисперсии отражательной способности мышьякового пиростильпнита (сплошная линия) и прустита (пунктирная линия)



Кривые дисперсии отражательной способности минерала и прустит совершенно аналогичны (см. рис. 3) и характеризуются плавным понижением от синей части спектра к красной. В области желтой части спектра ($\lambda=500-520$ нм) изучаемый минерал и прустит имеют слабый пик, причем у первого он выражен несколько отчетливее. Следует отметить, что в отличие от прустита линии R_g и R_p у мышьякового пиростильпнита не параллельны: максимально сближаются в синей части спектра и расходятся в красной, приближаясь к кривым (R_g и R_p) прустита.

Микротвердость минерала измерялась на тех же зернах, что и отражательная способность, с учетом зонального строения. Измерение микротвердости проводилось на микротвердомере ПМТ-3, тарированном по каменной соли ($P\ 5\ г, H\ 20\ кГ/мм^2$). Полученные из 54 замеров (22 пирамиды) результаты показали незначительный разброс значений: от 107,4 до 127,0 $кГ/мм^2$. Средняя величина микротвердости 112,7 $кГ/мм^2$. Измерение микротвердости на агрегате зерен с четкой анизотропией дало близкие результаты: 97,8—103,9 $кГ/см^2$, что, по-видимому, свидетельствует о небольшой анизотропии твердости данного минерала. Измерение микротвердости с учетом зонального строения не показало заметных различий в величине H по отдельным зонам.

Полуколичественный спектральный анализ, выполненный А. С. Дудыкиной, показал, что главными элементами являются серебро, сурьма, мышьяк, причем содержание сурьмы несколько больше, чем мышьяка (соответственно $n\%$ и $n'\%$). Из элементов-примесей

Таблица 2

Межплоскостные расстояния мышьякового пиростильпнита, ксантоконита, пиростильпнита и прустита

Мышьяковый пиростильпнит*		Пиростильпнит		Ксантоконит		Прустит		Прустит (Berry, Thompson, 1962)	
		Реаскок, 1950							
I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}	I	d_{α}
—	—	1/2	5,75	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	5,49	—	—	—	—
—	—	—	—	1/2	4,20	—	—	—	—
—	—	—	—	2	4,01	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	3,629	—	—
4	(3,582)	—	—	—	—	—	—	—	—
1	(3,457)	—	—	—	—	2	3,431	—	—
3	3,357	—	—	2	3,38	—	—	—	—
—	—	1	3,32	—	—	—	—	—	—
9	3,256	—	—	—	—	5	3,294	8	3,28
—	—	4	3,23	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	4	3,196	8	3,18
10	3,153	2	3,12	3	3,14	—	—	—	—
3	3,064	1/2	3,06	1/2	3,07	—	—	—	—
3	3,012	1/2	3,00	10	3,00	3	(3,019)	—	—
9	2,87	10	2,85	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	6	2,82	1	2,816	—	—
—	—	1/2	2,75	—	—	10	2,752	10	2,76
—	—	—	—	1	2,71	—	—	—	—
4	2,641	5	2,65	1/2	2,64	—	—	—	—
—	—	—	—	1/2	2,57	5	2,538	8	2,56
1	2,460	—	—	1	2,47	5	2,493	8	2,48
2	2,436	5	2,43	—	—	—	—	—	—
—	—	1/2	2,34	—	—	—	—	—	—
2	2,94	1/2	2,28	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	2,24	2	2,237	1	2,24
1	2,141	1/2	2,17	3	2,14	—	—	—	—
—	—	1	2,11	—	—	—	—	—	—
1	2,076	1	2,09	1	2,09	1	2,089	1/2	2,09
2	2,025	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,995	1/2	1,980	2	1,985	1	1,982	1/2	1,977
—	—	—	—	1/2	1,92	2	1,937	2	1,929
2	1,899	5	1,895	—	—	—	—	—	—
—	—	5	1,881	1	1,877	—	—	—	—
1	(1,838)	2	1,824	1/2	1,828	—	—	—	—
1	1,816	2	1,804	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,771	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,720	1	1,734
3	1,678	—	—	1/2	1,698	1	1,675	2	1,672
—	—	—	—	1/2	1,547	1	1,562	1	1,563
—	—	—	—	1/2	1,488	1	1,487	—	—
—	—	—	—	1/2	1,459	—	—	1/2	1,453
1	1,289	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1,264	—	—	1/2	1,270	—	—	—	—

* λ Cr 35 кв, 16 ма, D=57,3 мм.

обнаружены медь — в сотых, никель и цинк — в тысячных долях процента.

Рентгенометрическое исследование проводилось Г. В. Басовой методом исследования микроколичеств вещества из полированного шлифа. Результаты анализа (табл. 2) позволяют установить определенные различия рентгенограммы исследуемого минерала и рентгенограмм ксантоконита и пиростильпнита (Peacock, 1950). Наиболее интенсивные линии 3,153 (10), 2,870 (9), 3,256(9) оказались близкими к линиям как пиростильпнита (Яхимов), так и ксантоконита (Пршибрам), но не соответствующими полностью ни крайнему члену мышьякового ряда (Ag_3AsS_3), ни крайнему члену сурьмяного ряда (Ag_3SbS_3). Отсутствие какого-либо сходства с рентгенограммами других сульфосолей серебра, в частности с пруститом (см. табл. 2), позволяет предположить, что описываемый минерал принадлежит к промежуточному члену ряда Ag_3AsS_3 — Ag_3SbS_3 . Косвенным подтверждением этого является сложный состав минерала с определенным соотношением Sb и As.

Заключение

Изученный минерал по отражательной способности и микротвердости очень близок к минералам изоморфного ряда прустит — пираргирит. Микроскопически он отличается от них слабой анизотропией, оранжевыми и желтоватыми внутренними рефлексами. Результаты рентгенометрического анализа показывают, что минерал близок к моноклинным аналогам прустита и пираргирита — ксантокониту и пиростильпниту, но занимает в их ряду промежуточное положение. По данным спектрального анализа, отмечается присутствие сурьмы и мышьяка, сурьма преобладает.

Учитывая, что по рентгенометрическим данным описываемый минерал ближе к пиростильпниту, но содержит значительное количество мышьяка, его следует отнести к мышьяковой разновидности пиростильпнита.

ЛИТЕРАТУРА

- Индюлев Л. Н. Серебро в сульфидных месторождениях Северо-Востока Якутии. — Геол. и геофиз., 1966, № 7.
Минералы. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
Berry L. G., Thompson R. M. X-Ray powder data for ore minerals. New-York, 1962.
Nowacki W. Zur Kristallchemie der Sulfosalze insbesondere aus dem Lengenbach. — Schweizer. Mineral. Petrograph. Mitteilungen, 1964, 44, Hf. 2.
Peacock M. A. Studies of mineral sulpho-salts. XV. Xanthoconite and pyrostitpnite. — Min. Mag., 1950, 29, № 211.

В. В. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, Т. И. СТОЛЯРОВА

НОВАЯ НАХОДКА ГАГАРИНИТА В СССР

Гагаринит — недавно открытый минерал: он был обнаружен в 1961 г. в рибекит-альбит-кварц-микроклиновых метасоматических гранитоидах Казахстана (Степанов, Северов, 1961). Позднее присутствие гагаринита было установлено в щелочных метасоматических гранитоидах Тувинской автономной области (Акелин, Казакова, 1963; Кудрин и др., 1966), где он является типоморфным аксессуарным минералом.

Нами изучен гагаринит, присутствующий в аксессуарных количествах в эгирин-арфведсонит-рибекитовых метасоматических породах гранитоидного состава Восточной Сибири. Эти породы образуют мощную полого залегающую межпластовую залежь среди гнейсов и кристаллических сланцев докембрия, приуроченную к региональной ослабленной субширотной зоне интенсивного развития явлений диафтореза, палингенеза, дислокационного метаморфизма, гранитизации, разновозрастного магматизма и щелочного метасоматоза. Залежь расчленена эрозией на два тела: восточное расположено в области замыкания пликативных структур, осложненной субширотными разрывными нарушениями, и имеет сложное блоковое строение. Залежь образовалась в результате проявления многостадийного процесса щелочного метасоматоза, переработавшего как гнейсы и кристаллические сланцы, так и прорывающие их жильные образования гранитного состава. Реликты тех и других в виде более или менее сохранившихся ксенолитов и ксеногенных минералов прослеживаются на отдельных участках залежи.

Породы, содержащие гагаринит, по составу соответствуют щелочным гранитам, сиенитам и кварцевым сиенитам, обладают псевдогнейсовидными, такситовыми, пятнистыми и коррозийными текстурно-структурными особенностями и слагаются микроклином, микроклин-пертитом, кварцем альбитом, арфведсонитом, рибекитом, не всегда биотитом, эгирином. Аксессуарные минералы — пироксид, циркон, криолит, гагаринит, фергусонит, колумбит, торит, астрофиллит, ильменит и некоторые другие. Отдельные стадии метасоматического процесса в разных участках развития этих пород проявились с неодинаковой интенсивностью, что обуславливает неравномерное распределение в них главным образом темноцветных и аксессуарных минералов.

Гагаринит в метасоматических гранитоидах встречен в виде двух генераций. Гагаринит I наблюдается в ассоциации с амфиболом и образует мелкие (миллиметры — доли миллиметра) неправильные ксеноморфные зерна в интерстициях между породообразующими минералами. Гагаринит II обнаружен в поздних кварц-микроклин-амфиболовых обособлениях среди гранитоидов и в экзоконтактовых участках последних. В таких обособлениях он слагает иногда почти мономинеральные выделения размером в несколько квадратных сантиметров, но большей частью их размер ко-

леблется в пределах первых миллиметров. Гагаринит II образует зернистые массы и сростки более или менее идиоморфных гексагонально-призматических кристаллов, иногда сноповидной и неправильной формы.

Цвет гагаринита обеих генераций бело-розовый, розовый до кирпично-красного. Окраска неравномерная, пятнистая, обусловлена тонкодисперсной примесью гематита. В мелких осколках, особенно светлоокрашенных, минерал прозрачен или полупрозрачен. Блеск стеклянный и матовый, излом неровный. Минерал хрупкий. Твердость его, измеренная Н. К. Финягиной на микротвердометре ПМТ-3, соответствует примерно 4,7 по классу Хрущова. Удельный вес, определенный ею же методом Руденко — Василевского из малых навесок, 4,29. Минерал слабомагнитен и совместно с амфиболом и пироксеном скапливается в электромагнитной фракции.

В шлифе гагаринит обеих генераций прозрачный, бесцветный, одноосный, положительный, $n_e=1,493$; $n_o=1,472$; $n_e-n_o=0,028$, но часто опускается до 0,012 и ниже. В минерале иногда наблюдаются мельчайшие включения какого-то темноокрашенного минерала, возможно эгирина или арфведсонита.

Т а б л и ц а 1

Межплоскостные расстояния гагаринита
Fe_{Ca}-излучение, 35 кв, 10 ма, промер миллиметровой линейкой

1			2			1			2		
hkl	d/n	I	hkl	d/n	I	hkl	d/n	I	hkl	d/n	I
1010β	5,68	3	1010β	(5,62)	2	2240	1,492	4	2240	1,498	4
1010	5,11	6	1010	5,14	7	2022	1,462	2	2022	1,459	3
	4,77	3		4,52	2		1,434	1	2241	1,442	3
	3,84	1		3,74	2	341	1,327	4	341	1,331	5
	3,49	5				1332	1,310	3	1332	1,312	4
1120β	3,27	2	1120β	(3,27)	2		1,281	3	4040	1,298	2
1011β	3,18	4	1011β	(3,19)	4	2242	1,262	2	2242	(1,261)	1
1120	2,985	7	1120	2,97	8				1450	1,244	1
1011	2,911	7	1011	2,90	8	3032	1,232	4	3032	1,234	7
	2,826	6	—	—	—	4041	1,222	1	4041	1,219	1
2020	2,570	1	2020	2,57	2				2350	1,192	1
	2,406	1	—	2,46	1		1,666	1		1,165	1
1121	2,297	5	1121	2,29	6				1013	1,148	1
1230	1,198	2	1230	2,15	1	2242	1,143	6	2242	1,142	3
2021	2,080	10	2021	2,08	10	1450	1,126			(1,33	7
	2,027	3	—	—	—				1450	1,127	9
1230	1,988	4	1230	1,995	4	1342	1,114	3	1342	1,117	6
	1,952	3	—	—	—	5051β	1,099	3	5051β	1,097	1
1231β	1,878	4	1231β	(1,883)	3				2352β	1,089	1
	1,825	2	1012β	(1,845)	1	2023	1,073	1	2023	1,072	6
0002	1,761	4	0002	1,761	3		1,058	1	4042	1,050	3
3031	1,720	5	3031	1,725	7		1,044	1		1,045	4
1231	1,699	7	1231	1,707	10		1,029	2			
1012	1,675	3	1012	1,669	4	3360	1,011	3	3360	1,010	9
	1,557	2	(2022β)	(1,607)	1		—			0,999	3
1122	1,514	3	1122	1,520	4		—		5051	0,997	6
							—			0,994	3
							—		2352	0,998	5

— анализировавшийся гагаринит; 2— гагаринит из Тувы (Кудрин и др., 1966).

Химический состав гагаринита

Оксиды	Вес. %	Вес. % без Fe ₂ O ₃ и приведенные к 100%	Мол. колич.	Атомн. колич. катионов	Коэффициент при расчете		W _h	Анализы для сравнения		
					на F=6	на три катиона		1	2	3
TR ₂ O ₃	53,70	55,19	1892	3784	1,32	1,2	3,6	51,63	54,80	56,75
ThO ₂	1,95	2,11	80	80	0,03	0,03	0,12	1,84	—	—
Fe ₂ O ₃	2,17	—	—	—	—	—	—	2,02	0,15	0,33
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	1,27	0,5	—
Al ₂ O ₃	0,81	0,83	81	162	0,06	0,05	0,15	Сл.	0,60	Сл.
CaO	11,35	11,66	2078	2078	0,73	0,66	1,32	12,67	14,80	8,79
MgO	1,38	1,42	352	352	0,12	0,11	0,22	—	—	—
SiO ₂	0,43	0,44	—	—	—	—	—	—	0,15	—
Na ₂ O	8,79	9,03	1500	3000	1,03	0,95	0,95	7,88	7,50	10,64
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	Сл.
F	31,71	32,59	17 153	17 153	6,0	5,44	—	35,21	33,0	33,0
H ₂ O [±]	0,44	0,45	—	—	—	—	—	—	0,07	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	3,79	—
H. о.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,34
С у м м а	112,73	113,72	—	—	—	—	—	—	114,34	111,85
—F=O ₂	13,31	13,72	—	—	—	—	—	—	14,73	13,88
С у м м а	99,42	100,00	—	—	—	—	—	—	99,61	97,97

Примечание. Молекулярное количество редких земель рассчитывалось, исходя из их реальных содержаний в минерале. Содержания Fe₂O₃ и SiO₂ не учитывались, так как они обусловлены механической примесью, причем анализ пересчитывался только без учета Fe₂O₃, поскольку примесь SiO₂ незначительна. При расчете на F=6 общий делитель 2859, сумма валентностей катионов 6,79. При расчете на три катиона общий делитель 3152, сумма валентностей катионов 6,36, результаты этого расчета более удовлетворительны. Отношения катионов составляют: в анализировавшемся образце 1—1 : 0,85 : 1; обр. 2—0,8 : 0,8 : 1,2; обр. 3—1,2 : 0,5 : 1,3, 1—гагаринит из Тувы (Кудрин и др., 1966); 2—гагаринит из Казахстана (Степанов, Северов, 1961); 3—гагаринит из Тувы (Акелин, Казакова, 1963).

Межплоскостные расстояния гагаринита приведены в табл. 1. Дебаеграмма гагаринита, снятая в камере РКД-57,3, расшифрована Г. А. Сидоренко.

Параметры гексагональной ячейки минерала $a_0=5,97\pm 0,03$; $c_0=3,55\pm 0,03$ Å. Разница в дебаеграммах гагаринита I и II не обнаружена. На кривой нагревания минерала наблюдается эндотермический пик при температуре 750° С.

Химический анализ был выполнен микрохимическим методом из навески 300 мг кирпично-красного гагаринита I (табл. 2). Пересчет анализа произведен по формуле, предложенной А. А. Воронковым и др. (Воронков и др., 1962; Пятенко, Воронков, 1962), из расчета $F=6:Na_x(Ca_xTR_{2-x})_2F_6$, где $x\approx 0,8$, а также на три катиона по формуле $Na_x(Ca_xTR)_2F_6$.

Рассчитанные формулы минерала: при $F=6$ $Na_{1,03}(Ca_{0,73}Mg_{0,12}TR, Th, Al_{1,41})_{2,26}F_6$; при трех катионах $Na_{0,95}(Ca_{0,66}Mg_{0,11}Al_{0,05}Th_{0,03}TR_{1,2})_{2,05}(F_{5,44}O_{,46})_{5,9}$.

По особенностям химического состава (относительно большое содержание тория и железа) анализировавшийся гагаринит близок к гагариниту из Тувы (Кудрин и др., 1966), но отличается от него наличием магния и алюминия, несколько меньшими количествами кальция и фтора и большими—натрия. Полуколичественным спектральным анализом в гагарините обнаружены следующие примеси (в%): титан 0,03; цирконий 0,01; марга-

Таблица 3

Состав редких земель в гагарините

(1 — абсолютное содержание в %, 2 — относительные содержания в % к сумме редких земель, принятой за 100%)

№ образца	La ₂ O ₃		Ce ₂ O ₃		Pr ₂ O ₃		Nd ₂ O ₃		Sm ₂ O ₃	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	2,10	3,42	10,0	16,5	2,6	4,3	5,4	9,0	5,5	9,0
2	2,50	3,1	14,0	17,93	3,3	4,23	7,0	9,0	5,3	6,79
3	2,4	—	14,0	—	3,0	—	6,8	—	5,9	—
№ образца	Eu ₂ O ₃		Gd ₂ O ₃		[Tb ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃]		Dy ₂ O ₃		Ho ₂ O ₃	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	0,1	0,17	2,80	4,6	22,0	36,1	6,4	10,5	1,0	1,65
2	0,1	0,13	3,50	4,49	31,0	40,0	7,0	9,0	1,0	1,3
3	0,1	—	3,50	—	31,0	—	7,1	—	1,6	—
№ образца	Er ₂ O ₃		Tm ₂ O ₃		Yb ₂ O ₃		Lu ₂ O ₃		Σ TR _Y +Y	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	2,30	3,8	0,21	0,34	0,38	0,62	—	—	32,29	53,01
2	2,10	2,69	0,23	0,29	0,82	1,05	—	—	42,15	54,33
3	2,20	—	0,24	—	0,75	—	—	—	42,29	—
№ образца	Σ TR _{Ce}		Σ TR _{Ce} : Σ TR _Y +Y		Σ TR ₂ O ₃					
	1	2	1	2	1	2				
1	28,5	46,99	0,88	0,89	60,79	100,00				
2	35,7	45,67	0,85	0,85	77,85	100,00				
3	35,7	—	0,85	—	77,99	—				

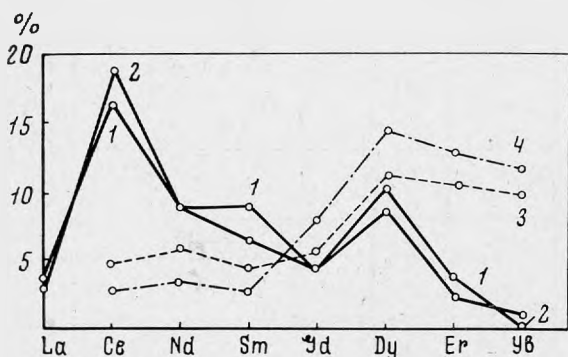
1 — гагаринит I генерации; 2, 3 — гагаринит II генерации. Микрохимический (см. табл. 2) и спектральный анализы гагаринита I выполнены из одной навески, разница в содержании редких элементов за счет неточности спектрального анализа.

нец 0,01; ниобий 0,03; свинец 0,01; олово 0,0001; бериллий меньше 0,1; скандий 0,001 и фосфор 0,1.

Состав редких земель гагаринита I и II определен Т. Замогиной спектрально-количественным методом (табл. 3). По их составу минерал отличается от гагаринитов других районов Советского Союза примерно равными количествами цериевых редких земель и иттрия и редких земель иттриевой группы, в то время как в других гагаринитах резко преобладают иттрий и редкие земли иттриевой группы. Кроме того, для этих гагаринитов характерен небольшой диспрозиевый максимум, а у анализированного гагаринита он выражен более отчетливо (см. рисунок). Такой состав редких земель, возможно, объясняется образованием гагаринита из растворов, богатых редкими землями именно цериевой группы, поскольку в парагенезисе с ним наблюдается селективно цериевый пирохлор (отношение ΣTR_{Ce}:

: $\Sigma TR_Y + Y$ в пирохлоре около 15). Гагаринит II содержит несколько большее количество редких земель, чем гагаринит I. При этом увеличивается содержание редких земель иттриевой группы и иттрия и соответственно несколько уменьшается отношение $\Sigma TR_{Ce} : \Sigma TR_Y + Y$.

Таким образом, по составу и некоторым свойствам (уд. вес, двупреломление) изученный гагаринит отличается от известных ранее. В отношении состава он характеризуется наличием изоморфизма по схеме: $Ca \leftarrow Mg$, $Ca \leftarrow TR, Th$; $Ca \leftarrow Na$ и тонкодисперсным распределением в нем гематита, обуславливающим неравномерно-пятнистую красноватую окраску минерала. Отношение общего числа катионов в формуле минерала, рассчитанной на три катиона, равно теоретическому, а отношение отдельных катионов — $0,95:0,77:1,28 \approx 1:0,8:1,3$ по сравнению с таким же отношением в теоретической формуле гагаринита ($0,8:0,8:1,2$) характеризуется некоторым дефицитом кальция и избытком натрия и редких земель. Вообще соотношение катионов в гагаринитах непостоянно, что обусловлено наличием изоморфизма.



Сравнение состава редких земель в различных гагаринитах
1, 2 — анализовавшиеся образцы, Восточная Сибирь; 3 — из Восточного Казахстана; 4 — из Тувы. Состав сравнивается в отн. % (к сумме редких земель, принятой за 100%)

Образование двух генераций гагаринита в щелочных метасоматических гранитоидах Восточной Сибири представляется нам следующим. В процессе многостадийного метасоматоза из замещаемых пород выносятся магний и кальций, а привносятся калий, затем натрий и в виде фтор-комплексных соединений фтор, редкие земли, цирконий, тантал, ниобий, бериллий и некоторые другие элементы. Вступая во взаимодействие с привнесенными натрием и редкими землями и с находящимися в породах субстрата алюмином, фтор переходит в твердую фазу в виде гагаринита. На стадии окварцевания минерал становится неустойчивым и растворяется. В стадию поздней альбитизации происходит частичное переотложение фторидов в поздних кварц-полевошпатовых жилах и неправильной формы кварц-амфибол-полевошпатовых обособлениях среди метасоматитов. Но так как в эту стадию метасоматизирующие растворы характеризовались относительно значительным содержанием иттрия и редких земель иттриевой группы (по сравнению с цериевыми), гагаринит II обогащен этими элементами более, чем гагаринит I.

ЛИТЕРАТУРА

- Акелин Н. А., Казакова М. Е. О новой находке гагаринита. — Докл. АН СССР, 199, № 3.
Воронков А. А., Шумяцкая Н. Г., Пятенко Ю. А. Кристаллическая структура гагаринита. — Структ. химия, 1962, № 6.
Кудрин В. С., Кудрина М. А., Столярова Т. И. Гагаринит — типоморфный минерал постмагматических метасоматических образований щелочно-гранитоидного состава. — Геол. месторожд. редких элементов, 1966, вып. 30.
Пятенко Ю. А., Воронков А. А. О формуле гагаринита. — Структ. химия, 1962, № 6.
Степанов А. В., Северов Э. А. Гагаринит — новый редкоземельный минерал. — Докл. АН СССР, 1961, 141, № 4.

И. В. ГИНЗБУРГ

**ДИАГНОСТИКА АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПИРОКСЕНОВ
С ПОМОЩЬЮ ИК-СПЕКТРА ПОГЛОЩЕНИЯ
И ПОЛОЖЕНИЕ В НИХ ТИТАНА**

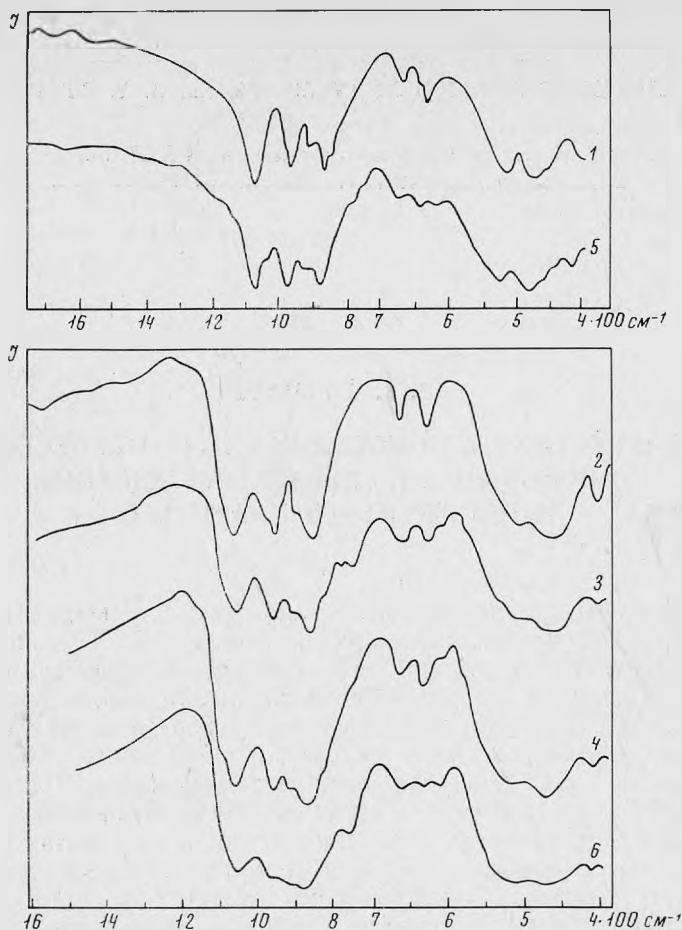
Возможность определения алюмосиликатных пироксенов по конфигурации кривых ИК-спектра поглощения наметилась в 1961 г. при изучении амфиболов (Гинзбург, Юхневич, 1962), силикатные представители которых оказались отличными от алюмосиликатных. Эта возможность осталась нереализованной, несмотря на выявленные вскоре различия ИК-спектров алюмосиликатного пироксена — фассаита и силикатного пироксена — диопсида (Моенке, 1962). В опубликованных затем сводках (Плюснина, 1967; Лазарев, 1968) обсуждены ИК-спектры лишь силикатных пироксенов и опущены их различия у алюмосиликатных и силикатных амфиболов.

ИК-спектры четырех пироксенов СССР сняты Е. В. Власовой на UR-10 (в суспензии). Полученные кривые сопоставлены с кривыми двух пироксенов из Австрии, снятыми ранее на таком же спектрометре. Наши пироксены имеют соответствующие им химические анализы, по которым вычислены формулы. Состав иностранных пироксенов дан по анализам их аналогов из той же местности. Необходимые сведения о пироксенах приведены в таблице, где они расположены по увеличению количества Al в тетраэдрах. На рисунке последовательность иная из-за разного масштаба записи.

Содержание алюминия и титана в тетраэдрах изученных пироксенов
(в коэффициентах формул)

№ образца	Пироксен	Состав тетраэдров						Местонахождение
		без титана			с титаном			
		Si	Al	Ti	Si	Al	Ti	
1	Диопсид	2,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	Циллерталь
2	»	1,97	0,03	0,00	1,97	0,03	0,00	Средняя Азия
3	Фассаит бурый	1,71	0,29	0,00	1,71	0,20	0,09	Восточный Саян
4	» зеленый	1,69	0,31	0,00	1,69	0,306	0,004	Якутия
5	» »	1,62	0,38	0,00	1,62	0,37	0,01	Фассаталь
6	» бурый	1,56	0,44	0,00	1,56	0,36	0,08	Якутия

Примечание. Значения ионных радиусов из разных источников (в Å): Si 0,39—0,42; Al 0,51—0,57; Ti⁴⁺ 0,64—0,68; Ti³⁺ 0,76—0,83; Mg 0,66—0,78; Fe³⁺ 0,64—0,67; Fe²⁺ 0,74—0,83.



ИК-спектры поглощения силикатных пироксенов — диопсидов (1,2) и алюмосиликатных пироксенов — фассаитов (3—6) (1 и 5 по Moenke, 1962)

Сравнение ИК-спектров фассаитов и диопсидов [без учета титана]. Наиболее характерны для пироксенов как цепочечных силикатов, по А. Н. Лазареву (1968), симметричные валентные колебания вдоль связи Si—O—Si, соединяющей тетраэдры в цепочку. Это полосы 635 и 670 $см^{-1}$. У диопсидов, лишенных или бедных Al, они узкие, с хорошим разрешением. У фассаитов (пределы содержания Al в тетраэдрах которых 0,25—0,50) с увеличением количества Al эти полосы уширяются и становятся менее интенсивными. Особенно уширены и наименее интенсивны они у фассаита, в котором количество Al наибольшее. На краю области симметричных валентных колебаний у фассаитов имеется плечо 620 $см^{-1}$ — слабое у обр. 3, четкое и смещенное (615 $см^{-1}$) — у обр. 4 и 5 и переходящее в полосу 610 $см^{-1}$ — у обр. 6. Смещение плеча в сторону меньших значений, повышение интенсивности и превращение в полосу происходит в фассаитах по мере увеличения количества алюминия в тетраэдрах.

Антисимметричные валентные колебания, дающие полосы в области 860—1080 $см^{-1}$, также различны: у диопсидов они узкие и четкие, а у фассаитов — как бы размытые. Кроме того, полоса 1080 $см^{-1}$ диопсидов сдвинута у фассаитов в более низкочастотную область: до 1070 $см^{-1}$ (обр. 3—5) и 1065 $см^{-1}$ (обр. 6), т. е. тем дальше, чем больше в них алюминия в тетраэдрах.

Полосы деформационных колебаний в интервале $450\text{--}520\text{ см}^{-1}$ мало-выразительны, но и они по сравнению с диопсидами уширены у фассаитов, особенно у самого алюминиевого из них.

Подобные различия спектральных проявлений силиката — диопсида и алюмосиликата — фассаита вполне согласуются с теорией колебательных спектров поглощения. Поскольку алюминийевые тетраэдры несколько отличаются от кремневых, частоты их колебаний отличаются, но близки. ИК-спектр диопсида отражает собственные колебания Si—O-тетраэдров, а у фассаита ИК-спектр суммарный: он складывается из собственных колебаний кремневых и алюминийевых тетраэдров, из которых первые главные, а вторые дополнительные. Вот почему итоговые полосы их совместного спектра диффузны (уширены, как бы размазаны). Сдвиг полос в более низкочастотную область может выражать ослабление связи вдоль цепочки при замещении части Si на Al.

Рассмотренные особенности ИК-спектров фассаитов желательнее использовать для их точной диагностики наряду со спектральным анализом на алюминий (средние линии у фассаитов), прежде всего в тех случаях, когда не удается сделать химический анализ. Оптические константы не всегда однозначно определяют фассаит, а по порошковым рентгенограммам он неотличим от диопсидов — геденбергитов, большинства авгитов, эгирииндиопсидов и эгириин-геденбергитов, с которыми (или вместо которых) фассаит находится в горных породах.

Похожие особенности ИК-спектров позволяют четко отличать алюмосиликатные амфиболы от силикатных (например, роговые обманки от оптически сходных актинолитов, жедриты от антофиллитов).

Данные ИК-спектра о титане в фассаитах. Положение и валентность титана в пироксенах (как и в амфиболах) точно неизвестны. Допускают нахождение Ti^{3+} в октаэдрах или Ti^{4+} в тетраэдрах. К пироксенам, наиболее богатым титаном, относится фассаит. О вхождении Ti^{3+} в октаэдры судят по искусственным силикатным пироксенам, сильно плеохроирующим в красных тонах (Цветков, 1951), и по светопоглощению природного фассаита с розово-фиолетовым плеохроизмом по *Ng* и *Nm*, спектральные кривые которых аналогичны кривой перла с Ti^{3+} (Чесноков, 1959). О замещении кремния пироксенов титаном еще в 1862 г. писал Н. Кокшаров в знаменитой «Минералогии России». В. С. Соболев (1949) считает вполне возможным изоморфизм Si^{4+} — Ti^{4+} в тетраэдрах, чему способствует их одинаковая валентность, несмотря на различие ионных радиусов (см. прим. к таблице.)

На ИК-спектрах в высокочастотном интервале симметричных валентных колебаний (см. рисунок и таблицу) у титансодержащих фассаитов (обр. 3,5,6) обнаружена полоса 762 см^{-1} , отсутствующая у диопсидов и фассаитов без титана или с малой его примесью (обр. 4). По аналогии с ортосиликатом Va_2TiO_4 , у которого характерная полоса Ti^{4+} — O-тетраэдров приходится на 745 см^{-1} (Лазарев, 1968), полоса 762 см^{-1} титансодержащих пироксенов может быть приписана собственным колебаниям их Ti^{4+} — O-тетраэдров. Интенсивность ее повышается с возрастанием в фассаите Ti^{4+} (от обр. 5 к обр. 6 и 3), причем изменение в содержании, равное 0,01, фиксируется ИК-спектром (обр. 6 и 3). Эта полоса едва ли связана с Al, так как количество его повышается в другом порядке (от обр. 3 к обр. 5 и 6). Предполагается, что вхождение Ti^{4+} (хотя его меньше, чем Al, но ионный радиус больше) несколько усложняет весь спектр валентных колебаний, образованный колебаниями преобладающих Si—O-тетраэдров и подчиненных им Al—O-тетраэдров.

Таким образом, отнесение полосы 762 см^{-1} к собственным колебаниям Ti^{4+} — O-тетраэдров является первым экспериментальным подтверждением нахождения Ti^{4+} в тетраэдрах пироксенов. Более определенного вывода о вхождении Ti^{4+} в их тетраэдры пока сделать нельзя. Такой же путь приемлем для суждения о Ti^{4+} в амфиболах.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. В., Юхневич Г. В.* О ионе гидроксония в амфиболах. — *Геохимия*, 1962, № 1.
- Лазарев А. Н.* Колебательные спектры и строение силикатов. Изд-во «Наука», 1968.
- Плюснина И. И.* Инфракрасные спектры силикатов. Изд-во МГУ, 1967.
- Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Цветков А. М.* Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. — *Труды ГИН АН СССР, серия петрограф.*, 1951, вып. 138, № 41.
- Чесноков Б. В.* Кривые спектрального поглощения некоторых минералов, окрашенных титаном. — *Докл. АН СССР*, 1959, 129, № 3.
- Мюенке Н.* *Mineralspektren*. Berlin, 1962.

И. Ф. КАШКАРОВ, Ю. А. ПОЛКАНОВ

**О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АЛМАЗОВ
ИЗ ТИТАНОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА**

При исследовании состава титаноносных песков некоторых россыпей Северного Казахстана в них были встречены алмазы. По данным И. Н. Подпригорина и В. П. Никова, титаноносные россыпи приурочены к мелко- и тонкозернистым отложениям прибрежной фации чеганской и чиликтинской свит палеогена. Рудовмещающие пески преимущественно кварцевые, слабоглинистые. Тяжелая фракция представлена комплексом устойчивых минералов, характерных для мелкозернистых прибрежных титаноносных россыпей. Основные тяжелые минералы — ильменит, циркон, рутил, лейкоксен, анатаз, брукит, турмалин, хромшпинелиды. В незначительном количестве встречен пироп. Из редких минералов отмечены бадделлит, касситерит, ксенотим, муассанит.

По аналогии с россыпями Украины (Кашкаров, Полканов, 1964; Юрк и др., 1966 и др.) и с учетом указаний о перспективах алмазоносности Северного Казахстана (Корейшо, 1956) титаноносные россыпи этого района представляли интерес в отношении возможной алмазоносности.

Различными приемами обогащения с применением флотации было сконцентрировано и выделено около 900 зерен алмазов. Так как мелкие природные алмазы исследованы недостаточно, выделенные алмазы представляли определенный интерес, особенно с точки зрения их количественного распределения по различным признакам и свойствам (форма, цвет и др.). Ниже приводятся результаты этого изучения.

Размеры большинства зерен алмазов соответствуют крупности тяжелых минералов рудоносных песков и находятся в пределах 0,07—0,1 мм. Размеры отдельных кристаллов изменяются от 0,05 до 0,2 мм. По размеру зерен алмазы распределяются следующим образом: 0,05—0,10 мм 92,5%; 0,10—0,15 мм 7,0%; 0,15—0,20 мм 0,5%.

Форма алмазов различная. Встречаются правильные кристаллики и их обломки, неправильные зерна, двойники, микроагрегатные образования.

По форме зерен алмазы распределяются следующим образом (в %):

Кубические кристаллы и их обломки	26
Октаэдрические кристаллы и их обломки	8
Комбинационные формы	
куб-октаэдр	5
куб-ромбододекаэдр, куб-октаэдр-ромбододекаэдр	1
Сложные кристаллы	24
Неправильные зерна	33
Двойники, сростки	3

Среди правильных многогранников, составляющих около 45% всех алмазов, преобладают сложные комбинационные формы (20%) и кубические кристаллы (15%); в подчиненном количестве находятся октаэдр (6,5%), куб-октаэдр (2,5%), а также куб-ромбододекаэдр и куб-октаэдр-ромбододекаэдр (1%). Форма {110} присутствует только на комбинационных многогранниках. Ромбододекаэдрические кристаллы не встречены. Отмечены плоско- и кривогранные формы и их комбинации. Преобладают плоскогранные образования.

Наряду с идеальными остросереберными плоскогранными октаэдрами и правильно образованными кубами много искаженных кристаллов октаэдрического и кубического габитуса. Для октаэдров характерно уплощение по оси третьего и удлинение по оси второго порядка. У кубов отмечалось уплощение по оси второго или четвертого порядка, вытянутость отдельных вершинок, асимметричное развитие.

Алмазов с гладкой и почти гладкой поверхностью около 37%, у остальных поверхность матовая, шероховатая. Грани куба обычно шероховаты, хотя у отдельных кристаллов довольно гладкие. Грани ромбододекаэдра, как правило, грубо иштрихованы. На кристаллах, являющихся комбинацией куба и ромбододекаэдра, грани последнего покрыты штриховкой, вытянутой поперек кубических ребер. На гранях {111} отдельных кристаллов заметен скульптурный узор в виде чередующихся треугольных выступов и углублений.

Большинство алмазов (около 98%) окрашены. По интенсивности окраски алмазы распределяются следующим образом (в %): темноокрашенные 23; окрашенные 75; бесцветные 2. Преобладающий цвет зерен зеленый различных оттенков (79% всех алмазов), меньше желтых алмазов (12%). В подчиненном количестве встречаются серые и черные (6%), а также бесцветные, коричневые, сиреневые и розовые алмазы.

Прозрачность кристаллов различна и в значительной мере зависит от интенсивности окраски: большинство зерен прозрачны, слабо просвечивают и непрозрачны темно-зеленые и черные кристаллы. Непрозрачны даже в иммерсионных препаратах микроагрегатные образования из кубических кристаллов и неправильных зерен. Эти различия составляют около 20% всех алмазов, часто содержат черные графитоподобные включения, легко распадаются на микрзерна при раздавливании.

Большинство кристаллов алмазов изотропны. У некоторых кристаллов в иммерсионных препаратах заметна аномальная пятнистая анизотропия в темно-синих и серых тонах. Плотность равна 3,4—3,55 г/см³ (по замерам в тяжелой жидкости, приготовленной на основе раствора Клеричи).

Большинство зерен не люминесцируют в ультрафиолетовых и катодных лучах (лампа ДРШ-250 с фильтром УФС-3 и установка УКЛ-1) даже при повышенных режимах работы люминесцентных аппаратов. Лишь отдельные, преимущественно бесцветные зерна очень слабо светятся в желтых и желто-оранжевых тонах.

Основные линии на порошковых рентгенограммах изученных образцов (аналитик Л. И. Голуб) соответствуют эталонным для алмаза (см. таблицу).

Отличительными особенностями исследованных алмазов являются незначительные размеры зерен; необычное соотношение кристалло-морфологических типов со значительным преобладанием алмазов кубического габитуса над октаэдрическими кристаллами; большое количество микроагрегатных разностей, а также преобладание окрашенных и нелюминесцирующих разновидностей.

По количественному соотношению разновидностей, выделенных по кристалло-морфологическим особенностям и физическим свойствам, исследованные алмазы существенно отличаются от описанных в литературе алмазов известных отечественных и зарубежных месторождений и более сходны с синтетическими алмазами (Кухаренко, 1967; Гневушев, Барто-

Межплоскостные расстояния на рентгенограммах алмазов
Fe-излучение, $D = 57,3$ мм, 40 кв, 12 ма, 11 час

<i>hkl</i>	1		2		3		Эталон по В. И. Михееву (1957)	
	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
111	5	(2,27)	3	(2,27)	8	(2,28)	—	—
111	10	2,056	10	2,054	10	2,05	10	2,05
220	3	(1,387)	1	(1,392)	6	(1,390)	—	—
220	9	1,260	8	1,262	10	1,261	8	1,26
311	1	(1,183)	—	—	5	(1,182)	—	—
311	8	1,075	7	1,075	9	1,075	7	1,072
	—	—	—	—	1	1,029	—	—
222	4	0,983	—	—	—	—	—	—
400	—	—	—	—	—	—	4	0,885*

* Меньшие значения межплоскостных расстояний, имеющиеся на эталонной рентгенограмме в таблице не приводятся.

1—20 кристалликов крупностью 0,05—0,1 мм; 2—неправильное темно-зеленое зерно размером 0,1 мм; 3—правильный желто-зеленый октаэдр размером 0,07 мм.

шинский, 1959; Орлов, 1963; Бутузов, 1966; Вишневский, Суходольская, 1966; Bovenkerk et al., 1959; Wentorf, Bovenkerk, 1961).

Незначительные размеры, большое количество кубических кристаллов, а также микроагрегатных и окрашенных разностей позволяют допустить образование изученных мелких алмазов в результате быстрой кристаллизации при относительно небольших температурах. Довольно большое количество легко распадающихся микрочернистых агрегатов может свидетельствовать об относительной близости коренных источников алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузов В. П. Методы получения искусственных алмазов. — В кн. «Исследования природного и технического минералообразования». Изд-во «Наука», 1966.
- Вишневский А. С., Суходольский О. В. Простые формы кристаллов синтетического алмаза. — Мин. сб. Львовск. ун-та, 1966, вып. 4, № 20.
- Гневушев М. А., Бартошинский Э. В. К морфологии Якутских алмазов. — Труды Якутского фил. АН СССР, 1959, № 4.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. О находке алмазов в титано-циркониевых песках. — Докл. АН СССР, 1964, 157, № 5.
- Корейшо П. Г. Некоторые особенности мезозойского вулканизма Северного Казахстана в аспекте возможной его алмазоносности. — Вестн. АН Каз.ССР, 1956, № 7.
- Кухаренко А. А. Алмазы Урала. Госгеолтехиздат, 1967.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Орлов Ю. Л. Морфология алмаза. Изд-во АН СССР, 1963.
- Юрк Ю. Ю., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. Кристалломорфология и физические свойства алмазов россыпей Украины. — Мин. сб. Львовск. ун-та, 1966, вып. 4, № 20.
- Bovenkerk H. P., Bundy F. P., Hall H. T., Strong H. M., Wentorf R. H. Preparation of diamond. — Nature, 1959, 184.
- Wentorf R. Jr., Bovenkerk H. P. On the origin of natural diamonds. — Astrophys. J., 1961, 134.

Л. М. ЛУРЬЕ, Т. Н. ШАДЛУН

БИСМОКЛИТ ИЗ ВОСТОЧНОГО КАРАМАЗАРА

Бисмоклит BiOCl — весьма редкий минерал. Впервые он был обнаружен Маунтейном (Mountain, 1935) в виде столбчатых и волокнистых агрегатов в пегматитах Штайнкопфа в Намакваленде (Южная Африка), позднее Шеллером (Schaller, 1941) в кварцевых жилах Голдфильда, Невада (США) в ассоциации с иодаргиритом AgI . В Советском Союзе бисмоклит был известен лишь для вольфрамового месторождения Караоба (Чухров и др., 1960), где он был встречен в зоне окисления в кварцевых жилах с вольфрамитом, висутином, козалитом и самородным висмутом преимущественно в виде псевдоморфоз по первичным висмутовым минералам.

Обнаружение бисмоклита в одном из месторождений Восточного Карамазара (Средняя Азия) является второй находкой в Советском Союзе. Месторождение принадлежит к трещинно-метасоматическим, залегающим в эффузивных породах: фельзит-порфирах и альбитофирах верхнепермского возраста. Рудные зоны приурочены к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания, протягивающимся на 1—1,5 км и более. Руды представлены прожилковым и прожилково-вкрапленным типом. Главные рудные минералы: сульфовисмутиты (новый сульфовисмутит серебра и свинца, близкий бенжаминиту — павониту¹, айкиниту, висутину и др.), халькопирит, пирит и гематит, в подчиненном количестве находятся сфалерит и галенит. Среди жильных минералов резко преобладает кварц, широко развит барит и в незначительном количестве присутствует флюорит.

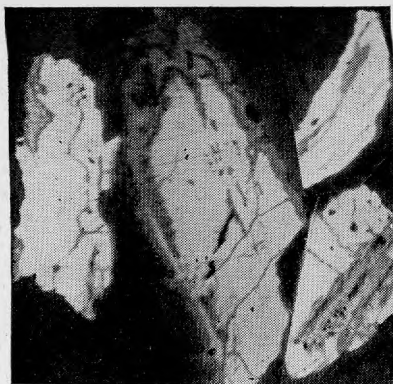
Для месторождения весьма характерна широко развитая и глубоко (до 150—200 м) прослеживающаяся зона окисления. Длинные (до 1,5—2 см) игольчатые выделения висмутовых минералов, заключенные в серый жильный кварцевый агрегат в окварцованных фельзит-порфирах, редко сохраняют присущий им стально-серый цвет. В большинстве случаев они подернуты матовой черной или темно-серой пленкой. Изучение этих выделений под микроскопом показало наличие сростаний первичных сульфовисмутитов, представленных преимущественно минералом, близким бенжаминиту — павониту $\text{Pb}_2(\text{Cu,Ag})_2\text{Bi}_4\text{S}_9$ — AgBi_3S_5 , реже айкинитом PbCuBiS_3 или висутином Bi_2S_3 , с вторичным минералом — бисмоклитом BiOCl .

Бисмоклит образует тонкие каемки или развивается вдоль тонких трещинок и спайности в новом сульфовисмутите серебра и свинца (см. рисунок); изредка наблюдаются частичные или полные псевдоморфозы. Нередко в ассоциации с бисмоклитом находится халькозин, реже ковеллин.

Под микроскопом в отраженном свете цвет минерала серовато-коричневатый. Анизотропия очень слабая. Твердость низкая. Химически установлено присутствие висмута и хлора. Совокупность всех его свойств и данные рентгенометрического анализа позволили отнести этот минерал к бисмоклиту. Как видно из приводимых рентгенограмм (см. таблицу), межплоскост-

¹ Минерал установлен авторами в данном месторождении впервые.

Бисмоклит (серое), развивающийся за счет зерен сульфобисмутита серебра и свинца (белое) вдоль трещинок спайности и в виде оторочек. Черное — наполнитель, в котором зацементированы зерна минерала. Полированный шлиф, увел. 40



тные расстояния изученного нами минерала полностью соответствуют эталонному образцу (Михеев, 1957), а также бисмоклиту из месторождения Караоба (Чухров, Сендерова, Ермилова, 1960).

Вероятным источником хлора для образования бисмоклита служили грунтовые трещинные воды зоны гипергенеза. Современные воды района месторождения характеризуются невысокими содержаниями хлора (8—16 мг/л), что обычно при весьма интенсивном водообмене с поверхностью. Наиболее благоприятным временем для образования бисмоклита мог быть период Pg_3-Ng_1 с присущим ему аридным климатом и хлоридной гидрогеохимической средой, когда в близлежащих районах Ферганской депрессии шло накопление соленосных пород и гипсов.

Межплоскостные расстояния бисмоклита
Fe-излучение, $D = 57,3$ мм, $d = 0,3$

Бисмоклит (Михеев, 1957)		Бисмоклит из Караобы (Чухров и др., 1960)		Бисмоклит из Каптарханы*		Бисмоклит (Михеев, 1957)		Бисмоклит из Караобы (Чухров и др., 1960)		Бисмоклит из Каптарханы*	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
6	7,4	4	7,36	5	7,42	9	1,57	10	1,574	6	1,572
1	3,71	3	3,68	—	—	6	1,52	8	1,52	—	—
10	3,45	9	3,43	10	3,43	6	1,375	8	1,378	—	—
6	2,75	9	2,75	10	2,75	7	1,263	9	1,269	—	—
9	2,67	10	2,66	10	2,67	9	1,225	9	1,227	—	—
2	2,45	4	2,46	—	—	4	1,200	5	1,201	—	—
5	2,20	7	2,21	4	2,20	6	1,165	6	1,170	—	—
6	1,94	9	1,949	5	1,979	5	1,121	10	1,126	—	—
1	1,87	3	1,895	—	—	6	1,095	9	1,070	—	—
6	1,83	9	1,83	—	—	6	1,065	7	1,062	—	—
7	1,69	9	1,696	4	1,693	8	1,036	10	1,036	—	—
5	1,66	9	1,669	—	—						

* Анализ проведен Г. В. Басовой из выделения размером 0,1 мм.

ЛИТЕРАТУРА

- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
 Чухров Ф. В., Сендерова В. М., Ермилова Л. П. К минералогии висмута в зоне окисления. — В кн. «Кора выветривания». Вып. 3. Изд-во «Наука», 1960.
 Mountain E. D. Two new bismuth minerals from South Africa. — Min. Mag., 1935, 149.
 Schaller W. T. Bismoclite from Goldfield, Nevada. — Amer. Min., 1941, 26, N 11

М. И. НОВИКОВА

МИЛАРИТ ИЗ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (м-с Ермаковское)

Некоторые бериллиевые минералы (эвклаз, лейкофан), ранее считавшиеся редкими, встречаются все чаще. Это касается и миларита, который помимо пегматитов встречен в гидротермальных месторождениях флюорит-фенакит-бертрандитовой формации (Гинзбург и др., 1965).

Миларит обнаружен нами на флюорит-фенакит-бертрандитовом месторождении Сибири, залегающем в толще карбонатных пород протерозойского возраста. Генетически месторождение связывается с массивом субщелочных гранитов киммерийского тектоно-магматического цикла. Рудные тела представлены линзообразными метасоматическими залежами, реже зонами прожилков, сложенных флюоритом, полевыми шпатами (микроклинном и альбитом), карбонатами (кальцитом, сидеритом, родохрозитом), кварцем и бериллиевыми минералами. В небольшом количестве в рудах встречаются сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит), а также апатит и барит. Формирование оруденения происходило в несколько стадий — флюорит-бериллиевую, сульфидно-карбонатную и низкотемпературную кварцевую.

Основными бериллиевыми минералами являются фенакит и бертрандит, определяющие соответствующие типы руд. Бавенит, миларит и гельвин, особенно последний, на месторождении развиты незначительно. Их возникновение связано с проявлением процессов замещения фенакита и бертрандита в позднюю сульфидно-карбонатную стадию минерализации.

Миларит приурочен к тектонически нарушенным участкам среди массивных флюорит-фенакитовых руд, контактирующих с гранат-везувияновыми скарнами. Миларитсодержащие породы представляют собой неравномернозернистые, брекчиевидного облика образования, сложенные обломками хлоритизированных скарнов и флюорит-бериллиевых руд, сцементированными среднекристаллическим альбит-кальцитовым агрегатом с пиритом. Местами наблюдаются жеодовые и пористые текстуры. Стенки жеод выстланы ромбовидными кристаллами кальцита и таблитчатыми альбита, на которые нарастает миларит. Он образует столбчатые, гексагонального облика кристаллы величиной $(0,1-0,4) \times (1-3)$ см, увенчанные невысокой пирамидой. Часто наблюдаются параллельные или сноповидные сростки миларита (рис. 1), образующие в пустотах друзовидные скопления размером до 3—5 см (рис. 2) или плотные зернистые агрегаты величиной $1 \times 2-3$ см среди массивных мелкозернистых кальцит-флюорит-фенакитовых руд. Цвет минерала бледный розоватый и зеленоватый или бледный розовато-коричневый, на гранях зерен блеск стеклянный. Спайность неясная по (0001). Розоватый и зеленоватый милариты разобщены: первый приурочен к верхней части разреза, а второй — к нижней.

Миларит оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления зеленоватого миларита $N_o = 1,541$, $N_e = 1,536$ и розоватого $N_o =$

1,533 и $n_e = 1,536$ близки к показателям преломления ассоциирующего с ним альбита, но миларит отличается от него более низким двупреломлением. Удельный вес зеленоватого 2,52, розоватого 2,51 — гидростатическое взвешивание в CCl_4 .

При исследовании под микроскопом устанавливается, что миларит, подобно бериллу, содержит большое количество газово-жидких включений цилиндрической формы, ориентированных параллельно граням призмы, и часто имеет зональное строение, подчеркивающееся расположением указанных включений и прорастанием минерала кальцитом. Для миларита

Рис. 1. Сноповидный сросток кристаллов миларита. Natur. вел.

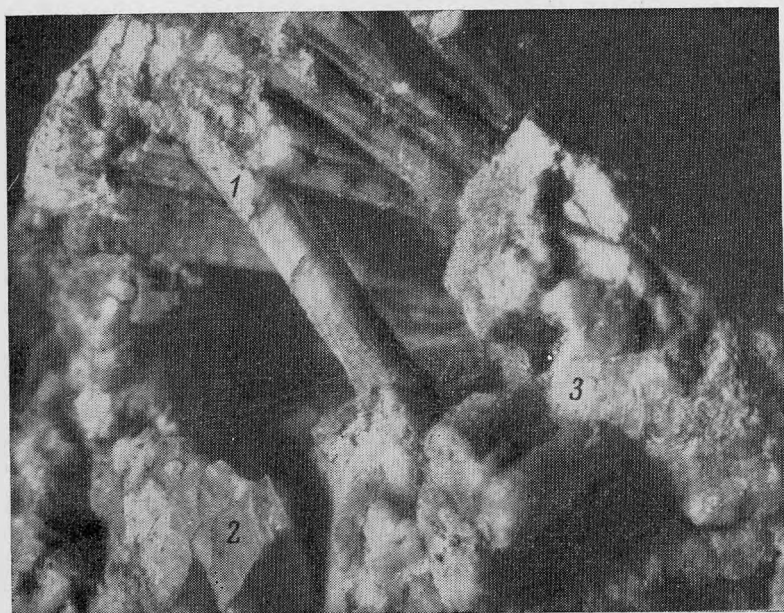
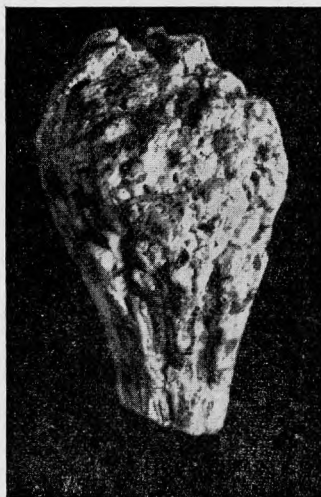


Рис. 2. Друзовидные скопления кристаллов миларита (1) среди кальцита (2) и альбита (3). Увел. 5

Таблица 1

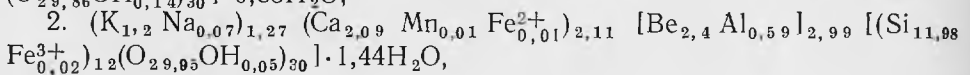
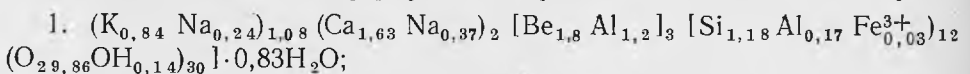
Химический состав миларита

Компоненты	Миларит розоватый					Миларит зеленоватый, вес. %	Миларит (Соседко, Телешев, 1962), вес. %	
	вес. %	атомн. колич.			число атомов катионов на 15 атомов Si + Be + Al			
		в миларите		во флюорите				
		кислорода	катионов					
SiO ₂	71,23	2370	1185	—	11,80	70,76	71,12	
Al ₂ O ₃	7,02	207	138	—	1,37	2,91	7,70	
TiO ₂	0,02	—	—	—	—	0,00	—	
Fe ₂ O ₃	0,12	2,5	2	—	0,03	0,09	—	
FeO	0,00	—	—	—	—	0,05	0,00	
BeO	4,52	181	181	—	1,80	5,93	3,57	
CaO	9,42	168	164	4	1,63	11,53	11,55	
MgO	Не обн.	—	—	—	—	0,00	—	
MnO	Сл.	—	—	—	—	0,07	—	
Na ₂ O	1,90	31	62	—	0,61	0,22	0,30	
K ₂ O	4,03	42	84	—	0,84	5,58	4,80	
F	0,09	4	—	8	—	0,18	—	
H ₂ O-	Не обн.	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O+	1,65	(90)	—	—	0,90	2,40	1,25	
Сумма	100,00	3005,5	—	—	29,93	99,67	100,43	
—O = F ₂	0,04	—	—	—	—	0,08	—	
Σ	99,46	—	—	—	—	99,59	—	
Аналитик		А. А. Липатова				Е. В. Синюгина		
		Общий множитель 15 : 1506 = 0,0099602.						

характерно пятнистое угасание. Границы минерала с окружающим его альбитом, флюоритом и кальцитом прямые, ровные.

Химические анализы двух миларитов разной окраски (табл. 1) проведены каждый из больших навесок (например, ан. 2 из 1200 мг минерала), отобранных под бинокулярной лупой. Анализы рассчитаны на 15 катионов. Получены формулы, близкие к теоретической, сопоставимые с формулой миларита из пегматитов Кольского п-ова (Соседко, Телешева, 1962).

Кристаллохимические формулы миларитов из Восточной Сибири:



из пегматитов Кольского п-ва:



Теоретическая формула



Спектральным анализом в минерале обнаружены редкие земли (церий, лантан, иттрий, иттербий) в количестве 0,001—0,1%, обусловленные примесью бастнезита, который иногда находится в тесном сростании с миларитом. Кроме того, установлены бор (0,1%) и барий (0,01%).

При термографическом изучении розоватого миларита (выполненном Л. И. Рыбаковой) получена кривая с четким эндотермическим эффек-

Размеры элементарной ячейки миларитов (в А)

Параметр	Обр. из Восточной Сибири		Обр. из Средней Азии		Обр. с Кольского п-ова (Соседко, Телешева, 1962)	Обр. из Вежны (Серпу, 1963)
	естественный	после прокаливания при 1000° С	естественный	после прокаливания при 1000° С		
<i>a</i>	10,397±0,009	10,379±0,009	10,392±0,003	10,395±0,003	10,40	10,42
<i>c</i>	13,77±0,005	13,82±0,005	13,758±0,005	13,829±0,005	13,70	13,72
<i>c/a</i>	1,324	1,331	1,324	1,331	1,317	1,317

том при 830—930° С и менее ясным после 1050° С, связанным с удалением воды из миларита.

Исследование минерала¹ методом ИК-спектроскопии, проведенное Л. С. Солнцевой, дало результаты, соответствующие данным по ранее изученному образцу миларита из Средней Азии (Иовчева и др., 1966). Отчетливо проявляются полосы поглощения (1927, 3545 и 3580 см⁻¹) молекул воды, которая, по-видимому, находится в каналах кристаллической решетки минерала, аналогично воде в берилле.

Параметры элементарной ячейки миларита из Восточной Сибири (табл. 2), рассчитанные Н. И. Черновой, близки к параметрам миларитов из различных генетических типов месторождений: альбит-фенакитового гидротермального месторождения Средней Азии (Иовчева и др., 1966); пегматитовых Кольского п-ова (Соседко, Телешева, 1962) и Вежны (Серпу, 1963). Отношение *c/a* миларита из Сибири (естественного и прокаленного) совершенно идентично отношению *c/a* только миларита из Средней Азии, хотя наблюдаются отличия в составе минералов, и прокаливание их приводит к различным результатам. В то же время милариты из пегматитов Кольского п-ова и Вежны, развивающиеся по бериллу, имеют одинаковое отношение *c/a*. По аналогии с бериллами (Беус, 1960) отношение *c/a* миларита, очевидно, может являться величиной, характеризующей его габитус.

Образование миларита происходит при интенсивном замещении фенакита в процессе развития альбит-карбонатной минерализации. Реликты фенакита часто сохраняются среди миларита. Замещение фенакита не сопровождается выносом бериллия из породы, как выявлено при анализах соответствующих образцов. Более низкое содержание бериллия в миларите по сравнению с фенакитом компенсируется большим объемом кристаллов миларита. Обычно миларит наблюдается в участках, обогащенных калиевым полевым шпатом. Подобное развитие миларита по фенакиту отмечалось Э. И. Иовчевой и др. (1966) в гидротермальном альбит-фенакитовом месторождении Средней Азии. В пегматитовых месторождениях миларит образуется, как правило, при замещении берилла (Соседко, Телешева, 1962; Серпу, 1963).

На исследованном месторождении миларит обычно интенсивно корродируется кальцитом, вплоть до образования почти полных псевдоморфоз и сохранения тонких каемок миларита лишь в краевых частях кристаллов. Местами миларит замещается бавенитом, который в ассоциации с хлоритом и кальцитом изредка образует также псевдоморфозы по милариту. Замещение миларита другими бериллиевыми минералами, в частности берtrandитом, отмечалось М. Б. Чистяковой и др. (1964) в пегматитоподобных телах Казахстана.

В участках интенсивного проявления процесса низкотемпературной кварцевой минерализации кристаллы миларита обрастают пленками опала, включающими мельчайшие кристаллики кальцита, или заключены в сер-

¹ Все дальнейшие данные касаются розоватого миларита.

пентин-халцедон-опаловой породе колломорфно-натечной текстуры, возникшей по скарнам. Реже наблюдаются полные псевдоморфозы опала и халцедона по милариту. Образование псевдоморфоз по милариту можно объяснить тем, что минерал обычно еще в более раннюю стадию процесса подвергается сильному замещению карбонатом, который в дальнейшем легко выщелачивается кремнистыми растворами.

Заключение

Миларит оказался более распространенным минералом, чем считалось ранее. Он встречается в бериллиевых месторождениях различных генетических типов. Образуется в одну из поздних стадий гидротермального процесса, в среде, обогащенной щелочами в результате замещения фенакита. В то же время минерал замещается более поздним бавенитом. Обычно тесно ассоциирует с полевыми шпатами, к которым близок по цвету, удельному весу и показателям преломления. Миларит различных генетических типов отличается сравнительным постоянством физических свойств и состава. Для него характерны кристаллы преимущественно призматического габитуса, часто сноповидные сростки, стеклянный блеск и высокая твердость.

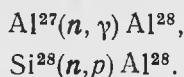
ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И. и др. Берtrandит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. — Геол. месторожд. редких элементов, 1965, вып. 27.
- Иовчева Э. И., Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. Миларит из Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1966, 170, № 6.
- Соседко Т. А., Телешева Р. Л. К химическому составу миларита. — Докл. АН СССР, 1962, 146, № 2.
- Чистякова С. Б., Осолодкина Г. А., Разманова З. П. Миларит из Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, 1964, 159, № 6.
- Černý P. Epididymite and milarite-alteration products of beryl from Věžna, Czechoslovakia. — Min. Mag., 1963, 33, № 261.

Ю. Л. ОРЛОВ, П. Н. КОДОЧИГОВ, А. Д. КУРИНОВ

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ АЛЮМИНИЯ И КРЕМНИЯ
В АЛМАЗАХ НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННЫМ МЕТОДОМ**

При проведении полуколичественных эмиссионных анализов среди примесей посторонних элементов, присутствующих в алмазах, постоянно фиксируются кремний и алюминий. С помощью нейтронно-активационного анализа (Кодочигов и др., 1966, 1967; Орлов и др., 1968) уже были выполнены точные количественные измерения для многих элементов-примесей, кроме кремния и алюминия. В данной работе применена специальная методика, позволяющая раздельно установить количества активности короткоживущего радиоизотопа Al^{28} , которые получаются при активации алюминия и кремния, присутствующих в алмазах. Использовались следующие реакции.



Реакции $(n\gamma)$ и (n, p) осуществлялись при облучении нейтронами кристаллов алмазов без кадмиевого экрана и в кадмиевом экране (последний снижает эффективность активации Al в 65,5 раза). Одновременно в одинаковых условиях с алмазами облучались эталоны алюминия и кремния известной массы. Облучение проводилось на реакторе ВВР-Ц в канале с пневмопочтой при потоке тепловых нейтронов $f_{т.н.} = 2 \cdot 10^{12}$ нейтр/см²сек и быстрых $f_{б.н.} = 1,8 \cdot 10^{11}$ нейтр/см²сек. После каждого облучения кристаллы алмазов промывались разбавленным раствором азотной кислоты и водой для удаления внешних загрязнений. Исследования проводились по γ -излучению Al^{28} с помощью сцинтилляционного спектрометра типа Р-4050 с четырьмя параллельными датчиками, имеющими кристаллы NaI (Tl) размером 70·70 мм.

Сначала кристаллы алмазов и эталоны Al и Si облучались в Cd-экране в течение 10 мин, затем измерялись γ -спектры за 2 мин. После полного распада Al^{28} кристаллы алмазов и эталоны алюминия и кремния облучались вторично, но без экрана в идентичных условиях в течение 10 мин, и для них измерялись γ -спектры также за 2 мин.

Все расчеты выполнены по следующей системе уравнений:

$$A_{\text{без экр.}} = A_{Al} + A_{Si}, \tag{1}$$

$$A_{\text{Cd-экр}} = A_{Al}/K_{Cd} + A_{Si}, \tag{2}$$

где $A_{\text{без экр.}}$ и $A_{\text{Cd-экр.}}$ — экспериментально измеренные за 2 мин значения количества импульсов в фотопике γ -спектра Al^{28} для кристаллов, облученных без кадмиевого экрана и с кадмиевым экраном; A_{Al} и A_{Si} — вклад импульсов в фотопике за счет активации соответственно Al и Si; K_{Cd} — кадмиевое отношение для алюминия, равное 65,5.

Согласно уравнениям (1) и (2), количество импульсов за счет активации Si по (n, p) реакции определяется соотношением:

$$A_{Si} = \frac{K_{Cd} \cdot A_{с Cd-экр.} - A_{без экр.}}{K_{Cd} - 1} \quad (3)$$

и за счет активации Al по (n, γ) реакции определяется соотношением:

$$A_{Al} = \frac{K_{Cd} (A_{без экр.} - A_{с Cd-экр.})}{K_{Cd}} \quad (4)$$

Результаты измерения и расчета приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Результаты измерения эталонов Al и Si, облученных и измеренных в одинаковых условиях с кристаллами алмазов

№ датчика и эталона	Эталон	Вес эталона, г	Экран	Время от облучения до измерения, мин	Поправка на распад $2\Delta t/T$	Сумма импульсов в фотопике с учетом поправки на распад
1	Si	$1,00 \cdot 10^{-3}$	Cd-экран	9	15	171 000
2		$1,58 \cdot 10^{-3}$	То же	9	15	318 000
3		$1,35 \cdot 10^{-3}$	» »	9	15	264 000
4		$1,73 \cdot 10^{-3}$	» »	9	15	165 000
1	Al	$3,78 \cdot 10^{-5}$	Cd-экран	14	67,2	248 000
		$3,78 \cdot 10^{-5}$	Без экрана	14	67,2	16 200 000
2		$3,78 \cdot 10^{-5}$	То же	20	420	20 400 000
3		$3,78 \cdot 10^{-5}$	» »	17	170	15 780 000
4		$3,78 \cdot 10^{-5}$	» »	23	1024	12 650 000

Примечание. $f_{T, H} = 2 \cdot 10^{12}$ нейтр/см² сек, $f_{\gamma, H} = 1,8 \cdot 10^{11}$ нейтр/см² сек; время облучения 10 мин, время измерения 2 мин.

Таблица 2

Установленная концентрация примесей Al и Si в кристаллах природных алмазов

№ датчика и алмаза	Вес алмаза, г	Число импульсов в фотопике за 2 мин с учетом поправки на распад				Концентрация примесей в кристаллах алмазов, вес. %	
		$A_{без экр.}$	$A_{с Cd экр.}$	за счет A_{Al}	за счет A_{Si}	Al	Si
1	0,0131	6 730	285	6 555	185	$1,17 \cdot 10^{-4}$	0,0083
2	0,0212	38 300	780	38 200	195	$3,36 \cdot 10^{-4}$	0,0046
3	0,0337	23 400	730	23 020	378	$1,64 \cdot 10^{-4}$	0,0058
4	0,0625	37 000	1150	36 405	595	$1,74 \cdot 10^{-4}$	0,0100

Примечание. Для всех четырех датчиков и алмазов время измерения 2 мин, поправка на распад $2\Delta t/T = 2,46$, время облучения до измерения $\Delta t = 3$ мин.

Четыре алмаза, отобранных для исследования, представлены различными кристаллами. Первый (вес 0,0131 г) из россыпи Приленской алмазоносной области, он имеет форму сложно деформированного, сильно уплощенного кубоида, окрашенного в ярко-желтый цвет. Второй образец (вес 0,0212 г) из этой же области — осколок бесцветного додекаэдроиды. Третий алмаз (вес 0,0337 г) из трубки «Мир» — бесцветный изометричный октаэдр. Четвертый образец (вес 0,0625 г) из африканского месторождения имеет комбинационную форму октаэдра, ромбододекаэдра и куба и относится к разновидности алмазов с оболочками (coated diamond).

Как видно из табл. 2, все четыре образца алмаза характеризуются близким содержанием примесей алюминия и кремния. Известно, что в алмазах с оболочками в наружной зоне имеется большое количество ультрамикроскопических включений, основным элементом которых является кремний (Seal, 1966). Это дает основание полагать, что в алмазах данной разновидности будут устанавливаться сравнительно более высокие содержания кремния, чем в обычных алмазах.

В нашем случае в алмазе с оболочкой установлено 0,01% кремния, что заметно выше среднего его содержания для трех других кристаллов алмаза обычного типа. Возможно, что дальнейшие исследования статистически подтвердят вывод о том, что в алмазах с оболочками содержание кремния относительно выше, чем в обычных алмазах, и пропорционально количеству микровключений, влияющих на образование оболочек с шестовато-волоконистой структурой.

ЛИТЕРАТУРА

- Кодочигов П. Н., Глазунов М. П., Меднис И. В., Спицын В. И. Определение примесей в естественных алмазах активационным методом. — В кн. «Нейтронно-активационный анализ». Рига, изд-во «Зинатне», 1966.
- Кодочигов П. Н., Глазунов М. П., Орлов Ю. Л., Спицын В. И. Зональное распределение примесей в кристаллах алмаза. — Докл. АН СССР, серия геол., 1967, 172, № 1.
- Орлов Ю. Л., Кодочигов П. Н., Глазунов М. П. и др. Радиоактивационное определение примесей в алмазах. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 18. Изд-во «Наука», 1968.
- Seal M. Nature of diamond coat. — Phil. Mag., 1966, 13, № 123.

В. М. ПОЛЯКОВА, А. К. МИГУТА

КОФФИНИТ ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БРАННЕРИТА

Коффинит — силикат урана, впервые описанный в 1956 г. (Stieff et al., 1956), обнаружен сейчас на многих урановых месторождениях. В литературе в основном освещены вопросы, связанные с диагностикой минерала. Меньше данных о его парагенезисе и условиях образования. Однако известно, что коффинит довольно широко распространен как в гидротермальных, так и в осадочных месторождениях.

В описываемом случае коффинит установлен в рудопроявлении браннерита, локализованном в пироксен-роговообманковых гнейсах и гнейсо-гранитах, метасоматически измененных в предрудную стадию минералообразования, но сохранивших первичную структуру (Готман и др., 1968, 1971).

Метасоматоз вмещающих пород выражен в замещении кварца мелкокристаллическим кальцитом, темноцветных минералов — пелитоморфным агрегатом анкерита-доломита, пирита и марказита, в серицитизации плагиоклаза, а также широком развитии тонкодисперсного калиевого полевого шпата и адуляра. В дальнейшем метасоматиты подверглись многократному брекчированию с цементацией обломков браннеритом, доломитом, кальцитом, кварцем, флюоритом.

Коффинит наблюдается в метасоматически измененных брекчированных породах и их обломках в брекчиях, сцементированных урансодержащими лейкоксеновыми продуктами, которые развиваются по браннериту. Он присутствует здесь в виде рассеянных точечных выделений размером от долей до 3—4 мм. По форме выделений, оптическим и физическим свойствам, несомненно, различаются две разновидности минерала.

Первая разновидность его имеет метасоматическую природу. Коффинит образует различные по форме выделения, часто неправильных очертаний, однако в них всегда различимы элементы ограничений, свойственные темноцветным минералам вмещающих пород. Большая часть таких выделений имеет полосчатую текстуру, которая обусловлена своеобразным распределением пирита и марказита, отражающим характер системы спайности замещаемого минерала — роговой обманки или пироксена (рис. 1). Коффинит развивается между выделениями сульфидов железа, корродируя темноокрашенное непрозрачное вещество, которое характеризуется относительно низким рельефом, низкой отражательной способностью и сравнительно высокой хрупкостью. По-видимому, оно представляет собой сложную смесь продуктов разрушения темноцветных минералов. В коффините отмечаются также реликты субмикроскопических агрегатов лейкоксена, унаследованные при замещении продуктов изменения темноцветных минералов.

Коффинит описываемой разновидности окрашен в черный цвет, в порошке серо-черный. Минерал хрупкий, имеет неровный излом, сильный стеклянный блеск. Показатель преломления 1,918. О принадлежности минерала к коф-

финиту свидетельствуют результаты рентгеноструктурного исследования, выполненного Г. А. Сидоренко (табл. 1). Они показывают, что изученный минерал дает дифракционную картину, соответствующую коффиниту, описанному рядом исследователей (Stief et al., 1956; Филипенко, 1958; Мелков, Сергеева, 1962). В порошковой диаграмме коффинита установлены линии настурана,

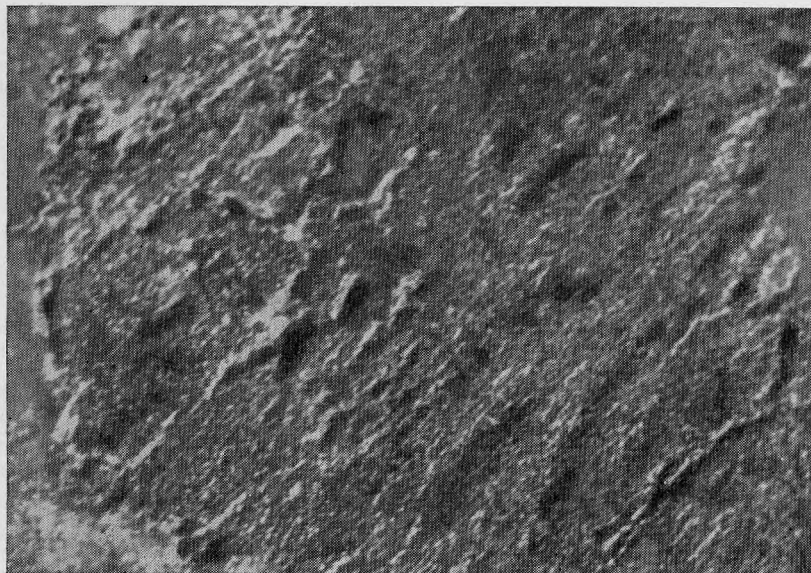


Рис. 1. Коффинит, метасоматически развивающийся по темноцветному минералу. Увел. 32

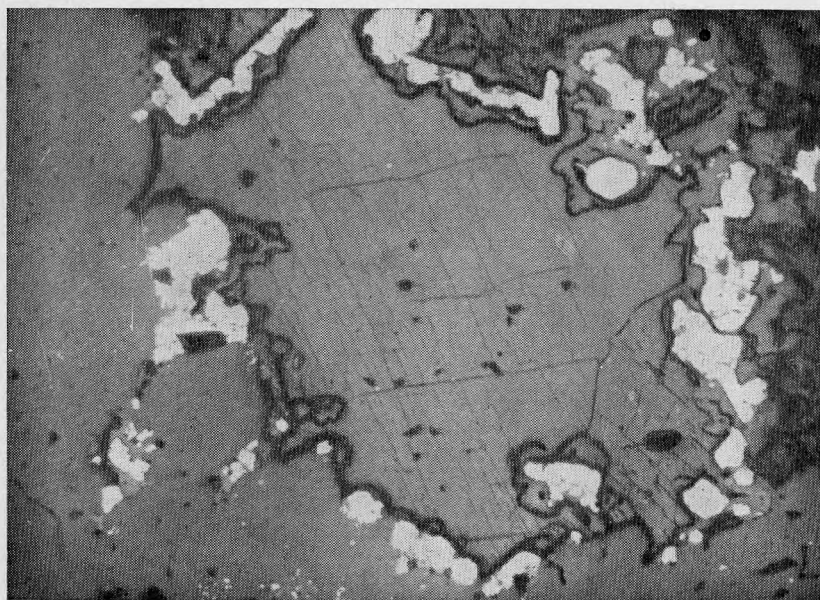


Рис. 2. Корочки кристаллически-зернистого коффинита (серое) на марказите (белое); светло-серое — кальцит. Аншлиф, увел. 70

Межплоскостные расстояния коффинита

Изучаемый минерал						По данным В. Г. Мелкова и А. М. Сергеевой (1962)	
1		2		3		d/n	I
d/n	I	d/n	I	d/n	I		
4,615	9	4,62	—	4,615	9	4,56	4
—	—	3,73	1	—	—	—	—
3,42	10	3,46	10	3,41	10	3,42	5
—	—	3,12*	2ш	—	—	3,12*	4
2,76}	(7	2,69	{8ш	2,74}	8ш	2,63	5
2,63}		2,63		2,60}			
2,426	5	2,44	6	2,41	4	2,48	2
2,148	2	2,16	3ш	2,15	4	2,148	4
1,978	2	1,986	2	1,970	3	1,978	3
1,900*	1	1,915*	2	1,900*	2	1,900*	3
1,794	5	1,788	3	1,781	7	1,808	5
1,719	2	1,737	1	1,719	2	1,731	3
1,629	2	1,639	6	1,629	4	1,629	4
1,538	1	—	—	1,544	1	1,553	3
1,440	2	1,452	4	1,444	6ш	1,444	2
1,345*	1	—	—	1,345*	1	1,352*	1
—	—	—	—	1,313	2	1,319	1
—	—	1,242	2	1,250	2	1,250	3
1,155	2	1,161	2	1,152	6	1,159	4
—	—	1,112	2	1,100	6	1,106	5
—	—	—	—	—	—	1,005*	1
—	—	1,051	2	0,965	4	0,9637	1
—	—	—	—	0,947	3	0,940	1

Условия съемки

Си-излучение, нефилтрованное, 40 кв, 12 ма, камера РКД, без предварительного прокаливания

Си-излучение, нефилтрованное, 40 кв, 16 ма, D=57,8 мм, без предварительного прокаливания

* Линия настурана

хотя при микроскопическом исследовании присутствие последнего не отмечалось.

Как правило, коффинит в проходящем свете непрозрачный, черный, но в тонких срезах просвечивает буроватым цветом. В отраженном свете минерал имеет серую окраску. В табл. 2 приведены данные замеров отражательной способности и микротвердости минерала и данные, опубликованные в литературе.

Таблица 2
Микротвердость и отражательная способность коффинита

Свойства минерала	1	2	3	4	5	6	7
Микротвердость в кг/мм ²	247	292	268	291	68	131	—
по Моосу	4,4	4,6	4,5	4,6	2,5	3,1	—
Отражательная способность, %	7,1	8	8	7,8	5,6	7,5	12,2—13,2

1—3—описываемый коффинит; 4—по В. Г. Мелкову и А. М. Сергеевой (1962); 5, 6 — по Я. С. Филиппенко (1958); 7 — по Эльснеру (Oelsner, 1961).

Микротвердость и отражательная способность измерены Е. К. Аксеновой на приборе ПМТС; отражательная способность определена в воздухе, в качестве эталона принят сфалерит.

Из табл. 2 видно, что отражательная способность и микротвердость описываемого коффинита не испытывают значительных колебаний и такие же (или несколько выше), как у коффинитов, изученных М. Г. Мелковым, А. М. Сергеевой и Я. С. Филипенко, но ниже значений, приведенных Эльснером (Oelsner, 1961) для кристаллически-зернистого коффинита.

Коффинит сравнительно легко разлагается в концентрированных и разбавленных кислотах. После растворения минерала остается светлый прозрачный кремнистый остаток с низким показателем преломления (1,46) и изотропностью. О химическом составе коффинита позволяют приблизительно судить результаты полуколичественного спектрального анализа. В минерале установлены (в %): U, Si 10 и более; As, Fe 3—5; Al, Ca, Mg, P, W, Pb 0,1—0,3; V, Zr, Ti 0,01—0,03; Cu, Sb, Ag, Be 0,001.

Получить материал для химического анализа не представлялось возможным, так как выделения коффинита малы, трудно поддаются диагностике макроскопически и, как видно из результатов спектрального анализа, существенно загрязнены примесями, особенно железа и мышьяка.

Микроскопические исследования показывают, что выделения коффинита интенсивно корродируются мелкозернистым флюоритом, реже кальцитом, причем последний иногда почти нацело замещает коффинит: от него остаются лишь мелкие разрозненные реликты, которые к тому же претерпели ряд изменений. Реликты коффинита желто-зеленые, стекловатые, рентгеноаморфные, а после прокаливания восстанавливается структура U_3O_8 ; показатель преломления их падает до 1,617.

Вторая разновидность коффинита наблюдается в виде корочек, которые покрывают поверхность кристаллов доломита и сульфидов железа, главным образом марказита, выполняющих пустоты выщелачивания (рис. 2). Такие выделения коффинита в шлифах имеют зеленоватую окраску. Они полупрозрачны или прозрачны, в последнем случае проявляют слабое дупреломление, интерферируя в серо-желтых тонах. Корочки коффинита имеют радиально-лучистое строение и состоят из удлиненнопризматических кристаллов. Малые размеры последних (менее 0,1 мм) и их сложное срастание друг с другом создают затруднения при оптическом исследовании минерала. В отраженном свете коффинит этой разновидности имеет серую окраску, внутренних рефлексов не обнаруживает. Отражательная способность коффинита (измеренная Е. Г. Рябовой на приборе ПООС-1 по эталону СТФ-2) падает с увеличением длины световой волны, значение которой (λ_{nm}) дано в скобках: $R = 8,2$ (461); $8,1$ (490); $7,6$ (546); $7,5$ (382); $7,5$ (628); $7,5$ (665).

Принадлежность минерала к коффиниту подтверждена рентгено-структурным анализом (табл. 3).

Выше отмечалось, что выделения коффинита пространственно приурочены к участкам развития урансодержащих лейкоксеновых продуктов разрушения браннерита. Изучение парагенетических ассоциаций минералов, а вместе с этим процесса минералообразования в целом позволило установить, что лейкоксенизация браннерита связана с проявлением карбонатного метасоматоза. Воздействие растворов, обогащенных углекислотой и обладавших повышенным кислородным потенциалом, вызывало окисление и раз-

Т а б л и ц а 3

Межплоскостные расстояния кристаллически-зернистого коффинита

d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
4,58	8	1,777	4	2,60	7	1,434	2
3,43	10	1,625	5	2,20	2	1,243	2
2,805	2	1,538	1	1,997	3	1,02	1

ложение браннерита на окислы основных компонентов TiO_2 и UO_3 . При этом двуокись титана оставалась на месте, преобразуясь в анатаз, уран же в значительной части мигрировал. Однако наличие в боковых породах выделений дисульфидов железа препятствовало широкой миграции урана — он осаждался в близлежащих участках в форме коффинита, метасоматически развивавшегося по продуктам изменения пиритизированных темноцветных минералов (Готман и др., 1971).

Образование кристаллически-зернистой разновидности коффинита происходило позже, в заключительную стадию минералообразования, когда концентрация кремнезема и урана в растворах достигала оптимальных значений, отвечавших выпадению коффинита (Рафальский, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

- Готман Я. Д., Полякова В. М., Мигута А. К. О новой разновидности браннерита. — Докл. АН СССР, 1968, **179**, № 2.
- Готман Я. Д., Полякова В. М., Мигута А. К. Новое о браннерите и продуктах его окисления. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 20. Изд-во «Наука», 1971.
- Мелков В. Г., Сергеева А. М. Некоторые данные о коффините. — Записки Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 2, ч. ХСП.
- Рафальский Р. П. Физико-химическое исследование условий образования урановых руд. Госатомиздат, 1963.
- Филипенко Я. С. Первая находка коффинита в СССР. — Атомная энергия, 1958, 4, вып. 6.
- Oelsner O. Über ein neues Vorkommen von Coffinit in sächsischen Erzgebirge und Methoden zu seiner Erkennung. — Geologie, 1961, **10**, Hf. 7.
- Stieff L. R., Stern T. W., Scherwood A. M. Coffinite a uranous silicate with hydroxy, substitution a new mineral. — Amer. Min., 1956, **41**, № 9—10.
- Strunz H., Seeliger E. Erzpetrographie der primären uranmineralien von Wolsendorf Erste Teststellung von Coffinit und einer Uranlagerstätte Mitteleuropas. — Neues Jahrb. Mineral., 1960, Abh. 94, 2.

Л. С. СОЛНЦЕВА, Е. Г. РЯБЕВА

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ ПОГЛОЩЕНИЯ СФАЛЕРИТОВ

Природные сфалериты, как правило, содержат ряд примесей, среди которых преобладают железо, марганец, кадмий и почти всегда в небольших количествах присутствуют рассеянные элементы — галлий, индий, германий. Содержание железа изменяется от 0 до 20%. Вопрос о том, является ли примесь железа изоморфной, рассматривался разными авторами (Chudoba, Maskowsky, 1939; Ясинская, 1951; Бетехтин, 1950; Нестерова, 1961; Клиентова, Малахов, 1966; Круглякова, Ясинская, 1953; Радкевич, Волкова, 1966 и др.). Большинство исследователей считают, что железо входит в сфалерит изоморфно.

Доказательством изоморфизма является изменение параметра a_0 и ряда физических свойств (удельного веса, твердости, показателя преломления и др.) в зависимости от содержания железа. Однако при изучении сфалеритов под электронным микроскопом наряду с изоморфной примесью железа в них отмечена примесь пирита (Шадлун, 1967).

Для выявления влияния примеси железа в сфалеритах на характер их кривых поглощения были получены ИК-спектры различных сфалеритов в области $500\text{—}60\text{ см}^{-1}$ на спектрометре Fis-1.

ИК-спектры сняты с 12 природных образцов сфалерита с различными содержаниями железа и с одного искусственного (настыль, образовавшаяся в трубчатой печи при выплавке цинка). Характеристика сфалеритов приведена в таблице.

Обнаружено, что все исследованные образцы имеют одну широкую полосу поглощения с максимумами в области $270\text{—}320\text{ см}^{-1}$ (рис. 1). При этом максимумы поглощения по мере увеличения содержания железа смещаются в более длинноволновую область (см. таблицу).

Выделяются три группы сфалеритов. ИК-спектры сфалеритов первой группы, к которой относятся образцы с содержанием железа до 1,25%, имеют два максимума поглощения в области $270\text{—}300\text{ см}^{-1}$ и дополнительную полосу (на плече основной полосы) с максимумом $335\text{—}340\text{ см}^{-1}$. В спектрах поглощения второй группы сфалеритов (с содержанием железа более 10%) проявляется дополнительная четкая полоса поглощения с максимумом $370\text{—}375\text{ см}^{-1}$. В сфалеритах промежуточной группы проявляется лишь один широкий максимум поглощения.

Выделение по ИК-спектрам трех групп сфалеритов, вероятно, свидетельствует об искажении их структуры под влиянием примеси железа. При этом первые две группы, имеющие четкие максимумы полос поглощения, обладают, по-видимому, более совершенными структурами, чем промежуточная группа, где ширина полос поглощения говорит о «несовершенстве» структур сфалеритов. Для образцов этой группы характерно также расширение полос дифракции рентгеновских лучей, что проявляется в менее точном определении параметра a_0 (см. таблицу). В одном из образцов этой группы (из месторождения Гюдюрска река) отмечается оптически анизотропия.

Характеристика сфалеритов и положение максимумов полос поглощения

№ образца	Местонахождение	Содержание Fe, %	Коэффициенты при ионах кристаллохимической формулы						Минералы, ассоциирующие в шлифе со сфалеритом	Положение полос поглощения, см ⁻¹		a ₀ , Å
			Zn	Fe	Mn	Cd	Σ	S		основные	дополнительные	
1	Акджал	0,21	—	—	—	—	—	—	—	278,298	340	5,409±0,001
2	Нагольный кряж	0,35	—	—	—	—	—	—	—	278,294	338	5,411±0,001
3	Хапунваара	1,20	0,976	0,020	0,001	0,001	0,998	1,0	—	278,298	340	5,411±0,003
4	Шамлуг	1,90	0,967	0,034	—	0,003	1,004	1,0	Халькопирит	296 ш	375 (нечеткая)	5,412±0,001
5	Ново-Ивановское	3,18	0,926	0,051	0,003	0,002	0,982	1,0	»	294ш	375	5,410±0,002
6	Такели	5,08	—	—	—	—	—	—	—	276,294	370	5,415±0,003
7	Гюдюрска река (НРБ)	6,46	0,868	0,108	0,009	0,003	0,988	1,0	Галенит, халькопирит, пирит	276,295	—	5,412±0,005
8	Страшимир (НРБ)	8,17	0,816	0,149	0,012	0,002	0,979	1,0	Халькопирит, галенит, кварц, слюды	287,294ш	—	5,413±0,003
9	Акатуй	9,17	0,816	0,155	0,006	0,001	0,978	1,0	Пирит, кварц	296	—	5,415±0,001
10	Бориева река (НРБ)	10,66	0,801	0,180	0,007	0,001	0,988	1,0	—	287,320	375	5,420±0,003
11	Хапчеранга	14,24	0,751	0,242	0,005	0,003	1,001	1,0	Пирротин, галенит, пирит	287,316	375	5,421±0,002
12	Савинское	14,8	0,754	0,247	0,005	0,002	1,008	1,0	Пирротин, аксинит	290,315	375	5,423±0,004
13	Настыль	15	—	—	—	—	—	—	Пирротин, цинкит	288,315	375	5,421±0,002

Примечание. 1. Обр. 1—11 получены из литотеки ВИМС, обр. 12 принадлежит авторам; обр. 13 получен от В. А. Зориной.
2. Формулы вычислены по химическим анализам, выполненным Н. Т. Худяковой, Т. А. Львовой, В. М. Лурье. Материал для исследования отбирали под бинокляром, брикеты из анализируемого материала просматривали под микроскопом. Чистота материала подтверждается совпадением рассчитанного и экспериментально определенного удельного веса (кроме образца из Такели, у которого эти величины не совпадают).

Рис. 1. ИК-спектры поглощения сфалеритов из различных месторождений (номера соответствуют номерам в таблице, см. текст)

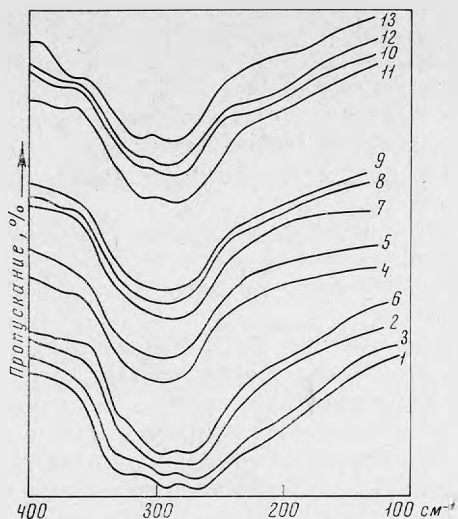


Рис. 2. ИК-спектры поглощения пирита (1), пирротина (2) и халькопирита (3)

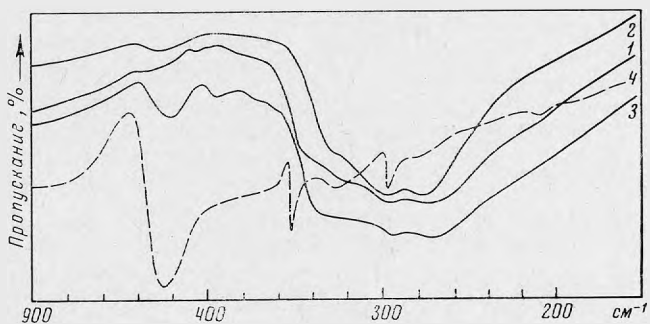
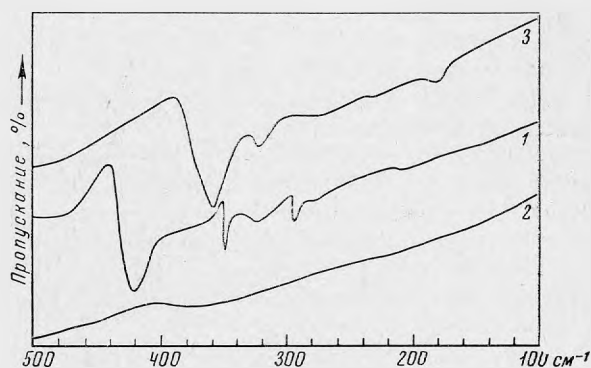


Рис. 3. ИК-спектры поглощения сфалеритов

1 — чистый сфалерит из Такели; 2 — сфалерит с механической примесью 1% пирита из Акджала; 3 — то же, с 8% пирита; 4 — пирит

Искажение кристаллической структуры под влиянием примеси железа позволяет допустить изоморфное вхождение этого элемента в сфалерит.

В ИК-спектре образца из месторождения Такели обнаружена дополнительная полоса поглощения, не соответствующая описанным ранее. Был сделан вывод, что эта полоса соответствует механическим примесям каких-то минералов. Так как наиболее частыми примесями в сфалеритах являются пирит, халькопирит и пирротин, то были исследованы ИК-спектры этих минералов (рис. 2).

Обнаружено, что пирит и халькопирит имеют узкие характерные полосы поглощения с максимумами: 422, 349, 325 и 294 см^{-1} (пирит) и 359, 324 см^{-1} (халькопирит). Пирротин не имеет в исследованной области характерных полос поглощения.

Полоса, обнаруженная в ИК-спектре сфалерита из месторождения Такели (рис. 3), может быть отнесена к пириту. Следовательно, часть железа в этом образце объясняется механической примесью пирита. К тому же рассчитанный по кристаллохимической формуле удельный вес этого образца не совпал с установленным экспериментально.

Для определения чувствительности обнаружения механической примеси пирита были исследованы ИК-спектры маложелезистого сфалерита из месторождения Акджал с различным количеством механической примеси пирита (см. рис. 3). Было установлено, что чувствительность обнаружения механической примеси пирита в сфалерите по ИК-спектрам в данных условиях опыта составляет $\sim 1\%$. Поэтому все исследованные сфалериты (за исключением сфалерита из Такели) можно считать свободными от примеси пирита в количестве более 1%.

Результаты изучения ИК-спектров сфалеритов в области 500—60 см^{-1} позволяют сделать следующие выводы.

1. Для сфалеритов характерна широкая полоса поглощения с максимумами в области 270—320 см^{-1} .

2. Исследованные образцы по ИК-спектрам разбиваются на три группы, две из которых — сфалериты с содержаниями железа 0—1,5 и свыше 10% — имеют более совершенную кристаллическую структуру, чем группа образцов с промежуточным содержанием железа.

3. Искажение кристаллической структуры под влиянием примеси железа может свидетельствовать об изоморфном вхождении этого элемента в сфалерит.

4. По ИК-спектру в сфалеритах можно обнаружить механическую примесь пирита в количестве более 1%. Поскольку присутствие пирита отмечается только в одном образце, во всех остальных примесь железа, определенную химическим методом, можно считать изоморфно входящей в сфалерит.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Изд-во АН СССР, 1950.
- Клиентова Г. П., Малахов А. А. К вопросу об изменении параметра кристаллической решетки сфалерита в зависимости от содержания железа, кадмия и марганца. — Рентгенография мин. сырья, 1966, № 5.
- Круглякова Г. И., Ясинская А. А. О зависимости магнитной восприимчивости цинковых обманок от замещения в них цинка железом. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1953, № 3.
- Нестерова Ю. С. Химический состав сфалеритов. — Труды Мин. музея АН СССР, 1961, № 11.
- Радкевич Р. О., Волкова А. Я. Эффект увеличения параметра кристаллической решетки железосодержащих сфалеритов и его геохимическое значение. — Геохимия, 1966, № 1.
- Шадлун Т. Н. Некоторые результаты изучения состава сфалерита как «геотермометра». — Вестник ЛГУ, 1967, № 6.
- Ясинская А. А. О зависимости главнейших физических свойств цинковых обманок от их химического состава. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Chudoba K., Mackowsky M. T. Über die Isomorphie von Eisen und Zink in der Zinkblende. — Zentrallblatt Mill., 1939, Abt. A. 1.

М. Е. ЯКОВЛЕВА, Л. И. ПОТАПОВА

ВКЛЮЧЕНИЯ БИТУМИНОЗНЫХ ВЕЩЕСТВ В ОБСИДИАНЕ

Вулканические водосодержащие стекла кислого состава, встречающиеся на территории СССР в отложениях от палеозоя до кайнозоя, наиболее детально исследованы В. В. Наседкиным (1963). Особое внимание он уделил тем стёклам, включения в которых заполнены водой и летучими компонентами. По содержанию воды природные стекла разделяются на следующие группы: 1) безводный обсидиан; 2) обсидиан, содержащий только высокотемпературную воду; 3) обсидиан, содержащий только низкотемпературную воду; 4) перлит, в состав которого входит высоко- и низкотемпературная вода; 5) перлит, содержащий только низкотемпературную воду.

Кроме воды, вулканические стекла содержат газы CO_2 , H_2 , N_2 и незначительное количество He , Ne , Ar , Kt , Xe . Газы заполняют поры целиком или на $\frac{4}{5}$ объема. Газовая фаза концентрируется главным образом в порах диаметром 0,001—0,2 мм, вода занимает поры значительно меньшего размера, выполняя полости и каналы алюмосиликатного каркаса стекла (Мануйлова и др., 1962).

Наше внимание привлекли обсидианы лапиритового состава кайнозойского возраста из месторождений Армении и Грузии. Эта разновидность обсидиана обладает полосчатостью, серебристым цветом, шелковистым отливом и используется в качестве поделочного камня. «Художественные вещицы из обсидиана фирмы Фаберже, отливающие серебром, позволяют считать этот камень ценным поделочным материалом» (Ферсман, 1954, стр. 318).

Шелковистый отлив у светло-серых и белых обсидианов, по К. М. Сагателяну (1962), обусловлен флюидалным расположением микролитов полевого шпата. В. В. Наседкин (1963) серебристо-белую окраску объясняет скоплением пор, количество которых в беловато-сером обсидиане достигает 10—12%, причем поры имеют характер трещинок и вытянутых линз.

Нами исследованы образцы из месторождений Джрабер и Паравани. Макро- и микроскопически породы тождественны. Из минералов в исследованных образцах различимы включения микролитов олигоклаз-андезина, количество которых различно в разных полосах, расположение их флюидалное. Редко встречаются ярко-коричневый биотит и оливин.

Под микроскопом в прозрачных шлифах, приготовленных параллельно плоскости полосчатости, видно, что стекло со светопреломлением 1,489 содержит большое количество пор. Поры при одном николе либо бесцветные (рис. 1, а), либо светло-буроватые (см. рис. 1, б). В скрещенных николях вещество, выполняющее поры, анизотропно (см. рис. 1, в), в пределах шлифа все поры гаснут и просветляются одновременно. Форма пор разнообразна: каплевидная, игловидная, угловатая но в основном поры удлиненные и вытянуты в одном направлении. Размер пор по длинной оси до 0,05—0,07, редко до 0,1 мм. В шлифах, перпендикулярных полосчатости, также наблюдается параллельная ориентированность пор, причем толщина их не превышает

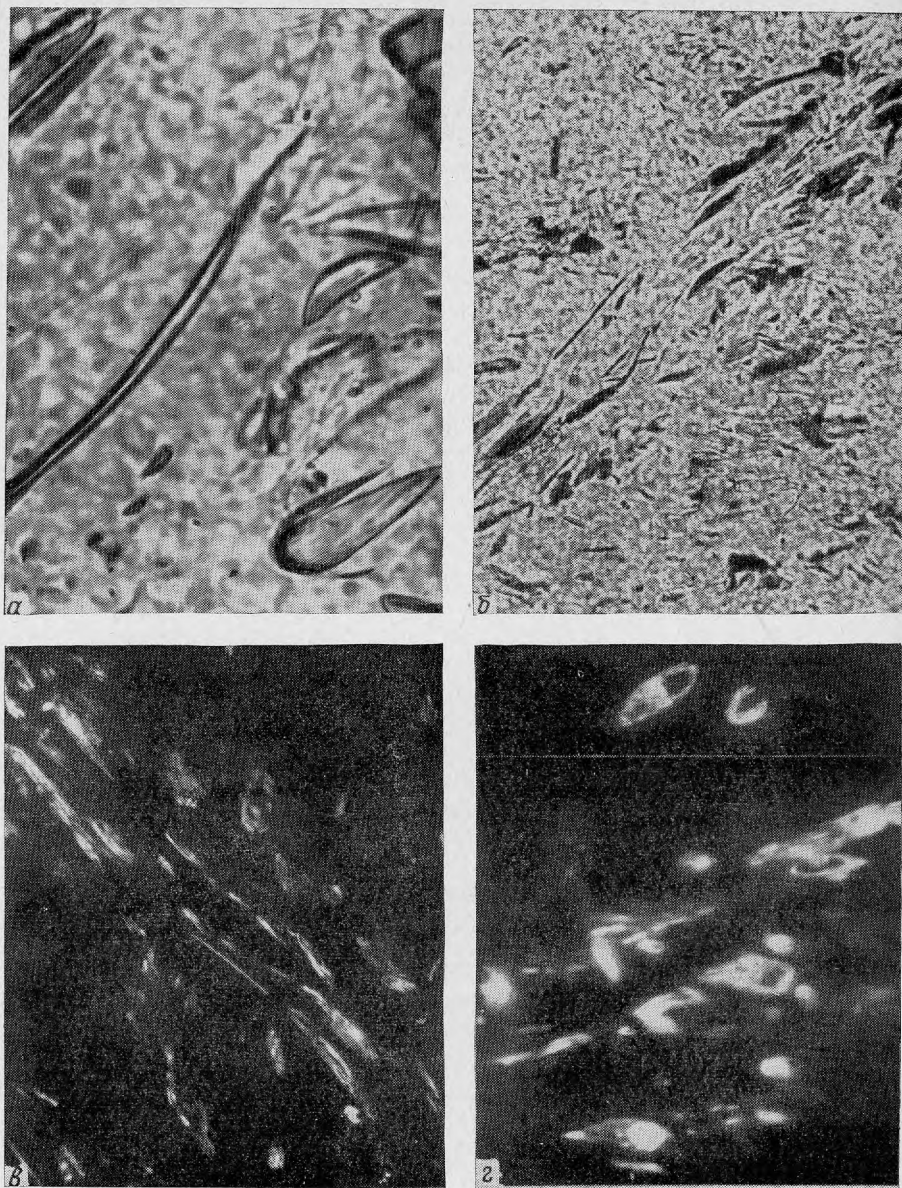


Рис. 1. Форма пор, выполненных битуминозным веществом в обсидиане месторождения Джрабер

a — без анализатора, увел. 420; *б* — без анализатора, увел. 104; *в* — то же, что *б*, но повернут на 90° против часовой стрелки, с анализатором, увел. 80; *г* — люминесценция битуминозных веществ в ультрафиолетовых лучах, увел. 240

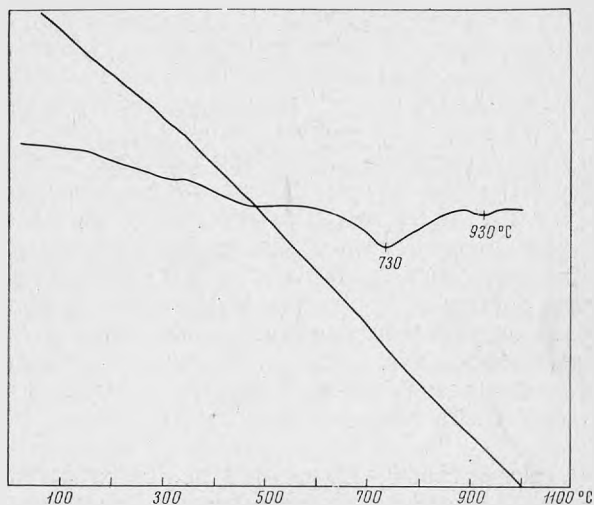
тысячных долей миллиметра. При косом освещении шлифов, параллельных плоскости полосчатости, в каком-либо одном положении можно наблюдать, как поры одновременно приобретают серебристую окраску и шелковистый блеск.

В ультрафиолетовых лучах под микроскопом вещество, выполняющее поры, обнаруживает люминесценцию белесовато-голубоватого цвета, что свидетельствует о принадлежности его к битумам. Одни поры целиком выполнены люминесцирующим веществом, в других оно образует лишь тонкие

каемки на стенках полостей (см. рис. 1, з). Очевидно, в последних совместно с битумом присутствует вода.

Содержание воды в образцах из Джрабера, определенное методом Пенфельда, равно 0,23 и 0,38%. Потери при прокаливании составили 0,28%. Эти цифры соответствуют данным для белесовато-серого обсидиана, приведенным В. В. Наседкиным (1963).

Рис. 2. Дифференциальная кривая обсидиана месторождения Джрабер

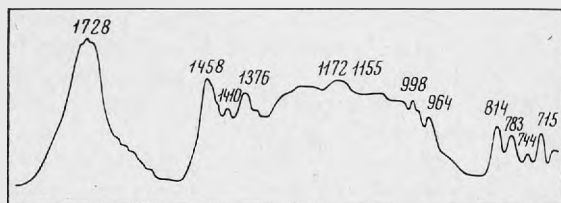


Дифференциальная кривая (рис. 2) обсидиана из Джрабера показывает двухступенчатую отдачу воды при нагревании: 730 и 930° С. В обоих случаях вода является высокотемпературной. Двухступенчатая отдача, возможно, объясняется тем, что вода выполняет мельчайшие поры и совместно с битуминозным веществом присутствует в более крупных порах. Согласно классификации В. В. Наседкина, исследованный обсидиан можно отнести ко второй группе стекол, содержащих только высокотемпературную воду.

Содержание битуминозных веществ в обсидиане определялось люминесцентно-битуминологическим анализом и экстракцией в аппарате Сокслета. Люминесцентно-эталонный анализ в хлороформе (Флоровская, 1957) показал содержание в серебристо-сером обсидиане 0,001% битуминозных веществ. В растворе хлороформа и на капиллярной вытяжке экстрагированное вещество люминесцирует белесовато-голубоватым цветом.

Интересно, что поверхность кусков обсидиана иногда бывает покрыта корочками желтовато- или грязновато-белого цвета со светопреломлением 1,435—1,439, люминесцирующими в ультрафиолетовых лучах желтоватым цветом. Хлороформом из них экстрагируется 0,004% битуминозных веществ. Корочки образовались при выветривании обсидианов, когда происходило разрушение включений и концентрация битуминозного вещества в отдельных участках. Вскрытые поры на поверхности стекла образуют мельчайшие углубления — каверны, хорошо различимые под бинокулярной лупой.

Рис. 3. ИК-спектр поглощения битуминозного вещества, экстрагированного хлороформом из обсидиана месторождения Джрабер



Битуминозное вещество, экстрагированное из обсидиана хлороформом в аппарате Сокслета, имело вязкую консистенцию и светло-буроватую окраску. Содержание его в обсидиане 0,009%. Элементарный состав хлороформенного экстракта (в %): С 53,32; Н 7,70; N + O + S 38,98. Показатель преломления, определенный на рефрактометре ИРФ-22 при 20° С, равен 1,499—1,510.

ИК-спектр поглощения битуминозного вещества из обсидиана (рис. 3), согласно интерпретации А. Н. Гусевой (МГУ), показывает, что в нем присутствуют кислородные производные углеводов типа кислот и нейтральных карбонильных соединений (интенсивная полоса поглощения в области 1710—1740 $см^{-1}$); имеются углеводородные структуры $СН_2$ и $СН_3$ (полосы поглощения в области 1458, 1376 $см^{-1}$); возможны полициклические нафтены (сочетание полос 1458 и 960 $см^{-1}$); нечетко выражены ароматические структуры и отсутствуют твердые парафины.

Элементарный состав и ИК-спектры поглощения битуминозных веществ, экстрагированных из обсидиана, свидетельствуют о том, что эти вещества значительно окислены. Основу их составляют кислородные производные, углеводороды присутствуют в подчиненных количествах.

Образование битуминозных включений в горных породах и минералах эндогенного происхождения трактуется исследователями по-разному. Так, Н. А. Кудрявцев (1958), который приводит детальные данные по составу битумов в эффузивных породах и обсидианах, считает, что они возникли при остывании магматических расплавов. Выделяющиеся из магмы углеводородные газы и свободный водород являются материалом, из которого по мере удаления от магматического очага могут возникать углеводороды и их соединения с другими элементами.

А. И. Германов (1961) допускает возможность обогащения магматического расплава битумами и газообразными углеводородами из битуминозных осадочных пород, залегающих в основании вулканов. Часть углеводородов не разрушается при температурах магматического расплава и нередко сохраняется в вулканических породах. При выходе на поверхность углеводороды, существовавшие в подземной части фумарол, подвергаются окислению.

Согласно гипотезе И. А. Петерсилье (1962, 1964), углеводородные газы и битумы в щелочных породах Хибинского массива образовались в результате неорганического синтеза из простейших газообразных компонентов ($Н_2$, СО, $СО_2$, $Н_2О$) в процессе формирования пород массива. Синтез происходил последовательно от углеводородных газов к битумам — наиболее низкотемпературным его продуктам.

С. В. Икорский (1967), изучавший углеводородные газы и битумы в породообразующих минералах Хибинского щелочного массива, приходит к противоположному выводу — о первичности битумов и вторичности углеводородных газов.

Н. Г. Закржевская (1967 г.) отмечает присутствие в породах Хибинских апатитовых месторождений однофазовых включений углеводов, сингенетичных процессу кристаллизации минералов магматического этапа. Метаморфизация включений углеводов сопровождается преобразованием их в битумы.

В. Н. Флоровской и др. (1968), изучавшими углеродистые вещества в различных геологических объектах, установлено образование углеродистых веществ, а также увеличение их количества и разнообразия к концу гидротермального процесса. Образующиеся при этом битуминозные вещества рассматриваются как вторичные продукты по отношению к минералам магматического генезиса.

В исследованных нами образцах вулканических стекол уплощенная форма включений, их параллельная ориентировка и одновременное погасание в скрещенных николях свидетельствуют о том, что они существовали

в текущей лаве и были ориентированы и сплющены под влиянием течения, т. е. сами полости включений, несомненно, сингенетичны включающей их стекловатой массе. Эти полости могли быть заполнены первичной водой и флюидами вторичного характера.

Вулканическим стеклам свойственны процессы гидратации, девитрификации и гидротермального метаморфизма, которые приводят к вытеснению одних компонентов и заполнению свободных полостей в стеклах другими компонентами. Пронизанные мельчайшими каналами вулканические стекла представляют собой своеобразные молекулярные сита, через которые могут проходить мигрирующие флюиды в виде газов, воды и углеводородных смесей. В зависимости от размера каналов в стеклах и размеров молекул мигрирующих веществ часть молекул будет проходить через эти каналы, а другая часть задерживаться в них. При этом, очевидно, имеют значение разная сорбционная способность веществ, заполняющих поры и каналы, а также образование не только чисто механических, но и химических связей веществ в указанных полостях.

Таким образом, источником битуминозных веществ в обсидиане могли быть соединения, синтезированные в процессе остывания из газообразных эксгалаций лавы, а также соединения, привнесенные позднее высокотемпературными гидротермальными растворами. Присутствие включений органических соединений определяет серебристо-серую окраску и шелковистый блеск исследованной разновидности обсидиана.

ЛИТЕРАТУРА

- Германов А. И.* О возможном участии органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в областях новейшего и современного вулканизма. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Икорский С. В.* Органическое вещество в минералах изверженных горных пород. Изд-во «Наука», 1967.
- Кудрявцев Н. А.* О битумах в эффузивных породах. — Докл. АН СССР, 1958, 119, № 6.
- Мануйлова Н. С., Варшал Б. Г., Майер А. А.* Исследование структуры и некоторых физико-химических свойств перлитов. — Труды РОСНИИМС, 1962, № 25.
- Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Изд-во АН СССР, 1963.
- Петерсилье И. А.* О происхождении углеводородных газов и рассеянных битумов Хибинского щелочного массива. — Геохимия, 1962, № 1.
- Петерсилье И. А.* Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. Изд-во «Наука», 1964.
- Сагателян К. М.* Перлит и вермикулит. Госгеолтехиздат, 1962.
- Ферсман А. Е.* Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1954.
- Флоровская В. Н.* Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. Изд-во МГУ, 1957.
- Флоровская В. Н., Зезин Р. Б., Овчинникова Л. И. и др.* Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. Изд-во «Наука», 1968.

Л. К. ЯХОНТОВА, Т. И. СТОЛЯРОВА

НАХОДКА КОБАЛЬТОВОГО КАБРЕРИТА

Длительное время считалось, что магний в минералах эритрин-аннабергитовой изоморфной серии концентрируется преимущественно в никелевой, собственно аннабергитовой ее части. Таков классический кабрерит из Сьерра Кабрера (Испания) и Лауриум (Греция), представляющий собой промежуточный член в изоморфном ряду аннабергит — гернезит, в составе которого при 20 и 28%-ном содержании NiO было определено соответственно 9 и 5% MgO и который на оси Co — Ni, по нашему расчету, занимает участок 15 : 85—0 : 100 (Дэна и др., 1954).

Позднее появились сведения о возможности более широкого вхождения магния в состав арсенатов рассматриваемого изоморфного ряда с постепенным перемещением анализов в сторону собственно эритрина. К ним прежде всего следует отнести сообщение Мейкснера (Meixner, 1950, 1951) об обнаружении кабрерита и магнийсодержащего эритрина, правда, в обоих случаях диагностированных не вполне надежно (по оптическим константам и качественным химическим испытаниям), и описание Г. А. Крутовым (1958) также магнезиального эритрина (около 4% MgO), который оказался полностью сдвинутым на кобальтовый конец эритрин-аннабергитового ряда (Co : Ni = 82 : 18). Несколько позднее были проведены наши исследования арсенатов этой группы из зоны окисления одного из сибирских месторождений (Яхонтова, 1960), показавшие распространенность в ней арсенатов с одновременным и переменным содержанием в них кобальта, никеля и магния, т. е. относящихся к изоморфной серии эритрин — аннабергит — гернезит. В составе 14 проанализированных образцов среднее содержание MgO составляло от 0,4 до 7%, а область кобальт-никелевого отношения для них переместилась почти в середину оси Co — Ni, на участок 20 : 80 — 56 : 44.

Во всех указанных публикациях вхождение магния в состав эритрина и аннабергита рассматривается с позиции изоморфного замещения, вполне возможного при близости ионных радиусов Co^{2+} , Ni^{2+} и Mg^{2+} . Отмечаются заметное понижение показателей преломления минералов и повышение угла угасания с ростом их магнезиальности. Но из-за большой редкости описываемых арсенатов, а также недостатка материала очень многие вопросы минералогии эритрин-аннабергит-гернезитовой изоморфной группы неясны. Каждый новый анализ (химический, рентгеновский, оптический и др.) или дополнительное исследование имеют большое научное значение.

При углубленном изучении минералогии окисленных руд упомянутого сибирского месторождения был обнаружен арсенат из эритрин-аннабергитового ряда, содержащий неизвестное до настоящего времени очень высокое количество магния (около 13% MgO). Интересно, что при общем эритриновом облике образец имел очень светлую, скорее слегка кремовую, чем розовую, окраску и резко сниженные показатели преломления. Минерал развит в форме розетковидного агрегата, сложенного плоско удлиненными остроко-

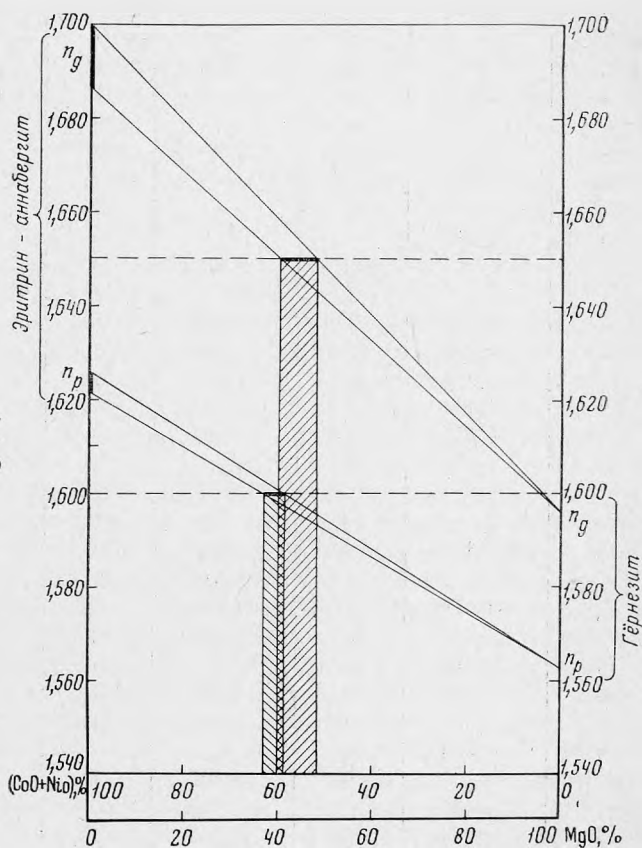
нечными кристаллами длиной до 5 мм. Спайность ясная, продольного типа. Кристаллы имеют сильный стеклянный блеск, хрупки и полупрозрачны. Твердость их около 3.

Для описываемого арсената были получены следующие оптические константы: $n'_g = 1,650 \pm 0,002$; $n'_p = 1,600 \pm 0,002$; $c : Ng = 35^\circ$, в соответствии с которыми он занял промежуточное положение в треугольнике эритрин — аннабергит — гернезит (см. рисунок). Согласно этим данным, оптически изученный образец должен содержать 40—50% гернезитового компонента. По величине показателей преломления и углу угасания он сходен с кабберитом из Хирт, описанным Мейксером (Meixner, 1950), в составе которого (по расчету) было около 8—10% MgO.

Спектральным анализом в описываемом минерале обнаружены As, Mg, Co, Ni ($>>1\%$ каждого), Ca, Fe, Cu (0,01—0,1%), Zn, Al, Mn, Si ($<0,01\%$ каждого). Количественный химический микроанализ, выполненный из навески 20 мг (аналитик Т. И. Столярова), показал следующий состав арсената (в %): MgO 12,83; NiO 12,45; CoO 8,12; As_2O_3 41,85; $H_2O \pm 25,48$; $\Sigma 100,73$, которому отвечает формула $(Mg_{1,9}Ni_{0,8}Co_{0,5})_{3,2}(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$ с соотношениями $CoO : NiO = 40 : 60$ и $(CoO + NiO) : MgO = 46 : 54$.

Таким образом, обнаруженный гипергенный арсенат оказался представителем изоморфной серии эритрин — аннабергит, несколько смещенным в сторону ее никелевого края, и в то же время промежуточным членом изоморфного ряда (эритрин + аннабергит) — гернезит, отвечающим по составу его средней части. В связи с необычным составом минерала при одновременно высокой концентрации в нем кобальта, никеля и магния было очень важно выяснить влияние сложного «тройного» изоморфного замещения на другие

График, показывающий возможное отношение $(CoO + NiO) : MgO$ в арсенате по величинам n_g и n_p



Сравнительные межплоскостные расстояния

Во всех случаях Fe-излучение. Сравнительные дебаграммы взяты из работы В. И. Михеева (1957)

Эритрин (Дашкесан)		Аннабергит (Фрайберг)		Кабрерит (Лауриум)		Наш образец	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
	—	—	—	3	9,20	—	—
	—	—	—	4	8,91	—	—
4	8,52	—	—	—	—	—	—
	—	5	7,77	—	—	8	7,68
7	6,85	7	6,62	10	6,73	10	6,63
	—	6	6,29	—	—	—	—
	—	—	—	1	5,98	—	—
	—	—	—	1	5,56	—	—
3	5,03	2	4,84	2	4,92	3	4,80
5	4,43	4	4,30	6	4,36	6	4,32
1	4,10	1	4,03	2	4,05	—	—
3	3,94	3	3,85	5	3,90	3	3,88
2	3,69	—	—	1	3,65	2	3,55
	—	—	—	—	—	10	3,43
9	3,23	10	3,19	8	3,19	8	3,18
10	3,010	9	2,998	8	2,989	9	2,98
	—	1	2,887	1	2,948	—	—
	—	7	2,765	—	—	—	—
8	2,729	7	2,709	6	2,711	8	2,69
4	2,666	7	2,674	—	—	—	—
	—	2	2,636	3	2,644	—	—
	—	6	2,534	4	2,550	5	2,51
5	2,456	6	2,441	4	2,437	5	2,42
	—	—	—	1	2,382	—	—
7	2,319	5	2,304	6	2,300	7	2,29
2	2,232	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	2	2,214	—	—
4	2,190	—	—	—	—	—	—
	—	4	2,177	—	—	4	2,17
	—	3	2,131	2	2,139	—	—
6	2,079	4	2,072	5	2,064	6	2,060
1	1,985	—	—	2	1,976	2	1,967
3	1,949	6	1,957	3	1,936	3	1,931
4	1,909	3	1,899	3	1,890	4	1,881
2	1,831	4	1,827	2	1,821	3	1,820
2	1,776	2	1,765	1	1,775	—	—
	—	—	—	2	1,754	4	1,753
	—	—	—	1	1,709	—	—
6	1,679	8	1,680	9	1,666	9	1,656
	—	8	1,649	9	1,637	8	1,632
3	1,611	—	—	—	—	—	—
3	1,596	6	1,603	6	1,594	5	1,591
4	1,583	—	—	—	—	—	—
4	1,564	9	1,557	4	1,551	3	1,544
6	1,521	2	1,532	4	1,526	2	1,523
1	1,513	—	—	—	—	—	—
	—	6	1,497	1	1,502	—	—
6	1,485	2	1,482	5	1,484	4	1,479
1	1,473	2	1,462	1	1,474	—	—

Эритрин (Дашкесан)		Аннабергит (Фрайберг)		Кабрерит (Лауриум)		Наш образец	
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
	—	6	1,444	4	1,449	5	1,448
	—	—	—	2	1,438	—	—
2	1,428	1	1,424	—	—	—	—
2	1,412	2	1,411	2	1,417	—	—
	—	—	—	2	1,400	3	1,406
	—	3	1,386	2	1,372	4	1,372
2	1,359	7	1,361	3	1,348	2	1,343
4	1,341	7	1,336	4	1,329	6	1,329
	—	3	1,314	—	—	—	—
	—	2	1,283	2	1,272	2	1,274
5	1,255	3	1,258	—	—	—	—
	—	1	1,248	6	1,248	4	1,247
	—	—	—	1	1,243	—	—
4	1,222	5	1,220	—	—	—	—
	—	—	—	6	1,213	5	1,214
2	1,185	4	1,188	—	—	—	—
3	1,178	—	—	—	—	—	—
4	1,163	3	1,162	4	1,168	4	1,168
	—	—	—	4	1,154	3	1,155
2	1,133	3	1,137	3	1,137	2	1,138
	—	—	—	3	1,132	—	—
	—	3	1,123	—	—	1	1,125
2	1,118	4	1,110	3	1,116	1	1,110
	—	3	1,094	—	—	—	—
2	1,076	7	1,077	—	—	1	1,070
	—	3	1,055	—	—	3	1,050
6	1,042	3	1,038	—	—	4	1,036

(кроме уже отмеченных для него макроскопических и оптических) свойства этого арсената.

Поскольку минерал был обнаружен только в одном образце и в очень малом количестве, удалось выполнить лишь рентгеновский анализ по методу порошка (рентгеновская лаборатория ИМГРЭ), результаты которого приведены в таблице. Для сравнения в ней указаны межплоскостные расстояния и интенсивности дебаеграмм, имеющих в справочниках для эритрина, аннабергита и кабрерита.

Из таблицы видно, что по общей рентгеновской картине исследованный арсенат схож с представителями изоморфной эритрин-аннабергитовой группы. В то же время по межплоскостным расстояниям и интенсивности отвечающих им отражений полученная рентгенограмма ближе к кабреритовой. Последняя в целом сходна с дебаеграммой аннабергита и отличается от нее некоторыми особенностями, очевидно, связанными со структурными деталями кабрерита, отвечающими изоморфному вхождению в аннабергит магния. Только кабрериту присущи отражения 9,20, 8,91, 2,214, 1,438, 1,400, 1,154, 1,132 и др. У него по сравнению с аннабергитом две тройки отражений (7,77—6,62—6,29 и 2,765—2,709—2,674) заменены каждой одним сильным отражением (6,73 и 2,711). Большинство этих изменений оказались характерными и для рентгенограммы описываемого минерала. По рентгеновской картине обнаруженный высокомагнезиальный арсенат вполне мог бы быть диагностирован как кабрерит.

В литературе, к сожалению, отсутствуют работы, посвященные рентгеновским исследованиям арсенатов — членов изоморфной серии эритрин — аннабергит. Поэтому остается неясным характер влияния содержания кобальтового и никелевого компонентов в образцах на их рентгеновские параметры. Лишь для изоморфной серии аннабергит — гернезит имеется уже рассмотренная дебаеграмма классического кабрерита из Лауриум. Из приведенного выше ее анализа видно, что содержание магния в бескобальтовом аннабергите довольно ощутимо изменяет картину межплоскостных расстояний и интенсивностей, свойственную чисто никелевому арсенату.

В нашем случае, когда в минерале оказались вместе кобальт, никель и магний, очевидно, более заметную роль должны играть никель и магний. Действительно, по рентгенограмме арсенат оказался похож больше на кабрерит (и аннабергит), чем на эритрин. Общий характер сходства рассмотрен выше.

В заключение остановимся на вопросе, касающемся названия описанного арсената — представителя изоморфного ряда эритрин — аннабергит — гернезит. Мейкснер (Meixner, 1951) предложил два термина — «никелькабрерит» для членов серии аннабергит — гернезит и «кобальткабрерит» — для кобальт-магнезиального ряда. Нам кажется, что первый из этих терминов лишней. Кабреритом был назван именно магнезиальный аннабергит, в котором никель частично замещен на магний. Это название и следует сохранить за всеми представителями изоморфного аннабергит-гернезитового ряда. Второй термин Мейкснера («кобальткабрерит»), видимо, является наиболее подходящим для всех тех арсенатов, в составе которых одновременно содержатся кобальт, никель и магний. Что касается безникелевого эритрина, содержащего магний, то, очевидно, он остается просто магнезиальным эритрином, и его эталоном пока являются образцы, описанные Мейкснером (Meixner, 1951) и Г. А. Крутовым (1958). Поэтому исследованный высокомагнезиальный арсенат следует называть кобальтовым кабреритом.

ЛИТЕРАТУРА

- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пелач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии. Т. II, стр. 2. ИЛ, 1954.
- Крутов Г. А. Магнезиальный эритрин в серпентинитах Южного Урала и некоторые общие вопросы состава минералов ряда эритрин — аннабергит. — Труды Мин. музея АН СССР, 1958, вып. 9.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Яхонтова Л. К. Вопросы состава и свойств минералов ряда эритрин — аннабергит. — Труды Мин. музея АН СССР, 1960, вып. 11.
- Meixner H. Ober Cabrerit. — Neues Jahrb. Mineral., 1950, H. 8.
- Meixner H. Kobaltcabrerit, ein neues Mineral aus der Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein, Kärnten. — Neues Jahrb. Mineral., 1951, H. 1.

Л. К. ЯХОНТОВА, Н. Е. СЕРГЕЕВА

**ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ХОВАХСИТА
И СМОЛЬЯНИНОВИТА**

Ховахсит $0,5-1,0 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2-1,5 (\text{Co}, \text{Ni}, \text{Ca}, \text{Mg}) \text{O} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 8-3\text{H}_2\text{O}$ и смольяниновит $(\text{Fe}, \text{Al})_2 (\text{Co}, \text{Ni}, \text{Mg}, \text{Ca})_4 [\text{AsO}_4]_4 \text{O} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$, являющиеся продуктами совместного окисления арсенидных и карбонатных минералов, широко распространены в зоне гипергенеза кобальт-никелевых арсенидных месторождений. В минералогической систематике арсенатов они не имеют определенного места, и чаще их рассматривают в группе сомнительных или недостаточно изученных минералов. Это неудивительно, так как оба арсената, судя по литературным данным (Яхонтова, 1956, 1958, 1961; Шишкин, Михайлова, 1956), имеют варьирующий состав, очень слабую кристалличность, затрудняющую их рентгеновское изучение, и переменные физические свойства.

В то же время у исследователей, изучающих зону гипергенеза кобальт-никелевых арсенидных руд, существование и самостоятельность ховахсита и смольяниновита не вызывают сомнения, и даже отмеченное непостоянство их состава и свойств принимается как обязательное для продуктов, образовавшихся на начальном этапе окисления арсенидов и вмещающих их карбонатов, когда полная дифференциация материала еще не наступила и происходит смешивание арсенидного (As, Co, Ni, Fe) и карбонатного (Ca, Mg) вещества. Колебания состава ховахсита и смольяниновита хотя и ощутимы, но находятся в пределах вполне определенных формул и связаны с чрезвычайно переменным составом окисляющейся арсенидной руды, в которой одновременно могут присутствовать в различных отношениях шмальтин, скуттерудит, сафлорит, раммельсбергит, леллингит и другие арсениды, а также разнообразные карбонаты. Пока удалось заметить лишь некоторые особенности преимущественно «шмальтинового» и «сафлоритового» ховахсита, выражающиеся главным образом в степени железистости образцов (Яхонтова, 1961). Наиболее распространен ховахсит, образующийся по сафлориту.

Непостоянство состава рассматриваемых арсенатов, безусловно, связано с их тонкодисперсным состоянием и с возможностью присутствия в них механических, изоморфных и сорбированных примесей. Среди механических примесей могут быть реликтовые арсениды и новообразования в виде эритрина, аннабергита и других арсенатов.

Исследования показали, что более определенным по составу и свойствам является смольяниновит. О принадлежности его к самостоятельному минеральному виду судить трудно из-за отсутствия полных сведений по физическим свойствам. До сих пор этот арсенат не был исследован под электронным микроскопом и неизвестны характер и морфология его выделений, степень однородности и другие особенности.

Смоляниновит рассматривается чаще как продукт дальнейшего гипергенного преобразования ховахсита, образовавшийся или на месте последнего, или в трещинах выщелачивания среди других минералов зоны окисления (эритрин, беловит и др.) за счет разложения ховахсита и перемещения слагавшего его вещества. В ходе указанного преобразования ховахсита в нем происходит выравнивание отношений $\text{CoO} : \text{NiO}$ и $\text{MgO} : \text{CaO}$ до 1 : 1, уменьшается содержание Fe_2O_3 и H_2O , увеличивается роль кислорода.

Все эти генетические сведения важны для оценки результатов дополнительного исследования смоляниновита, который должен наследовать от ховахсита не только химизм, но и другие особенности, в частности текстурно-структурные, что наиболее четко должно проявиться в псевдоморфозах смоляниновита по ховахситу.

Выбор образцов и метод исследования. Под электронным микроскопом ЭМ-7 были изучены восемь типичных образцов ховахсита (четыре образца — псевдоморфный тип по саффориту и четыре — контактный ховахсит) и пять проб смоляниновита, представляющих собой псевдоморфозы по арсенидам. В основном использовались образцы, для которых имеются химические и другие анализы (Яхонтова, 1958, 1961).

В ходе подготовки проб были получены одноступенчатые платиноугольные реплики со свежих сколов образцов. Отделение реплик проводилось с помощью HCl (1:1). Инструментальное увеличение при просмотре реплик находилось в пределах 4000—12 000.

Смоляниновит удалось изучить также и в водной суспензии. При этом пришлось использовать ультразвуковой диспергатор УЗДН-2 при частоте колебаний 15 *кГц* в течение 10 *мин* на одну пробу. Только в этих условиях было достигнуто удовлетворительное разделение агрегатов на отдельные индивиды. Для большей контрастности препаратов суспензия оттенялась платиной. Инструментальное увеличение при изучении суспензий находилось в пределах 9000—19 000. Для образцов ховахсита получить суспензионные препараты не удалось.

Результаты исследований. Все исследованные образцы ховахсита имеют чрезвычайно тонкодисперсное строение. Преобладает тонкопочковидная текстура со значительной вариацией размера «почек». Только в наиболее крупных «почках» местами отмечается очень тонкая переплетающаяся волокнистость.

Наиболее мелкие «почки» характерны для псевдоморфного ховахсита на начальной стадии его образования, когда образцы еще содержат остаточный саффорит, видимый макроскопически (рис. 1, а). Размер «почек» здесь 0,1—0,01 *мк*. На некоторых снимках наблюдались агрегаты кристаллов саффорита, сохранившиеся в массе тонкопочковидного ховахсита как реликтовые.

Рядовые образцы псевдоморфного ховахсита обнаружили крупнопочковидное строение (см. рис. 1, б) с размером «почек» 1—2 *мк*. Отдельные «почки» имеют волнистые овальные очертания. Они скорлуповаты и лишь местами обнаруживают тонкую волокнистость. В некоторых препаратах наблюдались отдельные призматические кристаллы и небольшие звездчатые агрегаты, видимо, эритрина, который легко извлекается при отделении реплик с поверхности образцов. Эритрин имеет вид новообразования на поверхности ховахсита.

Очень своеобразную картину показали образцы контактного ховахсита, который развивается со стороны карбонатов, вмещающих арсениды. Здесь небольшие по размерам «почки» ховахсита имеют почти параллельную ориентировку, по-видимому, отвечающую направлению спайности карбонатного материала (рис. 2).

Электронномикроскопическое изучение смоляниновита, который, судя по полевым и минералогическим наблюдениям, представлял собой псевдоморфозы замещения по арсенидам (и, очевидно, по ховахситу),

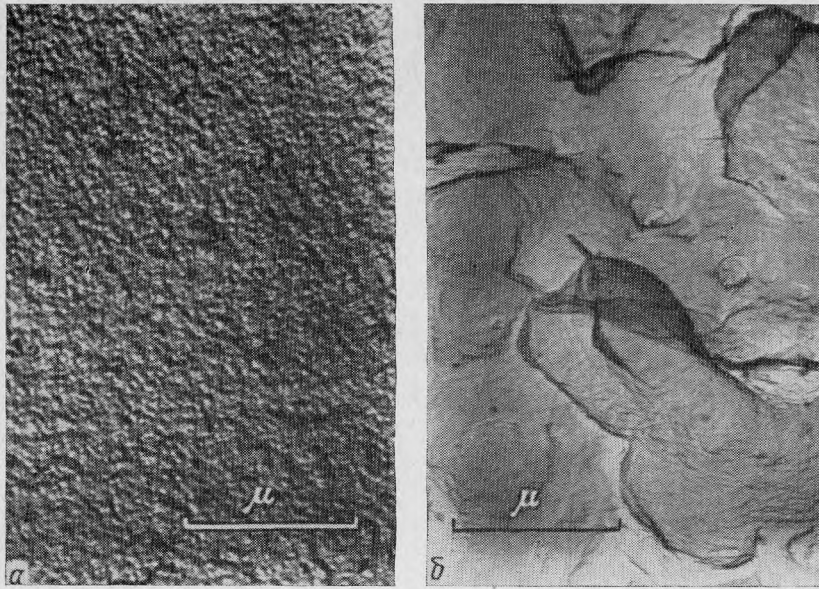


Рис. 1. Общий вид ховахсита

a — тонкопочковидный, в виде псевдоморфозы по сафлориту на ранней стадии окисления арсенида;
б — крупнопочковидный, псевдоморфный

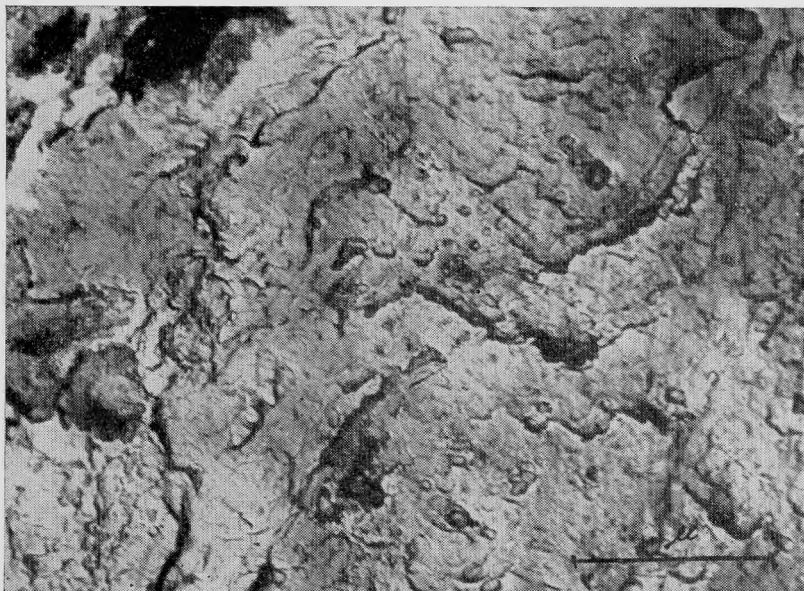


Рис. 2. Ориентированные «почки» контактного ховахсита по спайности замещенного им карбоната

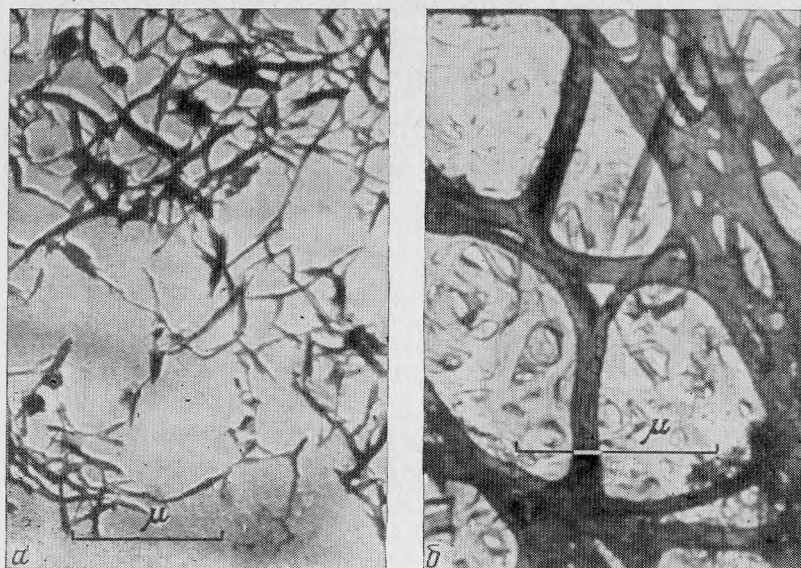


Рис. 3. Морфология смольяниновита
 а — волокна в водной суспензии; б — овально-петельчатая структура

позволило установить четкое волокнистое строение арсената, едва намечавшееся в ховахсите. Отдельные волокна удалось рассмотреть в суспензированном препарате (рис. 3, а). Они сравнительно короткие, веретенообразные, с утонченными, часто расщепленными концами.

Реплики с поверхности образцов смольяниновита, просмотренные под электронным микроскопом, показали петельчато-волокнистую структуру арсената (см. рис. 3, б). Отличительной чертой этой структуры являются овальные замкнутые петли из сравнительно крупных волокон, окружающих мелковолокнистые участки.

Общая картина рельефа смольяниновита сходна с той, которая наблюдалась на образцах ховахсита: крупные волокна, образующие овальные петли, повторяют рисунок почковидной структуры псевдоморфного ховахсита. Создается впечатление, что крупные волокна смольяниновита возникают вдоль контуров «почек» ховахсита или в участках между ними. Это подтверждает возможность отмеченной выше генетической преемственности между обоими гипергенными образованиями.

Следует отметить наблюдавшийся в одном образце очень своеобразный древовидный характер волокнистости смольяниновита, когда крупные волокна образуют не овальные петли, а почти параллельно вытянутые шнуры, окруженные участками спутанно-волокнистого строения. Видимо, в этом случае развитие смольяниновита происходило по ховахситу в котором «почки» были ориентированы по плоскостям спайности замещаемых карбонатов или по отдельным зонам арсенидов.

Выводы

1. Для каждого из арсенатов характерны свои морфологические особенности — ховахсит очень тонкодисперсный и почковидный, смольяниновит лучше раскристаллизован, волокнист и более четко индивидуализирован.

2. Низкая степень раскристаллизации ховахсита является главной причиной переменного состава и свойств этого раннего продукта окисления карбонатно-арсенидной руды.

3. Выявлены морфологические черты генетических связей между контактным ховахситом и замещаемым им карбонатом (ориентировка «почек» вдоль спайности карбонатов) и между смольяниновитом и ховахситом (аналогия между почковидным строением ховахсита и овально-петельчатой структурой смольяниновита).

4. Полученные данные не противоречат ранее высказанному представлению о возможности образования главной массы смольяниновита в условиях дальнейшего изменения (видимо, раскристаллизации) ховахсита, протекающего по мере развития зоны окисления арсенидных руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Шишкин Н. Н., Михайлова В. А.* Изучение вещественного состава руд Ховахсинского кобальтового месторождения. — Материалы техн. информ., 1956, № 6.
- Яхонтова Л. К.* Новый минерал — смольяниновит. — Труды МГРИ, 1956, 29.
- Яхонтова Л. К.* Начальные продукты окисления сафлорита. — Вестник МГУ, 1958, 2.
- Яхонтова Л. К.* Бурые и желтые продукты окисления шмальтина и сафлорита. — Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Г. А. Анненкова.</i> Новые минеральные виды и разновидности, поступившие в Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана Академии наук СССР в 1961—1970 гг.	3
<i>З. В. Васильева, Е. В. Свешникова.</i> Новые данные о меланоцерите	12
<i>И. В. Гинзбург.</i> Об алюмосиликатном пироксене — фассаите метасоматических и магматических горных пород	17
<i>О. С. Грум-Гржимайло.</i> О минералогии трошковской глины	28
<i>Е. И. Доломанова, М. С. Гасоян, Е. С. Рудницкая, Г. К. Тютнева, А. Б. Успенская.</i> Определение состава примесей и температуры образования жильного и других кварцев по инфракрасным спектрам	35
<i>М. Д. Дорфман.</i> К вопросу о генезисе пегматитовых жил Хибинского щелочного массива	51
<i>Э. А. Дунин-Барковская, Н. В. Троненко.</i> Крупные кристаллы вульфенита из Сиджака (Узбекистан)	75
<i>В. М. Колесникова, И. В. Островская, А. И. Смирнов, Н. Г. Фридман.</i> Гидрошарит из бороносных гипсовых пород	83
<i>Л. М. Лебедев.</i> Минералы современных гидротерм Челекена	90
<i>Ю. Л. Орлов.</i> Химический состав алмазов	109
<i>Е. Г. Проценко, А. Я. Волженкова, А. В. Быкова, Г. К. Кривоконева, Л. И. Рыбакова.</i> Первая находка роуландита в СССР	119
<i>М. С. Сахарова, В. Г. Демидов.</i> О соотношении золота и серебра на Дарасунском месторождении	127
<i>О. Л. Свешникова, Ю. С. Бородаев.</i> О химическом составе фрейслебенита	133
<i>Н. Н. Смольянинова, В. М. Сендерова.</i> Ферритунгстит из Акчатау (Казахстан)	139
<i>Л. И. Шабынин, О. Г. Унанова.</i> О фассаитах из скарнов Везувиановой горки и других участков района Кедабекского месторождения и о природе этих скарнов	147
<i>М. Е. Яковлева.</i> Минеральный состав некоторых разновидностей пестроцветных яшм Южного Урала	157

Минералогические заметки

<i>Г. А. Анненкова, М. Г. Добровольская, Г. Ф. Полковский.</i> Первая находка мышьяковой разновидности пиростильпнитита в СССР	168
<i>В. В. Архангельская, Т. И. Столярова.</i> Новая находка гагаринита в СССР <i>(Восточный Урал)</i>	174
<i>И. В. Гинзбург.</i> Диагностика алюмосиликатных пироксенов с помощью ИК-спектра поглощения и положение в них титана	179
<i>И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов.</i> О некоторых особенностях алмазов из титаносодержащих россыпей Северного Казахстана	183
<i>Л. М. Лурье, Т. Н. Шадлун.</i> Бисмоклит из Восточного Карамазара	186
<i>М. И. Новикова.</i> Миларит из Восточной Сибири <i>(Енисейск)</i>	188
<i>Ю. Л. Орлов, П. Н. Кодочигов, А. Д. Куринов.</i> Определение примесей алюминия и кремния в алмазах нейтронно-активационным методом	193
<i>В. М. Полякова, А. К. Мигута.</i> Коффинит из рудопроявления браннерита	195
<i>Л. С. Солнцева, Е. Г. Рябева.</i> Инфракрасные спектры поглощения сфалеритов	201
<i>М. Е. Яковлева, Л. И. Потапова.</i> Включения битуминозных веществ в обсидиане	205
<i>Л. К. Яхонтова, Т. И. Столярова.</i> Находка кобальтового кабрерита	210
<i>Л. К. Яхонтова, Н. Е. Сергеева.</i> Электронномикроскопическое изучение ховахсита и смольяниновита	215

УДК 549.1

Новые минеральные виды и разновидности, поступившие в Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана Академии наук СССР в 1961—1970 гг. Г. А. Анненкова. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Общая характеристика собирательной и экспозиционной работы музея в 60-х годах сопровождается перечнем 396 новых минералов с указанием месторождений. Илл. 6.

УДК 549.66

Новые данные о меланоцерите. З. В. Васильева, Е. В. Свешникова — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Для впервые обнаруженного в СССР меланоцерита на основе химического анализа уточнена формула, отличающаяся от формулы бритолита. Установлено, что по порошкограммам, уд. весу и показателям преломления они также различны. Табл. 2. Библ. 9 назв.

УДК 549.642.24

Об алюмосиликатном пироксене — фассаите метасоматических и магматических горных пород. И. В. Гинзбург. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Пироксены состава $(\text{Ca}_{0,8-1,0}\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}_{0,2-0,0}\text{Na}_{0,1-0,0})_1(\text{Mg}, \text{Fe}_{0,75}^{2+}-0,50 \text{Al}, \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}_{0,25-0,50}^{3+})_1(\text{Si}_{1,75-1,50}\text{Al}_{0,25-0,50})_2\text{O}_6$ из любых магматических и метасоматических пород должны именоваться фассаитами. Магматических фассаитов больше, чем метасоматических, и встречаются они в эффузивах и интрузивах ультраосновного, основного, среднего, субщелочного, щелочно-основного и щелочного рядов. Объяснение высокого содержания в фассаите Al в Z и в Y — ключ к пониманию его магматических парагенезисов. Табл. 3. Библ. 47 назв.

УДК 549.623.9:552.52

О минералогии трощковской глины. О. С. Грум-Гржимайло. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Трощковская глина «кристалл» изучена оптически, химически, электронноскопически, рентгеновски, электронографически с помощью микродифракции, ДТА и ТА. Состав глины: каолинит 50—62%, галлузит 20—30, монтмориллонит 10—12, примеси (кварц и др.) 8%. Галлузит представлен деформированными кристаллами короткостолбчатого габитуса, а у каолинита кристаллическая структура не вполне совершенна. Табл. 1. Библ. 10 назв. Илл. 4.

УДК 549.514.51:548.71

Определение состава примесей и температуры образования жильного и других кварцев по инфракрасным спектрам. Е. И. Долгоманова, М. С. Гасоян, Е. С. Рудникова, Г. К. Тютнева, А. Б. Успенская. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Изложены методика и результаты изучения генетически различных кварцев методом ИК-спектроскопии. Впервые установлено, что ИК-спектры поглощения в области 3 мк резко различны у α - и β -модификаций кварца. По интенсивности полосы поглощения в области 3520 см^{-1} в пластинках кварца толщиной 3—4 мм выявлено количественное соотношение α - и β -модификаций в сливных гидротермальных жильных кварцах и определена температура начала (выше или ниже инверсии кварца) гидротермального процесса. Табл. 5. Библ. 16 назв. Илл. 7.

УДК 552.331.5:552.322.2(471.21)

К вопросу о генезисе пегматитовых жил Хибинского щелочного массива. М. Д. Дорфман. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Описаны пегматитовые и эпигенетические жилы в рисчорритах. Обсуждается их генезис с учетом физико-химической и тектонической обстановки. Кристаллизационная дифференциация и инфильтрационный процесс приводят к образованию шпировых и жильных пегматитов и самостоятельных эпигенетических жил. Ранее эти разные по генезису тела объединялись и считались пегматитовыми жилами. Табл. 2. Библ. 21 назв. Илл. 7.

УДК 549.761.52(575.11)

Крупные кристаллы вульфенита из Сиджака (Узбекистан). Э. А. Дунин-Барковская, Н. В. Тронева. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Вульфенит в крупных кристаллах и колломорфных желваках находится в ассоциации с гипергенными минералами свинцово-ванадиево-молибденового рудопроявления. Установлена схема развития парагенетических ассоциаций. Сопоставлением состава и свойств разноокрашенных вульфенитов выявлена связь их окраски с изоморфной примесью хрома, который к тому же уменьшает параметры ячейки минерала. Приведены морфология кристаллов, пять новых химических анализов, порошкограммы четырех образцов, изотопный состав Pb. Табл. 6. Библ. 19 назв. Илл. 2.

УДК 549.732:552.53

Гидроашарит из бороносных гипсовых пород. В. М. Колесникова, И. В. Островская, А. И. Смирнов, Н. Г. Фридман. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Изучены морфологические разновидности ашарита из гипсовых пород. Доказано существование природных гидроксилашаритов, содержащих некоторый избыток воды по сравнению с обычным ашаритом. Обсуждается вопрос об изоморфных замещениях в ашаритах. Табл. 1. Библ. 8 назв. Илл. 4.

УДК 549.2.549.3.549.5:551.49 1.4(575.4)

Минералы современных гидротерм Челекена. Л. М. Лебедев. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Дана общая характеристика современных датированных минеральных агрегатов кальцита, барита, пирита, сфалерита, самородного свинца и др., образование которых связано с разгрузкой термальных рассолов различных гидротермических типов. Рудообразующая деятельность челекенинских гидротерм по масштабам сопоставима с древними процессами рудообразования. Табл. 10. Библ. 17 назв. Илл. 11.

УДК 549.02:549.211

Химический состав алмазов. Ю. Л. Орлов. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Приведены сведения об изотопном составе углерода в различных разновидностях алмазов и о примесях в них посторонних элементов. Табл. 2. Библ. 21 назв.

УДК 549.631.5(47)

Первая находка роуландита в СССР. Е. Г. Проценко, А. Я. Волженкова, А. В. Быкова, Г. К. Кривоконова, Л. И. Рыбакова. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

В минерализованных зонах дробления, связанных со щелочными эгирин-арфведсонитовыми гранитами, в ассоциации с кварцем, альбитом и акцессорными: цирконом, фергусонитом, гадолинитом, торитом и таленитом установлен роуландит, который диагностирован оптически, химически и рентгенометрически. Впервые рассмотрены дифференциальная кривая нагревания и продукты превращения при отжиге, обсуждается формула. Табл. 7. Библ. 7 назв. Илл. 2.

УДК 549.283:549.282(571.54)

О соотношении золота и серебра на Дарасунском месторождении. М. С. Сахарова, В. Г. Демидов. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Отношение Ag/Au в самородном золоте, сульфидах — концентраторах золота, рудах и золотосодержащих березитах изучалось на рентгеновском микроанализаторе, спектрохимическим и пробирным методами. Отношение Ag/Au возрастает в золоте из серебросодержащих минералов, видимо, в связи с явлениями обмена. Отношение Ag/Au в рудных жилах и березитах изменяется с глубиной, в березитах оно возрастает. Табл. 4. Библ. 9 назв. Илл. 2.

УДК 549.353.73.

О химическом составе фрейслепенита. О. Л. Свешникова, Ю. С. Бородаев. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Ни один из старых химических анализов, приписываемых фрейслепениту, не отвечает этому минералу. Большинство из них соответствует диафориту. Впервые определен состав фрейслепенита (на микрозонде), чем подтверждена его формула $AgPbSbS_3$, выведенная Хельнером на основе расшифрованной структуры минерала. Табл. 4. Библ. 11 назв.

УДК 549.761.6(574.3)

Ферритунгстит из Акчатау (Казахстан). Н. Н. Смольянинова, В. М. Сендеров. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Описан редкий минерал — ферритунгстит, образовавшийся в зоне окисления по вольт-фрамиту. Приведены результаты химических анализов ферритунгстита, данные его оптического, рентгеновского, термического исследований и ИК-спектроскопии. Табл. 3. Библ. 8 назв. Илл. 4.

УДК 549.642.2:553.064:479.24

О фассаитах из скарнов Везувиянской горки и других участков района Кедабекского месторождения и о природе этих скарнов. Л. И. Шабынин, О. Г. Унанова. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Показано, что скарны Везувиянской горки относятся к магнезиально-скарновой формации и пироксен в составе шпинель-пироксеновых скарнов и анортит-пироксеновых околоскарновых пород месторождения представлен фассаитом. Приведены оптические и химические характеристики этих пироксенов. Табл. 1. Библ. 22 назв. Илл. 4.

УДК 549:553—89(234.853)

Минеральный состав некоторых разновидностей пестроцветных яшм Южного Урала. М. Е. Яковлева. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Детальным исследованием минерального состава пестроцветных (розовых, красных, белых и черных) яшм горы Полковник, месторождений Анастасьевского и Западного установлено широкое распространение в них граната типа андрадита, который наряду с кварцем является главным породообразующим минералом. Присутствие граната позволяет предполагать, что яшмы претерпели региональный метаморфизм. Табл. 3. Библ. 12 назв. Илл. 6.

УДК 549.354.21(47)

Первая находка мышьяковой разновидности пиростильпнита в СССР. Г. А. Анненкова, М. Г. Добровольская, Г. Ф. Полковский. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Приведена характеристика минерального состава месторождения, в рудах которого впервые в СССР обнаружена мышьяковая разновидность пиростильпнита. Рассмотрены формы выделения этого минерала, состав по результатам спектрального анализа, данные рентгенометрического изучения, удельный вес, отражательная способность, микротвердость. Табл. 2. Библ. 5 назв. Илл. 2.

УДК 549.64:552.33(571.5)

Новая находка гагаринита в СССР. В. В. Архангельская, Т. И. Столярова. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Описан акцессорный гагаринит из щелочных гранитоидов. Рассмотрены его физические и оптические свойства, химический состав (в том числе редкоземельные элементы), данные рентгеноструктурного анализа. В данном гагарините присутствуют магний и TR цериевой группы. Табл. 3. Библ. 5 назв. Илл. 1.

УДК 549.642.24:548.75

Диагностика алюмосиликатных пироксенов с помощью ИК-спектра поглощения и положение в них титана. И. В. Гинзбург. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Алюмосиликатные пироксены — фассаиты от силикатных, в частности диопсида, отличаются диффузными полосами поглощения и сдвигом некоторых из них в сторону меньших значений. У разновидностей, богатых титаном, имеется полоса, отсутствующая к собственным колебаниям титановых тетраэдров. Табл. 1. Библ. 7 назв. Илл. 1.

УДК 549.211:553.494(574)

О некоторых особенностях алмазов из титаносных россыпей Северного Казахстана. И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Охарактеризованы условия нахождения, морфологические особенности и физические свойства алмазов, впервые обнаруженных авторами в тонкозернистых титаносных песках Северного Казахстана. Табл. 1. Библ. 11 назв.

УДК 549.472.2(575.31)

Бисмоклит из Восточного Карамазара. Л. М. Лурье, Т. Н. Шадлун. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Описан весьма редкий оксихлорид — бисмоклит, впервые обнаруженный в полиметаллическом месторождении, находящийся в страстании с первичным сульфовисмутитами. Табл. 1. Библ. 4 назв. Илл. 1.

УДК 549.656.2(571.5)

Миларит из Восточной Сибири. М. И. Новикова. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Охарактеризованы условия нахождения, морфология выделений, физические свойства, химический состав, приведены данные термического и ИК-спектрального анализов миларита из метасоматического флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения Сибири. Табл. 2. Библ. 6 назв. Илл. 2.

УДК 549.211

Определение примесей алюминия и кремния в алмазах нейтроно-активационным методом. Ю. Л. Орлов, П. Н. Кодочиков, А. Д. Куринов. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Нейтронно-активационным методом на четырех образцах алмазов впервые выполнены точные количественные определения Si и Al. У обычных алмазов содержание Si равно $0,005-0,008$ вес. %, а у алмаза с оболочкой — $0,01$ вес. %. Содержание Al варьирует от $1,17 \cdot 10^{-4}$ до $3,36 \cdot 10^{-4}$ вес. %. Табл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 549.514.86

Коффинит из рудопроявления браннерита. В. М. Полякова, А. К. Мигута. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Описаны две разновозрастные разновидности коффинита из рудопроявления браннерита, одна из которых сформировалась в раннюю гипогенную стадию минералообразования, другая — в позднюю. Табл. 3. Библ. 8 назв. Илл. 2.

УДК 553.34:549.321.1

Инфракрасные спектры поглощения сфалеритов. Л. С. Солнцева, Е. Г. Рябева. — В кн. «Новые данные о минералах». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Изучены ИК-спектры поглощения сфалеритов в области $500-60 \text{ см}^{-1}$. 12 природных сфалеритов и один синтетический разделены на три группы по содержанию железа. Выявлено искажение кристаллической структуры под влиянием примеси железа, что расценивается как признак его изоморфного вхождения. Показана возможность определения механических примесей пирита, пирротина и халькопирита в сфалерите. Табл. 1. Библ. 8 назв. Илл. 3.

УДК 552.578.3:552.313(479)

Включения битуминозных веществ в обсидиане. М. Е. Яковлева, Л. И. Потапова. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Серебристо-серые обсидианы месторождений Армении и Грузии в порах и каналах содержат высокотемпературную воду и битуминозные вещества. Изучен элементарный состав и ИК-спектры поглощения битуминозных веществ. Образование их связано с синтезом продуктов из газообразных эксгаляций лавы и с более поздним воздействием гидротермальных растворов. Окраска этих обсидианов объясняется включениями органических соединений. Библ. 11 назв. Илл. 3.

УДК 549.755.

Находка кобальтового кабрерита. Л. К. Я х о н т о в а, Т. И. С т о л я р о в а. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

В зоне окисления сибирского кобальт-никелевого месторождения найден кобальтовый кабрерит с отношением $CO : Ni : Mg = 0,5 : 1 : 2$. Приведены химический анализ, оптические константы, межплоскостные расстояния. Вместо названия «член изоморфного ряда эритрин — аннабергит — гернезит» предлагается «кобальтовый кабрерит». Табл. 1. Библ. 6 назв. Илл. 1.

УДК 549.755.34

Электронномикроскопическое изучение ховахсита и смольяниновита. Л. К. Я х о н т о в а, Н. Е. С е р г е е в а. — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 21. Изд-во «Наука», 1972.

Под электронным микроскопом изучены ховахсит и смольяниновит. Ховахсит обладает тонкодисперсным почковидным строением, смольяниновит лучше раскристаллизован и волокнист. Выявлены морфологические и генетические связи между ховахситом и смольяниновитом и ховахситом и карбонатом. Подтверждено образование смольяниновита за счет ховахсита. Библ. 4 назв. Илл. 3.

Новые данные о минералах СССР

Утверждено к печати

Минералогическим музеем им. А. Е. Ферсмана

Редактор Г. Ф. Неманова

Редактор издательства Т. Б. Гришина

Сдано в набор 12/X 1971 г.

Подписано к печати 18/II 1972 г.

Формат 70×108^{1/16}.

Бумага № 2. Усл. печ. л. 19,6+1 вкл. Уч.-изд. л. 19,1 Тираж 1000 экз. Т-03208 Тип. зак. 261

Цена 1 р. 29 к.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., 21

Набрано в Чеховском полиграфкомбинате Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР
г. Чехов, Московской области.

Отпечатано во 2-й типографии издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
90	19 сн.	Прибалхашской	Прибалханской
94	13 сн.	CO ₂ и H ₂	CO ₂ и H ₂ S
103	18 сн.	Eh = 25 мв	Eh = -25 мв
151	Табл., гр. 5 6 св.	1,58	1,53
165	10 сн.	белой яшмы	белой и красной яшмы

Новые данные о минералах СССР, вып. 21